UNIVERSITÉ JEAN MOULIN LYON 3
ÉCOLE DOCTORALE « SCIENCES SOCIALES »

THÈSE

Sous la direction des Professeurs M. LEROUX puis J. COMBY

Présentée pour l'obtention du diplôme de :
DOCTORAT GÉOGRAPHIE AMÉNAGEMENT

Spécialité :
CLIMATOLOGIE

ANALYSE GÉOGRAPHIQUE DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES DES SURFACES CONTINENTALES DE L'ESPACE NORD-ATLANTIQUE PENDANT LE TARDIGLACIAIRE WÜRMIEN

Présentée et soutenue par **SOTO Didier**,
le 03 décembre 2012 devant le jury composé de :

L. BARTHÉLEMY, Maître de conférences (Université de Lyon) : Examinateur

H. CUBIZOLLE, Professeur des Universités (Université de Lyon) : Examinateur (rapporteur)

W. HOEK, Enseignant-chercheur (Université d'Utrecht) : Examinateur

A.M. LÉZINE, Directeur de Recherches (LSCE) : Examinateur

J.P. VIGNEAU, Professeur des Universités Émérite : Examinateur (rapporteur)

J.COMBY, Professeur des Universités (Université de Lyon) : Directeur de thèse

Travaux effectués au :
Laboratoire de Climatologie Risques Environnement, CRGA
UMR Environnement, Villes et Sociétés
Université Jean Moulin Lyon 3
18, rue Chevreul. 69007 Lyon, France

Remerciements

« *This is the end, my only friend, the end, of our elaborate plans, the end, of everything that stands the end. No safety or surprise, the end. I'll never look into your eyes…again* ». The Doors (1967).

Ainsi s'achève ma vie d'étudiant commencée un 15 juillet 1998. Comment aurais-je pu m'imaginer ce jour-ci rédiger le préambule d'une thèse, qui allait me conduire neuf années durant à Lyon, Avignon, Montpellier, Rabat, Oslo… mais aussi m'accompagner dans tous les lieux et pendant tous les moments de mon quotidien. Comment aurais-je pu m'imaginer embrasser une passion pour une science, qui a modelé à jamais ma vision du monde ? Comment aurais-je pu m'imaginer accomplir cette profession de foi de géographe ?

Rien de tout cela n'aurait été possible si, ce 15 juillet 1998, **Luc Barthélemy** ne m'avait pas accueilli, 15 quai Claude Bernard à Lyon, pour commencer, sans le savoir ce jour-là, son rôle de guide jusqu'à ce dernier jour, où il est présent, à cette même adresse, à mes côtés. Je ne pourrais jamais trouver les mots pour le remercier. Rien de tout cela n'aurait été également possible si je n'avais pas rencontré **Marcel Leroux**, un mentor, un modèle, un maître. Son honnêteté intellectuelle, sa rigueur et son abnégation ont sonné en moi comme autant de révélations, et je n'aurais jamais pu trouver les ressources nécessaires pour rédiger cette thèse sans son enseignement, que j'aurais aimé tellement prolonger. Je suis aujourd'hui fier de compter parmi son école.

Mon parcours n'aurait jamais été aussi riche s'il n'avait pas été jalonné de rencontres et d'échanges géographiques. À ce titre, je tiens à remercier chaleureusement **Jacques Comby**, qui a accepté de reprendre la direction de ma thèse, et qui m'a précieusement conseillé, relu et accompagné lors des derniers instants de ce voyage. D'autres ont su m'ouvrir leurs portes et m'éclairer lorsque j'errais dans mes recherches. Je remercie donc pour leurs encouragements, leurs relectures, leurs conseils ou leur support **Carole Bégeot**, **Lise Herzhaft**, **Hervé Parmentier**, **Stéphane Aubert**, **Odile Peyron**,

Philippe Ellerkamp, **Wim Hoek**, **Richard Seager**, **Brigitte Van Vliet-Lanoë** et **Marit-Solveig Seidenkrantz**. Votre expertise a conforté certains de mes choix, mais a aussi permis de me poser les questions nécessaires pour progresser dans ma réflexion.

Je tiens également à remercier les membres de mon jury d'avoir accepté de prendre part à l'examen de mon travail, et notamment **Jean-Pierre Vigneau** pour sa relecture attentive, qui m'a rappelé à juste titre que la géographie était encore plus belle, parée de ses attributs littéraires.

Je remercie également **mes collègues** des universités de Lyon, d'Avignon et de l'Institut de l'Oratoire pour leurs encouragements sincères et les échanges fructueux menés ensemble.

Je n'aurai jamais pu présenter un tel travail **sans mes amis, et mes familles vénissiane et toussillarde**, qui ont su m'apporter leur soutien moral indispensable à une telle entreprise. Merci à vous pour toutes les attentions que vous avez pu avoir à mon égard, votre patience, vos encouragements, vos questionnements lors des réunions de famille, mais aussi pour votre aide matérielle et financière.

Enfin, **Maud**, cette thèse est également la tienne, tant tu as su œuvré par ton amour, ta patience, tes encouragements, ton abnégation ou ton sens de l'humour. Tout au long de mon parcours, tu as été le premier membre du jury de cette thèse par tes questions, tes conseils et tes relectures minutieuses, notamment des cartes. Je n'oublierai jamais ce mois d'octobre 2011. Sans toi à ce moment, je ne sais pas si j'aurais pu achever ce travail aujourd'hui. Merci du fond du cœur.

Table des matières

Remerciements 1
Table des matières 3
Résumé 9
Abstract 11
Introduction 13

Chapitre I : Les méthodes retenues pour l'étude du Tardiglaciaire würmien

1. Détection des changements climatiques passés 20
1.1. Les méthodes d'analyses isotopiques 20
1.1.1. Les isotopes stables de l'oxygène aquatique (rapport $^{18}O/^{16}O$) 20
1.1.2. Les isotopes stables du carbone 22
1.2. Les méthodes d'analyse des isotopes radioactifs 23
1.2.1. Les principes de la datation par le radiocarbone 23
1.2.2. Correction et calibration des datations par le radiocarbone 25
1.2.3. Les limites de la méthode de datation par le radiocarbone 27
1.2.4. Les autres isotopes radioactifs mentionnés dans cette étude 30
1.2.5. Les téphras, des repères utiles pour la datation 30
2. Le pollen, outil majeur de l'étude des paléoenvironnements 33
2.1. Principes de la palynologie 34
2.1.1. Détermination des grains de pollen 34
2.1.2. Comptage et classification des grains de pollen 35
2.2. Interprétation des données polliniques 37
2.2.1. Relation entre pluie pollinique et paysages végétaux 37
2.2.2. Des pollens aux biomes 38
2.3. Des analyses ciblées essentiellement sur les deux derniers extrêmes climatiques 39
3. Quantification des températures pendant le Tardiglaciaire würmien 43

3.1. Les proxies biotiques **43**
3.1.1. Les pollens **43**
3.1.1.1. Repérage des CIS dans des assemblages polliniques **44**
3.1.1.2. Les travaux sur l'amplitude climatique de FAUQUETTE S. *et al*, (1998) **47**
3.1.1.3. L'approche probabiliste de VELICHKO A.A. *et al*, (2002) **49**
3.1.1.4. La méthode des meilleurs analogues **50**
3.1.2. Les autres indicateurs biotiques **53**
3.2. Les proxies abiotiques **54**
3.2.1. Les modelés périglaciaires fossiles… **54**
3.2.2. … de bons indicateurs paléoclimatiques ? **57**
4. Quantification des précipitations pendant le Tardiglaciaire würmien **58**
4.1. Les méthodes de reconstitution quantitative **58**
4.2. Les méthodes de reconstitution qualitative **60**
4.2.1. Les variations des niveaux lacustres **60**
4.2.2. Les spéléothèmes, archives de l'évolution du cycle hydrologique **62**
4.2.3. Les glaciers de montagne, indicateurs des changements climatiques ? **63**
5. Les dépôts d'aérosols, indicateurs des paléo-vents **65**
6. Reconstitution de la superficie des inlandsis de l'hémisphère Nord pendant le Tardiglaciaire würmien **67**
6.1. Les travaux sur la recherche des dépôts et formes fluvio-glaciaires **68**
6.2. Les travaux sur la remontée isostatique des continents **69**
6.3. Une nécessaire combinaison des deux méthodes **72**
7. Géovisualisation des caractéristiques bioclimatiques du Tardiglaciaire würmien **74**
Synthèse **79**

Chapitre II : Reconstitution et géovisualisation des changements climatiques abrupts du Tardiglaciaire würmien

1. Les événements climatiques qui ont ponctué le Tardiglaciaire **82**
1.1. Une terminologie erronée, inspirée des stratigraphies de l'Europe du Nord-Ouest **82**
1.2. Les enseignements des glaces polaires **83**
1.2.1. Les premières campagnes de forage **83**
1.2.2. L'enregistrement North GRIP **84**
1.2.3. Les autres variations climatiques détectées dans les sédiments **86**
2. … en Amérique du Nord **88**
2.1. Présentation bioclimatique de l'Amérique du Nord **88**
2.1.1. Une variété de domaines climatiques **88**
2.1.2. à laquelle s'adapte la distribution des végétaux **90**
2.2. Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord avant le réchauffement du Bølling **92**
2.2.1. Dynamique de la végétation entre 15 000 et 13 000 ^{14}C BP **93**
2.2.2. Variabilité spatio-temporelle des domaines climatiques entre 15 000 et 13 000 ^{14}C BP **100**

2.2.3. L'événement Heinrich 1 et le Pre-Bølling Warming **101**

2.3. Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord pendant l'optimum climatique du Tardiglaciaire 106

2.3.1. Dynamique de la végétation pendant le Bølling (GI-1e) **106**

2.3.2. Variabilité spatio-temporelle des domaines climatiques pendant le Bølling **110**

2.4. Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord pendant la seconde partie de l'interstade 112

2.4.1. Le coup de froid du Dryas Moyen (GI-1d) **112**

2.4.2. L'Allerød ou la seconde partie de l'interstade (GI-1c) **117**

2.4.2.1. Dynamique de la végétation au cours du début de l'Allerød (GI-1c) **117**

2.4.2.2. Caractéristiques climatiques de l'interstade GI-1c **118**

2.4.3. L'Intra-Allerød Cold Period (GI-1b) et la fin de l'Allerød (GI-1a) **120**

2.4.3.1. Caractéristiques bioclimatiques de l'oscillation de Killarney (GI-1b) **122**

2.4.3.2. La fin de l'Allerød (GI-1a) **124**

2.5. L'événement GS-1 ou le coup de froid du Dryas Récent 128

2.5.1. Dynamique de la végétation pendant le Dryas Récent **128**

2.5.2. Le Dryas Récent : un refroidissement d'ampleur **135**

Synthèse 141

3. … en Eurasie 144

3.1. Présentation bioclimatique de l'Eurasie 144

3.1.1. Entre océanicité et continentalité **144**

3.1.2. Les paysages végétaux de l'aire d'étude **147**

3.2. Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie avant le réchauffement du Bølling (GI-1e) 151

3.2.1. Dynamique de la végétation entre 15 et 13 ^{14}C ka BP **151**

3.2.2. Variabilité spatio-temporelle des domaines climatiques entre 15 et 13 ^{14}C ka BP **158**

3.3. Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie pendant l'optimum climatique du Tardiglaciaire 167

3.3.1. Dynamique de la végétation pendant le Bølling (GI-1e) **167**

3.3.2 Variabilité spatio-temporelle des domaines climatiques pendant le Bølling **168**

3.4. Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie pendant la seconde partie de l'interstade 174

3.4.1. Le coup de froid du Dryas Moyen (GI-1d) **174**

3.4.2 L'Allerød ou la seconde partie de l'interstade (événement GI-1c) **181**

3.4.2.1 Dynamique de la végétation au début de l'Allerød (GI-1c) **181**

3.4.2.2. Caractéristiques climatiques de l'interstade GI-1c **182**

3.4.3 L'oscillation de Gerzensee (événement GI-1b) et la seconde partie de l'Allerød (GI-1a) **188**

3.5. L'événement GS-1 ou le coup de froid du Dryas Récent 197

3.5.1. Une phase d'avancée des glaciers locaux dans un contexte de déglaciation des inlandsis **197**

3.5.2. Dynamique de la végétation pendant le Dryas Récent **198**

3.5.3. Un Dryas Récent tripartite **200**

3.5.4. Un coup de froid unanimement ressenti… **202**

3.5.4.1. … au niveau des températures du mois le plus froid **202**

3.5.4.2. … au niveau des températures du mois le plus chaud **208**

3.5.5. L'établissement d'un climat sec sur l'ensemble du continent **213**

Synthèse 217

Chapitre III : Relecture du rôle des mécanismes à l'origine des changements climatiques du Tardiglaciaire würmien

1. Un consensus scientifique sur le forçage de la circulation thermohaline 220

1.1. Premières quantifications des rétroactions entre l'océan et le climat 220

1.2. Les principes de la circulation océanique 225

1.2.1. La machine thermique océanique : la circulation de surface **225**

1.2.2. La machine thermique océanique : formation et remontée des eaux profondes **226**

1.2.3. Le Gulf Stream au cœur du système climatique **229**

1.3. Les sursauts de l'Océan peuvent-ils être a l'origine d'un changement climatique ? 230

1.4. L'avenir de la THC dans la perspective d'un réchauffement climatique global 235

1.5. Les épisodes climatiques du Tardiglaciaire associés à des perturbations de la THC 239

1.5.1. Le Dryas Ancien (18-14,7 cal ka BP) : un épisode de ralentissement prononcé de la THC **239**

1.5.2. L'interstade Bølling-Allerød (14,7-12,9 cal ka BP) : un épisode de relèvement marin sans précédent pendant le Tardiglaciaire **242**

1.5.3. Le Dryas Récent (12,9 – 11,5 cal ka BP) : un refroidissement majeur dont l'origine est encore inconnue **244**

2. Les limites du scénario océanocentriste 247

2.1. Les relations entre les paramètres du système océanique suite à un forçage en eau douce 247

2.1.1. Quelle interprétation donner aux IRD ? **247**

2.1.2. Examen des relations entre les paramètres du système océanique suite à un forçage en eau douce **250**

2.1.3. Un débat sur la provenance de l'intrusion d'eau douce au début du Dryas Récent **252**

2.2. L'arrêt de la formation de l'EPNA et du Gulf Stream peut-il être une réalité physique ? 254

2.3. Une nécessaire relecture du transport de chaleur par l'océan et l'atmosphère 255

Synthèse 259

3. Le rôle fondamental de la circulation des masses d'air dans l'origine et la transmission des changements climatiques 261

3.1. D'autres possibilités de forçage 261

3.1.1. L'hypothèse débattue d'un forçage solaire **261**

3.1.1.1. L'influence des cycles courts **261**

3.1.1.2. L'influence des cycles longs **262**

3.1.2. Un forçage d'origine volcanique ? **266**

3.1.2.1. Les conséquences des éruptions volcaniques sur le climat **267**

3.1.2.2. Reconstitution de l'activité volcanique pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène **270**

3.1.2.3. Des aérosols en interaction avec la dynamique des masses d'air **274**

3.2. Expérimentation de l'hypothèse du rôle déterminant de la circulation des masses d'air 277

3.2.1. Une organisation tri-cellulaire **277**

3.2.1.1. Analyse statistique **278**

3.2.1.2. Approche dynamique **280**

3.2.1.3. Circulation de l'air en altitude **281**

3.2.2. Relecture des changements climatiques du Tardiglaciaire d'après les théories usuelles **284**

3.2.2.1. La circulation des masses d'air en Amérique du Nord **285**

3.2.2.2. La circulation des masses d'air sur le continent eurasiatique **286**

3.3. Relecture des changements climatiques passés du Tardiglaciaire à l'aide du modèle AMP **288**

3.3.1. Controverses sur le modèle de circulation tri-cellulaire **289**

3.3.2. Un scenario en inadéquation avec les données paléoclimatiques **293**

3.3.2.1. La dynamique asynchrone des cellules polaires et tropicales **293**

3.3.2.2. Les anticyclones thermiques positionnés sur les inlandsis **295**

3.3.2.3. La pénétration de l'air caribéen en Amérique du Nord **296**

3.3.3. Le modèle de l'AMP **298**

3.3.3.1. Les AMP, comme acteurs majeurs de la circulation générale dans la troposphère **299**

3.3.3.2. Les modes connus de circulation de l'air polaire dans la troposphère **302**

3.3.4. La variabilité des modes de circulation de l'air polaire pendant le Tardiglaciaire **303**

3.3.4.1. Présentation des variables à l'origine des modes successifs de circulation **303**

3.3.4.2. Un modèle explicatif en bien meilleure adéquation avec les données paléoenvironnementales **307**

Conclusions **313**

Table des figures **319**

Table des tableaux **323**

Table des photographies **325**

Bibliographie **327**

Glossaire **365**

Résumé

Le climat est aujourd'hui une préoccupation majeure pour les acteurs politiques, économiques et scientifiques de notre société, consécutivement aux inquiétudes soulevées par la perspective d'un changement d'origine anthropique. L'évaluation de la complexité des processus en jeu nécessite de se référer à des épisodes climatiques du passé, afin de dégager des analogies et/ou de comprendre la singularité de ce changement. Il a été choisi dans cette thèse d'étudier, dans un espace Nord-Atlantique élargi, le Tardiglaciaire würmien, qui achève la dernière période glaciaire et précède l'interglaciaire actuel.

La reconstitution du climat passé des surfaces continentales est un exercice spécifique, qui nécessite l'élaboration de géochronologies précises ainsi que la transposition, ici dans un contexte de déglaciation des grands inlandsis, des variables thermiques, pluviométriques et aérologiques grâce à des proxies biotiques et abiotiques. Pour mieux appréhender la qualité de chacun des 686 sites d'étude, il est procédé à une analyse multicritères, à partir de laquelle sont géovisualisées les caractéristiques bioclimatiques des stades et interstades du Tardiglaciaire. La cartographie des données obtenues grâce au croisement de trois méthodes de quantification permet d'opposer plusieurs domaines paléoclimatiques en Amérique du Nord et en Europe occidentale, selon une géochronologie relativement proche de celle des enregistrements groenlandais de référence. Le synchronisme relatif de ces géochronologies met en avant la position centrale de l'Atlantique Nord dans la détermination des changements climatiques abrupts du Tardiglaciaire.

Toutefois, le réexamen des principaux scénarii de forçage océanique, au regard des données paléoenvironnementales collectées dans cette thèse, permet d'identifier certaines de leurs limites en ce qui concerne le déclenchement, l'auto-entretien et la téléconnexion du signal climatique. L'exploration d'autres mécanismes physiques permet de valider l'hypothèse selon laquelle la dynamique des masses d'air est une composante essentielle dans le forçage des changements climatiques du Tardiglaciaire. Cependant, le modèle théorique usuel de circulation atmosphérique ne

permet pas de reconstituer avec précision la dynamique paléoclimatique des épisodes du Tardiglaciaire.

Une des principales innovations de cette thèse est donc de proposer l'expérimentation d'un modèle de circulation générale, celui de l'Anticyclone Mobile Polaire (AMP), qui permet une explication globale des changements climatiques par la détermination de deux modes distincts de circulation aérologique (rapide et semi-rapide). L'avantage de ce modèle réside dans sa capacité à analyser de manière pertinente la diversité des évolutions paléoenvironnementales en Amérique du Nord et en Eurasie pendant la période d'étude. Par conséquent, ce travail contribue à l'amélioration de la compréhension des mécanismes d'un changement climatique majeur, dont il reste cependant à élargir son aire géographique, la quantité de sites d'études et la diversité des indicateurs paléoenvironnementaux.

Abstract

Climate is now a major concern for the political, economical and scientific actors of our society, consecutively to the worries raised by the prospect of an anthropogenic change. The complexity of the involved processes requires referring to climatic episodes of the past, in order to identify similarities or to understand the uniqueness of the current change. In this thesis, the Weichselian Late-Glacial has been studied on an expanded Northern Atlantic area. This period occurred at the ending of the Last Glacial Maximum and also at the beginning of the current interglacial.

The climate reconstitution of the continental surfaces is a specific exercise that requires the implementation of accurate geochronologies, but also, in a context of deglaciation of the major ice sheets, the transposition of thermal, rainfall and aerologic variables through biotic and abiotic proxies. To better evaluate the quality of each of the 686 sites, we have proposed a multi-criterion analysis, from which have been displayed the bioclimatic characteristics of the Late Glacial stadials and interstadials. Mapping data, obtained through crossing three quantification methods, lead to the opposition of several paleoclimatic domains in North America and Western Europe, according to a geochronology relatively close to the Greenland recordings. The relative synchronism of these geochronologies highlights the central position of the Northern Atlantic Ocean in the determination of the Late-Glacial abrupt climatic changes.

However, a review of the main scenarios of oceanographic forcing, compared with the paleoenvironmental data collected in this thesis, identifies some of their limitations in the triggering, self-maintenance as well as the teleconnection of the climatic signal. The exploration of other physical mechanisms allows validating the hypothesis by which the dynamic of air masses is an essential component in the forcing of Late-Glacial abrupt climatic events. However, the usual theoretical model of atmospheric circulation can not accurately reconstruct the paleoclimatic dynamic of Late-Glacial events.

One of the main innovations of this thesis is therefore to experiment a general circulation model, the Mobile Polar High's one, which provides a comprehensive explanation of climate changes by determining two distinct modes of aerologic circulation (fast and semi-fast). The advantage of this model lies in its ability to analyze a relevant diversity of paleoenvironmental changes in North America and Eurasia during the study period. Therefore, this work contributes to better understanding of the mechanisms of a major climate change. However, it still remains to enhance the expansion of its geographical area, the amount of study sites and the diversity of the paleoenvironmental indicators.

Introduction

L'étude des changements climatiques a toujours occupé une place privilégiée dans la recherche scientifique, depuis ses fondements contemporains jusqu'à l'actuel. Les premiers travaux paraissent sous l'impulsion des naturalistes, des physiciens et des chimistes, qui s'intéressèrent, dès le début du XIX^{ème} siècle, à l'effet de serre et aux glaciations passées. L'idée, selon laquelle l'atmosphère terrestre se comporterait comme le vitrage d'une serre, fut notamment théorisé dès 1824 par FOURIER J. (1786-1830) dans ses *Remarques générales sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires*, mais aussi par TYNDALL J. (1820-1893), qui dans son ouvrage *Heat, a mode of motion* (1863), insista sur le rôle essentiel joué par la vapeur d'eau dans le processus de contre-rayonnement. Par la suite, EBELMEN J.J. (1814-1852) fut le premier à écrire que les changements du cycle du carbone avaient pu varier dans le passé et impacté la température terrestre (BARD E., 2004c). Les premières études géomorphologiques sur les glaciers alpins conduisirent également à déterminer des fluctuations majeures du climat, comme le démontrèrent VENETZ I. (1788-1859), DE CHARPENTIER J. (1786-1855), ENSMARK J. (1763-1839) ou encore AGASSIZ L. (1807-1873), qui fut le premier à affirmer que pendant l'« âge glaciaire », une calotte de glace avait pu recouvrir une partie de l'hémisphère Nord. C'est également à cette période qu'est initiée par ADHÉMAR J. (1797-1862) ou CROLL J. (1821-1890) la théorie astronomique des glaciations (*cf. chapitre III*). Le XIX^{ème} siècle s'achève, dans le domaine des sciences naturelles, par la dénomination et la cartographie des grandes glaciations nord-américaines (CHAMBERLIN T.C., 1882), et européennes (PENCK A. & BRÜCKNER E., 1909), mais aussi par la découverte majeure du chimiste suédois S. ARRHENIUS (1859-1927). En 1896, ce dernier suggère que la variation du taux de CO_2 atmosphérique permettrait aussi bien d'expliquer les périodes glaciaires passées que comprendre la variabilité climatique future. ARRHENIUS S. fut ainsi le premier à prévoir une augmentation de la température moyenne de la Terre de l'ordre de 5 à 6°C résultant de la combustion massive d'énergies fossiles.

Plus de cent ans après ces travaux pionniers diffusés dans la confidence des premières sociétés savantes, le climat fait aujourd'hui l'objet d'une discussion globale entre les acteurs politiques, les économistes, sociologues, écologistes et scientifiques, dont les conclusions font l'objet de rapports consultables par tous. **Ce recentrage politico-économique de la recherche** sur le changement climatique est consécutif aux vives inquiétudes soulevées par la perspective d'un réchauffement terrestre de grande ampleur, provoqué en partie par les émissions anthropiques de gaz à effet de serre (GES). En effet, l'interprétation, depuis 1957, des premières mesures systématiques de la teneur atmosphérique en GES depuis les observatoires d'Hawaï et d'Alaska[1], de même que l'analyse des bulles d'air des carottages glaciaires groenlandaises et antarctiques, laisse apparaître une tendance nette à l'accroissement, qui pourrait se traduire par une élévation de la température moyenne terrestre de plusieurs degrés au cours des siècles à venir. En 1972, le sujet est abordé lors la Conférence Mondiale sur l'Environnement à Stockholm. En 1979, la première conférence mondiale sur le climat a lieu à Genève, plus de cent ans après la première Conférence Météorologique Internationale à Bruxelles (1853) et la création de l'Organisation Météorologique Internationale, prédécesseur de l'OMM (Organisation Météorologique Mondiale)[2]. Et c'est seulement en 1988 qu'est créé le Groupe Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC), chargé par l'Organisation des Nations Unies « *d'évaluer, **sans parti-pris** et de façon méthodique, claire et objective, les informations d'ordre scientifique, technique et socio-économique qui sont nécessaires pour mieux comprendre les risques liés au changement climatique d'origine humaine*[3] ».

Son premier rapport, publié en 1990, confirme les inquiétudes grandissantes des scientifiques sur un réchauffement potentiel de la planète et incite l'ONU à rédiger la Convention Cadre des Nations Unies sur le Changement Climatique (CCNUCC) à l'issue du Sommet de la Terre, à Rio de Janeiro, en 1992. Cette manifestation résulte d'une prise de conscience de la nécessité d'une collaboration internationale selon les responsabilités communes et différenciées des pays, mais aussi leur situation économique et sociale. Le second rapport du GIEC, publié en 1995, fournit les bases de négociation du protocole de Kyoto, traité international signé en 1997, qui impose pour la première fois **des mesures contraignantes de réduction des GES émis par les pays développés**, de manière à diminuer leur teneur de 5% par rapport au niveau de 1990. La tenue des négociations renvoie cependant l'image de distensions entre les pays qui souhaitent ratifier le protocole (majoritairement ceux de l'Union Européenne) et ceux qui refusent de le faire, particulièrement les États-Unis, inquiets de la

[1] *http://www.developpement-durable.gouv.fr/1827-1967.html*
[2] *http://www.wmo.int/pages/about/milestones_fr.html*
[3] *http://www.ipcc.ch/home_languages_main_french.htm#1*

menace portée à leur économie, exposée à la concurrence de la superpuissance chinoise[4]. En vigueur depuis la Conférence de Montréal (2005), à la suite de laquelle plus de 55 pays, représentant plus de 55 % des émissions globales de CO_2 en 1990 ont accepté de réduire leur production de GES, le protocole de Kyoto ne génère cependant pas une adhésion massive de la part des pays en développement ou des pays de l'OPEP (Organisation des Pays Exportateurs de Pétrole), pourtant signataires, qui craignent qu'une politique trop restrictive ne nuise à leur croissance économique. Malgré le dernier rapport du GIEC (2007), qui recommande fortement l'idée de limiter le réchauffement à 2°C, les difficiles négociations menées lors des conférences mondiales sur le climat de Copenhague (2009), de Cancun (2010), de Durban (2011) ou même lors du Sommet Rio + 20 (2012), reflètent **l'absence d'une gouvernance environnementale de rang mondial**. L'accord de Durban, qui va prolonger celui de Kyoto à partir de 2012, est ainsi révélateur d'une **avancée modérée dans les négociations de réduction des émissions de GES** : entrant en vigueur en 2020, il concernera tous les grands pays émetteurs (dont la Chine, l'Inde et les États-Unis), aura une force légale, mais ne sera pas juridiquement contraignant[5].

Les enjeux géopolitiques et sociaux sont pourtant pressants : le changement climatique pourrait être la source de nouveaux conflits ou de nouvelles dépenses. À ce titre, WELZER H. (2009) évoque le statut de « réfugié climatique », qui pourrait concerner près de 200 millions de personnes d'ici à 2050 selon l'Institut pour l'Environnement et la Sécurité Humaine de l'Université des Nations Unies[6]. Se pose alors le problème de la gestion de ces nouveaux réfugiés, qui même en envisageant un scénario optimiste de réchauffement, seraient contraints de quitter leur pays, incapable de financer les mesures de prévention. Le changement climatique pourrait également déclencher certains conflits latents, comme c'est le cas au Darfour[7]. La sécheresse conduit ainsi à une compétition pour les terres entre les nomades éleveurs de bétail et les fermiers sédentaires, d'autant plus que leurs ethnies respectives sont différentes et que le Soudan est incapable de réguler leurs affrontements (WELZER H., *op.cit*). De même, si la fonte des glaces devait se poursuivre au rythme prévu par les experts, les dommages d'inondations dans plus d'une centaine de grandes villes côtières pourrait s'élever approximativement à 19 000 milliards d'euros, soit près de dix fois le coût de la récente crise financière, selon une étude publiée fin novembre 2009 par le *World Wide Funding* (WWF) et Allianz, second groupe mondial dans le domaine de l'assurance[8].

[4] KEMPF H. : L'échec de la conférence de Copenhague, nouvelle péripétie d'un marathon commencé en 1988 (Le Monde, 22 décembre 2009)
[5] CARAMEL L. : Climat : un accord à Durban pour un nouveau pacte mondial en 2015 (Le Monde, 11 décembre 2011)
[6] *http://www.unu.edu/publications/annualreports/files/UNU_ar2009_en.pdf*
[7] *http://www.unicef.org/french/infobycountry/20297_27762.html*
[8] *http://www.lemonde.fr/mmpub/edt/doc/20091123/1271084_ecf5_plugin_tp_final_report.pdf*

Il ne faut cependant pas occulter les perspective des richesses, que pourrait générer un éventuel réchauffement climatique, tel que l'accès à de nouvelles ressources pétrolières[9] ou agricoles[10], ou bien par la salutaire « révolution verte » du mode de consommation des pays développés, qui se traduit, par exemple en France, par les mesures du Grenelle de l'Environnement.

Les enjeux liés au changement climatique et la nécessité d'agir rapidement pour réduire les émissions de GES ont cependant façonné une opinion publique défavorable à l'encontre des chercheurs, communément désignés par le terme de climato-sceptiques, qui souhaiteraient débattre ou contester les résultats établis par le GIEC, seul organisme habilité à communiquer des résumés à l'attention des décideurs politiques. Si le terme de sceptique est relativement flatteur, eu égard à la référence philosophique antique sous-jacente de ne jamais interrompre la recherche même en prétendant être parvenu à une vérité absolue, force est de constater que s'opère ces derniers temps une véritable déviation sémantique puisque le terme de climato-sceptique a laissé sa place dans le vocable médiatique à celui de **négateur** (*deniers* en anglais). C'est ainsi que nomme STOCKER T., professeur de physique du climat à l'Université de Berne, les sceptiques qui contestent l'influence des activités humaines sur le climat[11]. La connotation négative est davantage amplifiée si on reprend les propos de VOITURRIEZ B. dans le journal Le Monde (1er juin 2010), assez révélateurs de l'opinion scientifique post-conférence de Copenhague : « *Toute opinion est recevable et le fait avéré, et singulièrement le fait scientifique, s'efface pour n'être plus qu'une opinion, une idée reçue, l'expression d'une pensée unique à laquelle il est recommandé de s'opposer pour briller dans les médias. Ainsi firent les négationnistes à l'égard d'un fait historique avéré : les chambres à gaz. Ainsi font les adeptes de l'"intelligent design" à l'égard de l'évolution ; ainsi font aussi les climato-sceptiques à l'égard de l'effet de serre et de son accroissement sur Terre* ».

Il n'est évidemment pas question ici de basculer du côté d'un scepticisme borné au point d'ignorer et de contester sans raison le travail de centaines de chercheurs, d'ailleurs fréquemment cités dans cette étude, mais de proposer une réflexion scientifique ouverte sur la question, dans l'esprit des récents communiqués scientifiques de presse, qui rappellent **la nécessité de prendre en contre la controverse**, « ***qui fait pleinement partie du processus de construction climatique*** », comme le souligne FUCHS A., président du CNRS, dans une interview publiée le 20/08/10 au journal *Le*

[9] L'USGS (*United States Geological Survey*) estime que l'Océan Glacial Arctique renfermerait à lui seul une réserve de près de 90 milliards de barils de pétrole, mais aussi du gaz naturel (également sous sa forme liquéfié), soit 22 % des réserves non prouvées d'hydrocarbures dans le monde (TRUC O., Le Monde, 24 novembre 2008).

[10] Selon le rapport sur le développement dans le monde 2010 de la Banque Mondiale, les pays d'Europe centrale et du Nord, mais aussi le Canada et la Russie pourraient profiter de l'accroissement de leur productivité agricole, qui pourrait atteindre le double à l'horizon 2050.

[11] Les propos de STOCKER T. ont été recueillis par FOUCART S. (Le Monde, 24 novembre 2009).

Monde[12]. De même, l'*Inter Academy Council*, qui rassemble quinze des principales académies des sciences par le monde, préconise que « *les véritables controverses soient reflétées de manière adéquate* » dans le prochain rapport du GIEC, à paraître d'ici 2014.

Définie comme la science qui permet d'apporter un éclairage du passé sur les changements climatiques du futur (« *Studies of past climates give a sens of the scale of future changes and provide a crucial check on scientists understanding of key climate processes and their ability to model them*[13] » GIEC, 2001), la paléoclimatologie n'est pas à l'abri de controverses (SOTO D., 2003 ; SEAGER R. & BATTISTI D., 2006 ; WUNSCH C., 2006 ; BROECKER W.S., 2006, *etc…*), qui soulignent la nécessité d'interpréter avec prudence et patience les archives climatiques du passé. Ce travail rapporte d'ailleurs **l'état des controverses actuelles, qui portent essentiellement sur le rôle de la circulation océanique dans le déclenchement des changements climatiques abrupts**. Cependant, ce n'est pas seulement la nécessité de débattre de ces controverses qui a motivé la production de ce travail universitaire, mais **la volonté de procéder à une analyse générale de l'évolution des milieux naturels passés** (les paléoenvironnements), à une époque où les hominidés n'imposaient pas encore de contraintes irréversibles à leur environnement.

*

Porter une analyse générale sur le climat passé n'est cependant pas une chose aisée tant l'évolution de ses paramètres résulte d'une logique systémique. « *Le climat est le système le plus riche d'interactions qui soit offert à notre intelligence, en fait, le Système des Systèmes* » (LENOIR Y., 2001). Prétendre le comprendre nécessite donc de maîtriser les concepts et les méthodes à l'origine du savoir climatologique, mais aussi de prendre en compte les limites des résultats obtenus et de leur interprétation, dans un domaine scientifique dans lequel les connaissances sont encore fragmentaires.

Une telle démarche impose donc de revenir aux « *grands fondements du savoir* », pour citer le philosophe des sciences J. MUGLIONI (1990), ce qui se traduit par **la volonté d'associer, dans un seul et même ouvrage, la production, l'analyse et l'interprétation de données paléoenvironnementales continentales**. Or, chacun de ces points fait l'objet en paléoclimatologie d'une approche relativement différente. Il existe en effet une réelle dichotomie entre la production et l'analyse des données paléoenvironnementales continentales et/ou marines, qui font généralement l'objet d'études « micro-scalaires » voire *in situ*, et la modélisation à grande dimension des principales variables climatiques, apanage des modélisateurs. Sans parler de domaines scientifiques

[12] JACQUÉ P : Réchauffement climatique : le CNRS veut « élargir le débat sur le plan déontologique ». (Le Monde, 20 août 2010)

[13] « *L'étude des climats passés permet de se faire une idée de la magnitude des changements à venir et constitue un atout essentiel dans la compréhension des principaux processus à l'œuvre et leur modélisation* ».

fonctionnant en vases clos, **il manque aujourd'hui une discipline qui permette d'assurer l'interface entre ces deux approches. Il pourrait s'agir ici d'une nouvelle opportunité pour le géographe d'élargir les fondements actuels de sa discipline** ; **c'est en tout cas l'intention qui légitime l'élaboration scientifique de ce travail. Ce travail de paléogéographie** n'apporte certes pas à la communauté scientifique des données paléoclimatiques tirées de nouveaux sites d'étude ou bien un nouveau modèle numérique intégré**. Il présente néanmoins l'avantage de proposer une production, une analyse et une interprétation de données paléoenvironnementales** :

- d'une aire d'étude : **l'espace Nord-Atlantique**, capital dans la dynamique des eaux superficielles et profondes ; il est donc très prisé par les modélisateurs pour tester leurs expériences sur le renversement de la circulation océanique ;
- d'une période temporelle : **le Tardiglaciaire würmien**, pendant laquelle surviennent les derniers grands changements climatiques abrupts connus à l'échelle d'un siècle, d'une décennie ou d'un millénaire ; elle sert donc nécessairement de référence dans la perspective d'un changement climatique à venir de grande ampleur.

*

Il est donc proposé ici une thèse de paléogéographie, qui a l'ambition de transposer les codes fondamentaux de sa discipline initiale à une science récente : la paléoclimatologie, et pour ce faire, elle s'appuie sur son abondante production cartographique et sur la volonté de croiser des univers scientifiques très différenciés, dans le but de produire un savoir « véritable » et unique, en réponse aux attentes politico-économiques suscitées par le changement climatique à venir. **Pour cela, elle propose une réflexion en trois étapes, avec** :

- Une analyse critique des méthodes de datation, d'interprétation et de quantification des données paléoclimatiques continentales. Le propos se portera essentiellement sur les pollens, outil majeur d'étude des paléoenvironnements ;
- La géovisualisation macro-scalaire et l'interprétation de ces mêmes données, à travers un corpus de 153 cartes thématiques extraites d'un Système d'Informations Géographiques (SIG) ;
- Une relecture des principaux enseignements sur les mécanismes à l'origine des changements climatiques de la période étudiée, qui sont systématiquement comparés à la « réalité » des faits interprétés.

Chapitre I : Les méthodes retenues pour l'étude du Tardiglaciaire würmien

L'enjeu scientifique de ce premier chapitre est de procéder à un état des lieux le plus exhaustif possible des méthodologies employées pour déterminer les changements climatiques du Tardiglaciaire würmien.

Il est évidemment impossible de procéder à des mesures directes si bien que **chaque variable climatique doit être inférée à partir de *proxies***[14]. **Cette déduction ne se fait pas sans risques d'erreurs et doit reposer sur une géochronologie**[15] **fiable**, selon le concept introduit par P. DE KLERK (2004). Dans un premier temps, la réflexion portera donc sur les indicateurs grâce auxquels sont détectés les changements abrupts dans les archives climatiques du passé. Dans un second temps, le propos portera spécifiquement sur les pollens, que nous avons volontairement choisis pour reconstituer à petite échelle les paléoenvironnements de l'aire d'étude. Enfin, cette première partie s'achèvera par la présentation et la justification des méthodes retenues pour assurer le transfert de l'information paléoenvironnementale à la donnée paléoclimatique.

[14]Indicateurs permettant la mesure indirecte des variables climatiques

[15]Géochronologie (*geochronology* en anglais) : subdivision du temps passé en périodes spécifiques selon les caractéristiques lithologiques ou paléontologiques des strates (DE KLERK P., 2004).

1. Détection des changements climatiques passés

Le Tardiglaciaire constitue un des épisodes les mieux connus et les mieux datés de l'histoire climatostratigraphique de la Terre, grâce à l'analyse isotopique, fondée sur la composition différentielle d'**isotopes stables**[16] (oxygène de l'eau, carbone) et **radioactifs** (datations par le ^{14}C) des sédiments des surfaces continentales et marines. Sa compréhension est indispensable pour comprendre la difficulté de procéder à la détection d'événements passés.

1.1. Les méthodes d'analyses isotopiques

Depuis les années 1950, les progrès de la physique ont permis d'établir une meilleure connaissance des atomes. On sait désormais que ceux-ci sont dotés d'isotopes, selon leur nombre de neutrons. C'est au cours de la décennie 1970-1980 que les géochimistes utilisent, pour la première fois, les techniques d'analyse isotopique (IMBRIE J. & KIPP N.G., 1971 ; IMBRIE J. & IMBRIE K.P., 1986). Ses atouts en milieu marin ou continental sont nombreux : les sédiments, en se déposant couche après couche, forment des archives climatiques susceptibles d'être précisément datées (notamment les glaces polaires ou les varves[17] lacustres et marines) et corrélées entre elles. Il s'ensuit une utilisation systématique des analyses isotopiques depuis les années 1980, particulièrement les isotopes 18 et 16 de l'oxygène aquatique.

1.1.1. Les isotopes stables de l'oxygène aquatique (rapport $^{18}O/^{16}O$)

L'oxygène contenu dans les molécules d'eau (H_2O) forme un mélange d'isotopes stables naturels, en proportions très différentes : **l'isotope ^{16}O**, qu'on retrouve en proportion écrasante (99,763 % des atomes d'oxygène présents dans l'océan), l'isotope ^{17}O (0,00375 %) et **l'isotope ^{18}O** (0,1995 %) (DUPLESSY J.C. & RUDDIMAN W., 1984 ; COUCHOUD I., 2008b).

La composition isotopique de l'oxygène de l'eau, sous forme de glace ou retenue au sein de coquilles fossiles, subit des variations, selon **la part relative de l'isotope le plus léger : l'isotope ^{16}O**. L'absence ou la diminution de cet isotope dans une strate sédimentaire ou glaciaire met logiquement en avant la proportion des autres isotopes, notamment l'isotope ^{18}O. Ce phénomène de fractionnement

[16] Isotope stable (*stable isotope*) : isotope dont le noyau atomique dispose d'une énergie de liaison suffisante si bien qu'il ne peut être dissocié. Sa durée de vie est illimitée.

[17] Varve (*varve*) : Couche sédimentaire fine, déposée selon un rythme annuel en milieu lacustre ou marin.

isotopique est lié à différents processus physiques ou chimiques. Ainsi, lors du processus d'évaporation, l'isotope le plus léger s'intègre plus facilement dans les molécules d'eau vaporisées. Il en résulte que la vapeur d'eau atmosphérique est appauvrie en ^{18}O par rapport à l'eau de mer dont elle est extraite. Cet appauvrissement[18] se retrouve alors dans la composition isotopique de l'oxygène. De même, l'isotope ^{16}O se concentrera préférentiellement dans de l'eau sous forme liquide plutôt que solide (ALLEGRE C.J. & MICHARD G., 1973). Toute modification successive du rapport $^{18}O/^{16}O$ (autrement appelé **$\delta^{18}O$**) des dépôts glaciaires, marins ou continentaux varie donc simultanément suivant :

- l'évolution saisonnière et à plus long terme du cycle de l'eau
- les **changements de températures,** aussi bien à l'échelle locale que temporelle.

Lors de la succession des phases glaciaires et interglaciaires, il a été remarqué que :

- **la part de l'isotope ^{18}O dans l'océan est plus importante pendant les phases glaciaires (rapport $^{18}O/^{16}O$ en augmentation).** Puisque les neiges qui s'accumulent dans les glaces polaires sont appauvries en ^{18}O, l'augmentation de leur volume pendant les épisodes glaciaires génère un enrichissement de l'océan en cet isotope.
- **la part de l'isotope ^{16}O dans l'océan est plus importante pendant les interglaciaires (rapport $^{18}O/^{16}O$ en diminution)** : a contrario, quand les grands inlandsis fondent, la quantité d'^{18}O tend à diminuer au profit de ^{16}O, contenu dans les eaux de déglaciation (SHACKLETON N.J. & OPDYCKE N.D., 1973).

Les variations de la composition isotopique de l'oxygène de l'eau sont très faibles : 1,0 ±0,1 ‰ entre périodes glaciaires et interglaciaires (SCHRAG D.P. *et al*, 2002). Elles sont donc exprimées en ‰ par rapport à une valeur standard, qui est le SMOW (*Standard Mean Ocean Water*) (CRAIG H., 1961). Une version calibrée, appelée VSMOW a depuis été fournie par l'IAEA (*International Atomic Energy Agency*) pour améliorer la précision du standard originel (COUCHOUD I., *op.cit.*). Comme l'océan a une valeur de $\delta^{18}O$ nulle par rapport à la valeur SMOW, la vapeur d'eau et les précipitations (pluie, neige, grêle, condensation de brouillards), solidifiées dans les glaces polaires, auront des **valeurs négatives de $\delta^{18}O$**.

L'analyse de la composition isotopique de l'oxygène de l'eau permet donc de disposer d'un très bon indicateur retraçant la succession des variations climatiques. La précision de l'analyse, notamment lorsqu'elle concerne des **couches de glace déposées annuellement**, permet de les reconstituer très précisément. En effet, les archives glaciaires, par leur capacité à piéger l'atmosphère du passé et grâce à leur pureté, permettent de disposer de géochronologies auxquelles corréler des séquences sédimentaires locales. Cependant, leur interprétation nécessite d'être prudent (JOUZEL J. *et al*, 2008) vis-à-vis :

[18] L'eau de mer contient alors 30‰ d'isotopes ^{18}O de plus que l'eau de pluie.

- de la rhéologie et de la plasticité de la glace, qui se déforme sous le poids des couches ou en épousant la topographie du substrat ;
- des impuretés d'origine naturelle (poussières, sel marin, acide sulfurique, etc…) ou anthropique (plomb, sulfates, nitrates, etc…) dont l'acidité peut altérer la pureté de la glace, mais tout aussi bien servir d'horizons repères pour la datation;
- de l'évolution spatio-temporelle de la température et de l'humidité des régions océaniques d'où proviennent les neiges polaires, qui influencent la teneur en ^{18}O des précipitations neigeuses.

La correction de ces problèmes par les glaciologues lors des multiples campagnes de prospection glaciaire et marine ont permis de définir des **références géochronologiques.** C'est le cas des séries glaciaires groenlandaises (*Camp Century*, GRIP, GISP2, *North GRIP*) et antarctiques (Byrd, Vostok, *Dronning Maud Land*, Dôme C) auxquelles de nombreuses séquences stratigraphiques ont été corrélées. Les **courbes de la Barbade** (FAIRBANKS R.G., 1989, PELTIER W.R. & FAIRBANKS R.G., 2006) ou du **bassin de Cariaco** (LEA D.W. *et al*, 2003) constituent des références marines mondiales synchronisées, elles-mêmes, avec les chronologies groenlandaises et antarctiques. Chacune de ces références fondamentales sera présentée en détail au cours de la thèse.

1.1.2. Les isotopes stables du carbone

Le carbone, contenu dans les minéraux et les êtres vivants, possède deux isotopes stables : l'isotope ^{12}C, qu'on retrouve en très grande majorité dans les atomes de carbone (98, 89 %) ainsi que l'isotope ^{13}C (1,11 %) (COUCHOUD I., 2008b). L'évolution de la composition isotopique du carbone de certains minéraux (calcite), des roches carbonatées et des êtres vivants fournit au paléogéographe des informations précieuses sur :

- **la dynamique de la couverture végétale** en fonction des changements climatiques passés (ZHAO J. *et al*, 2003). Lors de la photosynthèse, le fractionnement du carbone, à partir du CO_2 atmosphérique, varie en fonction de la répartition globale des biomes terrestres (ODE D.J. & TIESZEN L.J., 1980). Avec cet indicateur isotopique, il est ainsi possible de déterminer la qualité de la couverture végétale et dater la succession des stades et des interstades qui a ponctué son histoire (ROUCOUX K.H. *et al*, 2001).
- **la dynamique de la circulation océanique** (DUPLESSY J.C., 2004 ; JOUZEL J. *et al*, 2008). Les géochimistes ont démontré que l'isotope stable du carbone, le ^{13}C, pouvait faire office **de** marqueur de la circulation océanique. Le CO_2 atmosphérique se dissout dans les eaux de surface. Au cours de leur trajet en profondeur, elles s'enrichissent en matières organiques mortes, formées dans la zone euphotique[19]. Elles se dégradent en relâchant du gaz carbonique pauvre en ^{13}C. Le rapport $^{13}C/^{12}C$ ($\delta^{13}C$), enregistré dans les coquilles carbonatées

[19] Zone euphotique : (*euphotic zone*) : zone océanique, qui concentre les premiers 120 mètres d'épaisseur depuis la surface. Il s'y distribue l'essentiel du phytoplancton et du zooplancton.

des foraminifères benthiques, est donc significatif de l'intensité du processus de formation des eaux profondes. **Plus ce rapport est élevé, plus la circulation est intense et plus les eaux de surface sont renouvelées rapidement.** L'appauvrissement en ^{13}C n'est pas perceptible dans les coquilles des foraminifères lorsqu'il est mesuré par spectromètre de masse. *A contrario*, **plus les masses d'eau stagnent en profondeur, moins ce rapport est élevé**.

L'analyse des isotopes du carbone est donc d'un intérêt certain en paléoclimatologie. Longtemps délaissée, elle est aujourd'hui de plus en plus pratiquée (COUCHOUD I., *op.cit*), d'autant plus qu'elle fournit des informations paléoenvironnementales précieuses (hydrologie, température, développement du sol à la surface) lorsqu'elle est appliquée aux spéléothèmes (concrétions carbonatées cavernicoles).

Les méthodes d'analyse des isotopes stables fournissent donc un cadre climatostratigraphique précis mais ne s'appliquent ni à tous les milieux ni à tous les supports (minéraux ou organiques). Elles conviennent idéalement à l'analyse des glaces polaires ou des sédiments marins varvés, qui peuvent être datés précisément par l'accumulation successive des dépôts. Il existe d'autres isotopes stables : c'est le cas du deutérium (HDO), utilisé également comme « thermomètre isotopique » (LORIUS C. & MERLIVAT L., 1977) des glaces polaires ; il est cependant davantage soumis au problème d'évolution des régions « sources », qui influencent la teneur originelle en deutérium des précipitations neigeuses (JOUZEL J. *et al*, 2008). En ce qui concerne les surfaces non englacées, qui occupent la grande majorité de la zone d'étude, il existe plusieurs moyens conventionnels de déterminer l'occurrence d'un événement passé. La méthode la plus répandue s'appuie sur la mesure d'isotopes radioactifs, particulièrement le radiocarbone.

1.2. Les méthodes d'analyse des isotopes radioactifs

Ces méthodes reposent essentiellement sur le principe de la radioactivité[20]. De tous les radio-isotopes étudiés dans cette partie, le ^{14}C (radiocarbone) est le plus couramment utilisé. La majorité des sites étudiés dans cette thèse a d'ailleurs été datée par le radiocarbone.

1.2.1. Les principes de la datation par le radiocarbone

Le carbone 14 (^{14}C) est un cosmonucléide[21] produit dans la haute atmosphère par percussion des protons issus du rayonnement cosmique avec l'azote de l'air. Cet isotope radioactif s'intègre au cycle

[20] Radioactivité (*radioactivity*) : propriété de certains noyaux atomiques de perdre de leur masse. Leur énergie de liaison est insuffisante si bien qu'ils se transforment en noyaux plus stables en émettant un rayonnement ou des particules.

du carbone après s'être oxydé en $^{14}CO_2$ puis est assimilé par les plantes au cours de la photosynthèse. On le retrouve ainsi dans les matières organiques végétales et animales. Après la mort de l'organisme, **le ^{14}C se désintègre et disparaît selon une loi exponentielle, à raison de la moitié tous les 5 730 ans**. Par conséquent, le déséquilibre isotopique du ^{14}C fournit théoriquement l'âge du fossile étudié, calculé, de manière optimale, grâce à l'analyse directe en spectrométrie de masse (LAJ C. *et al*, 2004).

Cette technique de datation, proposée par W.F.LIBBY et E.ANDERSON en 1947, repose sur les principes que la production de ^{14}C ait été la même et que la radioactivité du gaz carbonique de l'air ait été constante au cours des 50 000 dernières années, période à partir de laquelle il est difficile de détecter cet isotope dans des échantillons fossiles. Or, ce n'est pas le cas : **la teneur atmosphérique de radiocarbone n'est pas constante** puisqu'elle est contrôlée par trois paramètres : le flux incident de particules cosmiques, l'intensité du champ magnétique terrestre et les échanges entre les différents réservoirs de carbone[22]. Ce dernier paramètre joue un rôle primordial. La plupart des géochimistes pense qu'il pourrait expliquer les 1 000 à 2 000 ans de rajeunissement des âges ^{14}C pour les 20 000 dernières années. A plus long terme, les variations du champ magnétique terrestre sembleraient être la cause principale de la variation de la production du ^{14}C atmosphérique (RISER J., 1999).

La technique de datation par le radiocarbone se heurte également au problème des **paliers**, pendant lesquels l'activité du ^{14}C des échantillons reste strictement constante[23]. Ces paliers-ou **âges plateaux**-se répètent à plusieurs intervalles pendant le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène (± 12 400 ; ± 10 500 ; ± 10 400 ; ± 10 200 ; ± 10 000 et ± 9 600 ^{14}C BP) et constituent des périodes pendant lesquelles **l'imprécision originelle des datations par le radiocarbone est accentuée**.

[21] Cosmonucléide : Proton produit dans la haute atmosphère sous l'influence du rayonnement cosmique.

[22] Sous l'effet du brassage des océans, du ^{14}C est transporté de la surface vers les fonds marins et inversement, des eaux pauvres en ^{14}C remontent à la surface. Ces processus impliquent un appauvrissement en ^{14}C de l'atmosphère dans le cas d'une circulation océanique en mode « actuel » et un enrichissement en mode « glaciaire » (MUSCHELER R. *et al*, 2000).

[23] La calibration par la dendrochronologie et les âges U/Th de certains échantillons fait apparaître des périodes pendant lesquelles l'activité mesurée du ^{14}C demeure strictement constante si bien qu'une date radiocarbone peut correspondre à plusieurs années calendaires (FONTUGNE M., 2004). Les cas les plus connus surviennent pendant **le Dryas Récent** (RISER J., 1999, REIMER P. *et al*, 2004) et l'âge de Fer (autrement appelé le « désastre de Hallstatt » par les archéologues).

La technique de datation par le carbone 14, majoritairement utilisée, ne garantit pas assurément la détermination précise d'un événement passé, les datations conventionnelles ayant même tendance à rajeunir les âges obtenus. Il s'agit ici d'un biais majeur des reconstitutions paléoclimatiques à petite échelle. Il convient donc d'être très prudent concernant les datations relatives à la période d'étude et de corriger les datations ^{14}C ou du moins d'estimer et de limiter l'incertitude naturelle de cette méthode.

1.2.2. Correction et calibration des datations par le radiocarbone

La correction des **datations conventionnelles** nécessite **une conversion en années calendaires « véritables», qui peut être effectuée** par le biais de plusieurs méthodes :

- la **dendrochronologie**, qui s'intéresse à l'étude des cernes de **croissance des arbres** (HOUBRECHTS D. & LAMBERT G.N., 2004). Cependant, elle autorise une correction seulement si l'âge mesuré est inférieur à ± 12 400 cal BP et si l'arbre est soumis à un rythme de vie comportant un repos annuel nécessaire à la formation des cernes, ce qui est le cas toutefois des zones tempérées et froides étudiées. Actuellement, les principales séries dendrologiques sont élaborées à partir de taxons localisés :
    - En Europe (Allemagne, Suisse, Irlande) : *Quercus robur*, *Quercus petraea* voire *Pinus silvestris* (FRIEDRICH M. *et al*, 2004). Or, pendant le Tardiglaciaire, **ces variétés de chênes sont peu représentées aux latitudes « tempérées » européennes**.
    - Sur le littoral pacifique nord-américain : *Pseudotsuga menziesii* et *Sequoiadendron*. Bien que restreintes en ce qui concerne le Tardiglaciaire, ces séries autorisent néanmoins la correction des datations ^{14}C pour les âges de l'Holocène (REIMER P. *et al*, 2004).
- **l'analyse des déséquilibres Uranium/Thorium** (U/Th), fondée sur la décroissance radioactive d'isotopes tels que l'uranium 234 et le thorium 230, de périodes respectives 244 500 et 75 360 ans dans la chaîne de désintégration de l'uranium 238. Cette méthode radiochronologique permet de fournir des datations très précises (à la décennie près pour des échantillons d'environ 10 000 ans), grâce à l'analyse directe en spectrométrie de masse. Elle concerne particulièrement les **coraux** et les **spéléothèmes** (BARD E. *et al*, 1996 et 2004a), qui permettent difficilement de bénéficier de datations ^{14}C fiables. Toutefois, ces indicateurs ne se retrouvent pas de manière homogène sur l'aire d'étude et ne concernent qu'un faible nombre de sites, restreignant ainsi la portée globale de la reconstitution paléoclimatique.
- la comparaison avec des **éléments extrêmement bien datés** (couches annuelles de glace des carottes groenlandaises et antarctiques).

La correction peut être effectuée à l'aide d'une **courbe de calibration**, grâce à laquelle sont associées les datations ^{14}C et les années calendaires (BARD E. *et al*, 2004). La nouvelle courbe **Intcal04** (**fig.1**),

s'étend sur les 26 000 dernières années[24] et remplace officiellement l'ancienne Intcal98 (REIMER P. *et al*, *op.cit*). **Elle offre une meilleure résolution pour les datations du Tardiglaciaire**. Par conséquent, tous les âges présentés le long de ce travail seront calibrés grâce au jeu de données du groupe de travail INTCAL, mis en ligne sur le site de la revue américaine *Radiocarbon*[25]. Par souci de clarté, les datations seront présentées de la manière suivante :

15 620 cal BP (âge véritable) ; 13 200 ^{14}C BP (âge non calibré)

Les âges « véritables » sont mis en avant sans omettre toutefois de préciser la datation conventionnelle. Toutefois, malgré les progrès constatés ces dernières années dans la précision de leur détermination, les datations radiocarbones souffrent néanmoins de la représentativité des échantillons à dater (RISER J., 1999).

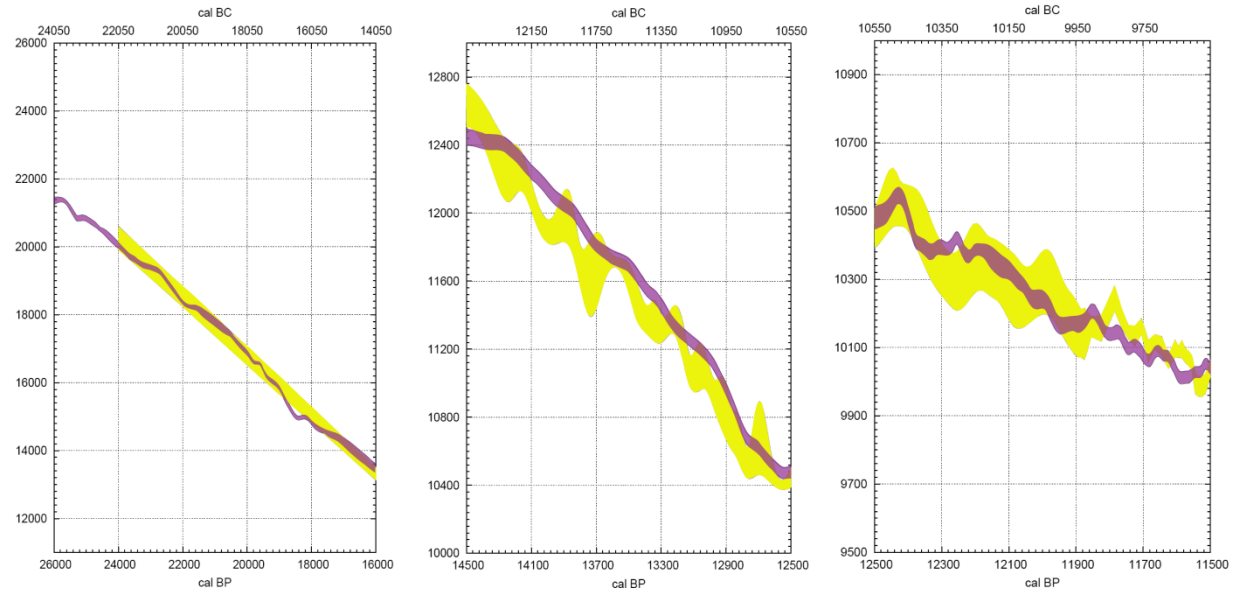


Fig.1 : Enveloppes de calibration datations ^{14}C pour les 26 000 dernières années, d'après le groupe de travail INTCAL.

Source : REIMER P. *et al*, (2004)

Réalisation : © SOTO D. (2009)

En violet est représentée l'enveloppe de calibration INTCAL04 entre les datations ^{14}C en ordonnée, les années BC (Before Christ) et calendaires (cal BP) en abscisses. En jaune est visualisée l'enveloppe INTCAL98, moins précise, notamment pendant les paliers radiocarbones. Par commodité graphique, il a été nécessaire de séparer ces deux enveloppes uniformes en trois unités distinctes.

[24] Une courbe de calibration complète a pu être obtenue récemment (FAIRBANKS R.G. *et al*, 2005) remontant jusqu'aux 50 000 dernières années calendaires.

[25] http://www.radiocarbon.org/IntCal04.htm

1.2.3. Les limites de la méthode de datation par le radiocarbone

La question de **la représentativité des échantillons** nécessite essentiellement la prise en compte du **milieu de dépôt** et du type de **matériel daté**. Les manipulations réalisées sur l'échantillon influencent également la qualité de l'échantillon, mais elles sont rarement communiquées dans les bases de données consultées.

En **milieu marin** se pose le problème de l'**effet de réservoir**. Il s'avère que la majorité des échantillons marins datés sont des carbonates dont le carbone n'était pas en équilibre avec l'atmosphère au moment de leur formation. Il en résulte que le matériel est appauvri en ^{14}C, ce qui fausse la véracité de l'âge obtenu. **Les datations obtenues sont donc généralement vieillies**. Ce problème peut être résolu en soustrayant un âge moyen de **420 ans**, auxquels il faut encore retirer une centaine d'années supplémentaires (TZEDAKIS P.C., 2008). La correction peut parfois atteindre 900 ans si la coquille a été déposée dans des zones de brassage océanique, comme à proximité des littoraux bordés par les *upwellings* (RISER J., *op.cit*).

Pour contourner ce problème ont été privilégiées les **surfaces continentales non immergées** pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène. La diversité des échantillons retrouvés sur ce substrat impose une **évaluation précise de la qualité des matériaux datés**, ce qu'a proposé J. EVIN en 1992. Les tableaux suivants (**tab.1 et 2**) récapitulent ses principales conclusions.

Dans le contexte de cette étude, il n'a pas été possible de corriger les datations ^{14}C consultées, n'étant pas dépositaire de la donnée brute. Il a donc fallu procéder à une **analyse fine de la qualité des datations pour chaque site étudié**, en **fonction des informations plus ou moins communiquées par les contributeurs des bases de données.** Cette analyse se présente sous la forme d'une base de données © *Microsoft Office Access*, disponible dans le CD-Rom fourni avec le volume suivant. Le recours à cette mise en forme s'est révélé nécessaire d'un point de vue fonctionnel. Elle présente également l'avantage d'exporter les informations dans un SIG (Système d'Information Géographique), grâce auquel ont été réalisés les supports cartographiques. L'ensemble des champs informatiques pris en compte dans ce tableau est explicité en annexe (*Annexe n°1*).

Type de matériel	Teneur originelle en ^{14}C	Fiabilité
Bicarbonate de nappe	Imprécise	Mauvaise
Concrétion calcaire	Imprécise	Mauvaise
Coquille continentale	Imprécise	Mauvaise
Coquille lacustre	Imprécise	Mauvaise
Croûte calcaire	Imprécise	Mauvaise
Limons à matière organique	Imprécise	Mauvaise
Lœss à matière organiques	Imprécise	Mauvaise
Mortier	Précise	Mauvaise
Paléosol	Imprécise	Mauvaise
Poterie	Imprécise	Mauvaise
Racine	Très précise	Mauvaise
Sédiment carbonaté lacustre	Imprécise	Mauvaise
Sol	Imprécise	Mauvaise
Terre charbonneuse	Précise	Mauvaise

Tab.1 : Liste des matériaux générant des datations ^{14}C de mauvaise qualité

Source : EVIN J. (1992)

En gras, les matériaux retrouvés dans la base de données.

Les datations les moins fiables par la méthode de la datation ^{14}C concernent donc :

- les matériaux carbonatés, qui subissent les effets de réservoir et d'eau dure (concrétions, coquilles lacustres).
- les matériaux qui incorporent le carbonate du sol (coquilles terrestres), peu dosé en ^{14}C. Il en résulte un vieillissement de l'échantillon qui peut aller de quelques siècles à plusieurs millénaires.
- les spéléothèmes, qui sont usuellement datés par l'analyse des déséquilibres Uranium/Thorium.

Type de matériel	Teneur originelle en ^{14}C	Fiabilité
Argile lacustre à matière organique	Précise	Bonne
Bois	Précise	Bonne
Petit charbon de bois	Très précise	Bonne
Charbon d'os	Très précise	Bonne
Coquille marine	Précise	Bonne
Corail	Précise	Bonne
Os brûlé	Très précise	Bonne
Sédiment carbonaté marin	Précise	Bonne
Tuf compact	Précise	Bonne
Tourbe	Précise	Bonne
Bois de cervidés	Très précise	Très bonne
Gros charbons de bois	Très précise	Très bonne
Coquille d'œuf	Très précise	Très bonne
Défense en ivoire	Très précise	Très bonne
Dents	Très précise	Très bonne
Excrétions de vers	Très précise	Très bonne
Macro- faune	Très précise	Très bonne
Micro- faune	Très précise	Très bonne
Graines	Très précise	Très bonne
Os non brûlé	Très précise	Très bonne

Tab.2 : Liste des matériaux générant des datations ^{14}C de bonne qualité

Source : EVIN J. (1992)

En gras, les matériaux retrouvés dans la base de données.

Les datations les plus fiables concernent donc :

- les **matières organiques d'origine animale ou végétale** (carbonisées ou non), déposées de préférence dans des milieux aqueux (lacs, tourbières), même si le risque de pollution n'est pas exclu (TOURMAN A., 2007).
- les **ossements**, à condition qu'ils contiennent du collagène.

1.2.4. Les autres isotopes radioactifs mentionnés dans cette étude

La méthode d'analyse des déséquilibres radioactifs s'est ouverte à d'autres isotopes, tels que le protactinium 231 et le thorium 230. Leur rapport ($^{231}Pa/^{230}Th$), mesuré par spectromètre de masse dans les sédiments marins, renseigne sur les changements de circulation océanique. Ainsi, **plus le rapport se rapproche de 0,1, moins la circulation océanique est intense**. À partir de 0,093, elle semble considérablement ralentie si bien que la plupart des océanographes émet l'hypothèse que les eaux profondes auraient pu s'arrêter de circuler (MAC MANUS J.F. *et al*, 2004). Un tel phénomène aurait pu survenir entre 17 500 et 15 000 cal BP pendant le refroidissement climatique du Dryas Ancien.

Hormis le ^{14}C, d'autres isotopes cosmogéniques (^{10}Be, ^{36}Cl) sont mentionnés. Formés dans la haute atmosphère suite à l'impact du rayonnement cosmique sur les atomes de l'air (MUSCHELER R. *et al*, 2000), ils permettent d'évaluer l'**activité du Soleil**, variable pendant le Tardiglaciaire.

La mesure des déséquilibres isotopiques est également utilisée pour déterminer **l'âge de la formation d'une roche**. Pour cela, les géochimistes s'orientent sur le rapport potassium/argon (K/Ar) et argon/argon ($^{39}Ar/^{40}Ar$). Bien que ne s'inscrivant pas pleinement dans la problématique de recherche, cette méthode est de plus en plus prisée des paléogéographes, au même titre que :

- la thermoluminescence ou la luminescence stimulée optiquement. Le support minéral est alors considéré comme un matériel datable (MERCIER N., 2008), selon sa capacité à absorber puis à restituer de l'énergie (ZINK A. & PORTO E., 2007) ;
- le dépôt de cendres volcaniques.

1.2.5. Les téphras, des repères utiles pour la datation

Depuis une quinzaine d'années, il est connu que les dépôts de cendres volcaniques (téphras) sur les surfaces continentales et marines, consécutifs aux éruptions volcaniques majeures, constituent des repères chronologiques capables d'assurer une synchronisation fiable des événements climatiques passés (WOLFHART B., 1996). Grâce aux caractéristiques minéralogiques et granulométriques de leurs projections, il est possible d'identifier quel volcan a émis les téphras. Par exemple, le ***Laacher See Tephra*** (LST), originaire du complexe volcanique de l'Eifel en Allemagne (**fig.2**), se caractérise par une composition de phonolite à clinopyroxène, d'amphibole brune, de sphène, d'apatite et de biotite.

Toutefois, il convient de noter que **la fiabilité des âges obtenus dépend du milieu dans lequel les résidus volcaniques ont été déposés**. La datation pourra être très précise si les cendres se sont répandues dans des sédiments varvés ou des couches de glace polaire mais elle imposera une

certaine prudence si elle est datée au ^{14}C. Pour certaines éruptions bien connues, il est possible de coupler plusieurs méthodes de datation et fournir ainsi un âge très précis. C'est ce qu'ont réalisé, par exemple, FRIEDRICH M. *et al,* (2004) et KROMER B. *et al,* (2004), en couplant des datations par le radiocarbone et des données dendrochronologiques d'Europe à la géochronologie de Cariaco (au large du Venezuela) pour obtenir un âge de **13 160 ans** pour le LST.

Dans le contexte de cette étude est retenue **une chronologie actualisée** (WALTER-SIMMONET A.V. *et al*, 2008) **des principales éruptions volcaniques en Europe** pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène, à partir des téphras :

- de ***Laacher See***, bien dispersés en Europe centrale (*Annexe n°1*) ; cette éruption survient pendant l'oscillation de *Gerzensee* ;
- de ***Borrobol***, qui s'étendent, à partir de l'Islande, du Groenland à la Scandinavie et de l'Ecosse à la Pologne ; ces téphras ont un âge d'environ **14 400 années varves** ;
- de ***Vedde*** (*Annexe n°1*), qui coïncide avec le début du Dryas Récent ;
- de ***Saksunarvatn***, qui survient entre 10 230 et 10 160 BP (9 060-8 930 ^{14}C BP) (BIRKS H. *et al*, 1996 ; WASTEGARD S. & ANDREN T., 2005), au début du Boréal.

D'autres éruptions sont survenues en Europe, mais le dépôt de leurs cendres a été plus restreint : c'est le cas de certains téphras italiens ou français.

De l'autre côté de l'Atlantique, l'activité volcanique semble plus forte pendant l'Holocène, durant lequel sont déposés plusieurs téphras, dont ceux de *Mazama* ou de *White River* (*Annexe n°1*). En revanche, aucun dépôt de cendres n'a été relevé, à ce jour, pendant le Tardiglaciaire.

La portée géographique du dépôt des cendres n'est toutefois pas uniforme. Plusieurs paramètres entrent en compte, tels que l'intensité de l'éruption volcanique, la minéralogie et la granulométrie des téphras sans oublier le sens de circulation des vents ou le positionnement des reliefs. L'exemple de l'Europe occidentale est significatif (**fig.2**). Comme il est possible de le voir sur cette figure, certaines régions européennes n'ont pas reçu, pendant le Tardiglaciaire, de nuages de dispersion des cendres. Leurs sédiments ne bénéficient donc pas de ce précieux marqueur pour caler les modèles âge/profondeur ou bien corréler certaines stratigraphies. Cette constatation peut aussi bien s'appliquer en Europe qu'en Amérique du Nord ou en Eurasie : il convient donc de privilégier les sites d'étude localisés dans les enveloppes de panache.

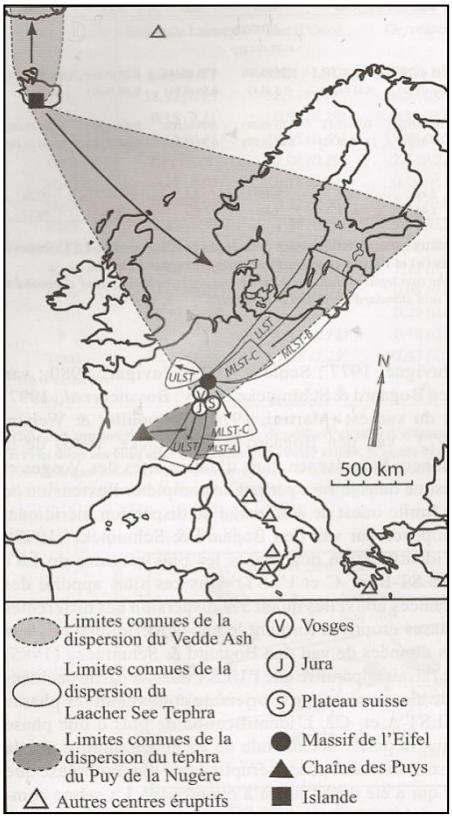


Fig.2 : Représentation des limites connues des nuages de dispersion du *Laacher See Tephra*, du *Vedde Ash* et des téphras du Puy de la Nugère

Source : WALTER-SIMMONNET A.V. *et al*, (2008)

LLST : *première phase d'éruption du Laacher See*
MLST : *seconde phase d'éruption*
ULST : *troisième phase d'éruption*

La téphrochronologie joue donc un rôle capital dans les études paléoenvironnementales car elle permet d'identifier et de corréler, de manière fiable, plusieurs stratigraphies à l'échelle continentale. La détection de ces horizons marqueurs dans les séquences sédimentaires étudiées peut être considérée comme un gage de fiabilité, pris en compte pour évaluer la qualité d'un site dans la base de données *(Annexe n°1*)

Les méthodes géochimiques d'étude du Tardiglaciaire sont multiples. Une attention particulière a été accordée dans cette partie à **l'analyse isotopique**, qui **permet la constitution de géochronologies de bonne fiabilité** à partir d'enregistrements continentaux ou marins. Elles autorisent également une corrélation avec des séquences sédimentaires locales, très souvent datées grâce à des isotopes radioactifs, notamment le carbone 14. Même si elles ne garantissent pas des âges aussi fiables et précis, **les datations au ^{14}C constituent le fondement des travaux paléogéographiques** car elles sont les seules à permettre une couverture spatio-temporelle indispensable à l'analyse des changements climatiques pendant l'époque étudiée.

Il convient donc d'être prudent, d'où la nécessité d'avoir procédé à **une analyse multicritères pour évaluer la qualité des sites**, aussi bien en ce qui concerne les datations que les indicateurs. Elle prend la forme d'une base de données numériques disponible sur le CD-Rom et explicitée en annexes. D'autres méthodes géochimiques seront évoquées brièvement au cours du chapitre III, comme la détermination de la susceptibilité magnétique des sédiments marins, particulièrement utile pour déterminer les épisodes de vêlage d'icebergs ou de ralentissement des eaux benthiques.

2. Le pollen, outil majeur de l'étude des paléoenvironnements

On rappelle que le pollen, produit par les étamines, appartient au système reproducteur mâle des plantes à fleur. Son étude, la palynologie, est la science par laquelle sont repérés et comptés les différents grains, sous leurs formes vivante ou fossile dans des sédiments lacustres, marins ou issus de tourbières, de sols, ou d'horizons et sédiments archéologiques. Produits en plus ou moins grandes quantités selon les taxons et reconnaissables au microscope, **les pollens présentent un intérêt de premier ordre en paléogéographie**.

Leur étude occupe **une place fondamentale dans les reconstitutions paléoenvironnementales**. A partir d'un assemblage pollinique du passé, il est possible d'étudier chaque plante individuellement ou bien les associations mutuelles qu'elles forment. Chaque plante ou chaque groupement étant lié à un climat actuel spécifique, il est possible de transposer cette relation au passé et déterminer ainsi des changements climatiques (PRENTICE I.C. *et al*, 1992), sous réserve que l'amplitude écologique de ces taxons et/ou des biomes n'aient pas évoluée depuis le Tardiglaciaire.

La palynologie permet également de prospecter **une quantité importante de sites d'étude,** principalement sur les surfaces continentales européennes et nord-américaines, dont certaines séquences permettent de reconstituer **des géochronologies longues** de plusieurs dizaines de milliers d'années. Des pollens et des spores sont conservés depuis qu'ils existent ; ceux qui datent des périodes ante-quaternaires renvoient à des espèces disparues pour la plupart aujourd'hui, tandis qu'au Quaternaire, il s'agit d'espèces plus actuelles. Dans l'espace nord-atlantique, plusieurs enregistrements sédimentaires couvrent l'intégralité du dernier cycle climatique (140 000 ans), en l'occurrence celui de la Grande Pile (WOILLARD G., 1978), des Échets (DE BEAULIEU J.L. & REILLE M., 1984 ; ANDRIEU-PONEL V. *et al*, 2006), du Velay (REILLE M. & DE BEAULIEU J.L., 1995), du Devès (COUR P. *et al*, 1995), en France ou de Tenaghi Philippon, en Grèce (TZEDAKIS P.C. *et al*, 2006). Certaines séries sont beaucoup plus longues, comme les enregistrements marins côtiers, dans le cadre des programmes internationaux ODP (*Ocean Drilling Project*), qui recoupent plusieurs millions d'années (LEZINE A.M., 2008). La plupart des autres enregistrements palynologiques couvrent des périodes plus récentes de l'histoire de la Terre, notamment les 10 000 dernières années.

2.1. Principes de la palynologie

Recourir à l'analyse des dépôts de grains de pollen est ainsi fondamental pour reconstituer l'histoire de la couverture végétale d'un lieu donné, quelle que soit sa superficie. Cependant, plusieurs étapes sont préalables avant la reconstitution de l'environnement végétal et du climat (LEZINE A.M., 2008). S'il n'est pas nécessaire, dans ce travail, de développer les techniques de prélèvement et de traitement en laboratoire, il convient ici de présenter les atouts et les limites liés à la détermination et au comptage des grains.

2.1.1. Détermination des grains de pollen

Comme le signale A.M. LEZINE, « *le niveau de détermination spécifique des espèces est rarement atteint en palynologie* ». La classification des grains de pollen aboutit, dans un premier temps, à la reconnaissance par **famille** puis par **genre** mais **très rarement par espèce**. C'est d'ailleurs pour cela que le terme de « taxon » est utilisé.

Les *Poaceae*[26]*,* les *Cyperaceae* ou les *Myricaceae* présentent chacune, par exemple, **un grain de pollen très homogène**. Leurs taxons englobent tous les genres et toutes les espèces de la famille : il est impossible de les distinguer avec précision. Leur étude spécifique ne présente donc pas un intérêt majeur puisque ces taxons, dont certains comptent plus de 200 espèces, peuvent se rencontrer sous tous les climats et dans tous les milieux. Les espèces de *Chenopodiaceae* et d'*Amaranthaceae* ont également un grain de pollen similaire, ce qui empêche la classification par famille, si bien que ces deux taxons sont regroupés au sein d'une même dénomination dans les bases de données (LEZINE A.M., *op.cit)*. Lorsqu'il est difficile de distinguer deux espèces, on peut faire appel à la notion de « **type pollinique** ». En associant le suffixe -type à un taxon (*Ostrya-type*), le palynologue informe qu'il n'a pas été possible de différencier plusieurs grains et qu'il associe le pollen rencontré soit à l'espèce présente aujourd'hui dans la région étudiée, soit à celle qui se rapproche le plus de la morphologie qu'il a identifiée (LEZINE A.M., *op.cit)*.

Certains taxons sont également peu exigeants, à l'image de *Pinus.* Ce dernier comprend de nombreuses espèces aux amplitudes écologiques très différentes, mais difficilement différentiables en tant que telle espèce ou telle autre ; certaines peuvent avoir des aires très larges, comme *P. silvestris.* Il est donc difficile de conférer à ce taxon **une identité climatique spécifique**. Un recours existe, en l'occurrence **l'identification des macrorestes végétaux**, indispensable pour déterminer précisément l'espèce concernée. Toutefois, toutes ne sont pas discernables : c'est le cas de la plupart des chênes, des pins, des sapins ou des épicéas…. (L. BARTHELEMY, 1985). De plus, les analyses de

[26] Voir le lexique en annexe pour trouver la traduction française des termes latins.

macrorestes ne sont pas systématiques à tous les sites d'étude : il importe que des échantillons soient disponibles et identifiables. La donnée est donc rare en général et bien moins importante dans les bases que les pollens. De plus, elle demeure cantonnée à des périodes de temps plus réduites.

Les exemples évoqués ci-dessus mettent en avant la notion d'incertitude en palynologie, liée à la difficulté d'identifier des espèces précises. Il convient donc d'être attentif aux pollens choisis pour reconstituer la couverture végétale passée d'un environnement donné. Il paraît ainsi judicieux de travailler par assemblages polliniques : la réunion de plusieurs taxons dans un même horizon peut avoir une grande valeur paléoenvironnementale et limiter les erreurs d'identification ou d'interprétation pollinique. Toutefois, l'analyse singulière par taxons n'est pas à exclure, particulièrement lorsqu'il s'agit :

- de procéder à des quantifications thermiques selon la technique du *Mutual Climatic Range* (p.43) ;
- de mettre en évidence les limites des quantifications thermiques analogues à l'actuel (p.50).

2.1.2. Comptage et classification des grains de pollen

Comme les pollens étudiés sont majoritairement déposés en milieu humide, les plantes herbacées en bordure de lacs ou qui se développent dans les tourbières dominent souvent l'assemblage pollinique (*Poaceae*, *Cyperaceae*, *Typha*). Pour que la végétation régionale soit bien représentée, la présence de **plusieurs centaines de grains de pollens est indispensable**. Il est estimé que le nombre de grains d'un échantillon doit se situer autour de **500** environ, afin que le spectre pollinique soit représentatif de la végétation environnante (LEZINE A.M., 2008) avec une valeur limite oscillant autour de **300** grains. Dans certains domaines pauvres en pollen (sites archéologiques non aquatiques, grottes), cette valeur est difficile à atteindre et peut être abaissée entre 100 et 200 grains. Toutefois, la représentativité des échantillons sera moins fiable que ceux prélevés dans des sites aquatiques de plein air (ARGANT J., 1990 ; L. BARTHELEMY, 1985).

Deux sortes de comptage sont habituellement produites dans le cas des analyses polliniques sédimentaires : le calcul des fréquences relatives à partir du comptage intégral des grains ainsi que l'évaluation de la richesse pollinique par unité de poids ou de volume. La richesse absolue d'un échantillon dépend de nombreux facteurs, en particulier du type de sédiment, du milieu et de l'emplacement précis où le dépôt a lieu. Par définition, les fréquences de chaque taxon sont calculées par rapport à une somme de base comprenant, en principe, la totalité des grains recensés dans un échantillon. Le taux de représentation d'un taxon dépendra donc des taux atteints par l'ensemble des autres taxons (COUR P. *et al*, 1995).

Une fois les pollens identifiés et comptés, le travail de représentation des données commence. Les palynologues ont communément adopté le **diagramme pollinique**, qui illustre les différents pourcentages atteints par les taxons de l'échantillon en fonction de la profondeur de la colonne sédimentaire. Les pollens y sont regroupés en deux grands groupes : les **PA** (Pollens Arborescents) et les **PNA** (Pollens Non Arborescents). Les PA concernent tous les ligneux pouvant dépasser 2 à 2,50 mètres de hauteur, alors que les PNA désignent tous les taxons qui ne répondent pas aux caractéristiques précédentes (LEZINE A.M., *op.cit* ; COUR P. *et al*, *op.cit*).

Si les datations sont nombreuses et la sédimentation homogène, les données polliniques peuvent être intégrées dans un **modèle âge/profondeur**. Il s'agit d'une analyse statistique des datations obtenues sur une certaine portion de la carotte, en fonction du taux d'accumulation sédimentaire, variable dans le temps. Elle peut être menée à l'aide de techniques d'interpolation (linéaire, polynomiale, cubique) ou de régression (linéaire, moindres carrés).

Toutefois, lorsqu'ils sont comparés avec des chronologies « absolues », on s'aperçoit que **les modèles âge/profondeur ne sont véritablement précis que lorsqu'ils sont calculés avec des datations ^{14}C calibrées** (TELFORD R.J. *et al*, 2004). **Or, les modèles âge/profondeur des sites étudiés ne sont établies qu'à partir de datations non corrigées. Les géochronologies proposées dans cette thèse pourraient donc être relativement imprécises, d'autant plus durant les paliers radiocarbones**.

Ce problème peut être corrigé :

- En multipliant le nombre des sites d'études, afin de minimiser les conséquences des géochronologies imprécises dans l'analyse et l'interprétation paléoenvironnementale ;
- En calibrant les datations ^{14}C une à une, puis en procédant à nouveau à une analyse âge/profondeur. Dans l'idéal, cette solution est la plus adéquate. Cependant, les informations communiquées dans les bases de données pour chacun des sites ne sont pas suffisantes pour permettre une telle correction et supposerait un travail d'investigation supplémentaire, qui dépasserait largement le temps de réalisation d'une thèse. Par ailleurs, même les modèles calculés à partir d'âges calibrés, qui lissent déjà initialement les données, n'ont pas la certitude de fournir des datations « exactes ». Pour permettre une telle précision, ils nécessitent un très grand nombre de datations ^{14}C calibrées par site d'étude (TELFORD R.J. *et al*, *op.cit*). Or, la représentativité de ces sites extrêmement bien datés, qui représentent l'investissement des meilleures équipes de recherche mondiales, est très faible par rapport au nombre de localités potentielles d'étude.

Le choix s'est donc porté logiquement vers la première solution.

Il n'est donc possible de procéder à une interprétation des grandes phases de l'évolution paléoenvironnementale d'un site qu'après avoir pris en compte les limites imposées par la détermination et le comptage des grains de pollen de même que celles causées par les modèles âge/profondeur élaborés à partir de datations non calibrées.

2.2. Interprétation des données polliniques

Selon PRENTICE I.C. *et al*, (1992), l'étude des pollens trouvés dans les sédiments permet de reconstituer les associations végétales à une époque donnée et de mesurer les changements éventuels par rapport aux paysages actuels, selon un principe de transfert. Cette méthode est donc fondée sur la comparaison entre les milieux naturels passé et actuel, de sorte que le dernier donne des indications écologiques et climatiques sur le premier. Cependant, pour que le transfert soit de qualité, il convient d'examiner certains paramètres qui conditionnent l'information livrée par les pollens, notamment les relations entre la pluie pollinique locale et les paysages végétaux, mais aussi entre les biomes et les taxons qui les constituent.

2.2.1. Relation entre pluie pollinique et paysages végétaux

Le premier facteur discriminant est le **milieu de dépôt**. Il détermine la qualité de la conservation du matériel, indispensable pour l'évaluation de la fiabilité des datations. Un milieu aqueux permanent ou semi-permanent constitue, par exemple, un très bon terrain de prélèvement, même s'il reste soumis aux aléas de l'aérologie locale. En revanche, un environnement cavernicole semi-ouvert peut être soumis au passage des animaux et des hommes, ce qui multiplie le risque de pollution pollinique exogène (ARGANT J., 1990).

Les données peuvent également être mal interprétées si **la surface du site exposée à la pluie pollinique** n'est pas considérée. Dans cette situation, ce sont le type de surface ainsi que l'aire du milieu ouvert (lac, tourbière…) qui jouent un rôle majeur :

- Plus un milieu ouvert est vaste, plus il intègre la pluie pollinique régionale du fait de la plus faible production locale et de l'éloignement vis-à-vis des effets aérologiques de bordure.
- Plus la surface de ce milieu ouvert est restreinte, plus il intègre d'abord la production locale, en provenance des bordures et des environs immédiats, et plus il est exposé aux effets de bordure. Les milieux fermés (forêt, prairie haute) ont des productions polliniques qui peuvent être très importantes ; dans ce cas, le fond pollinique régional, voire local, paraît sous-représenté par rapport à la production stationnaire (BARTHELEMY L., 1976).

S'ajoutent également la **qualité de l'exposition** du site étudié ou son **microclimat**; les différences de pluie pollinique peuvent être remarquables sur des distances très courtes (BARTHELEMY L., 1985).

Outre le type de surface considéré, l'interprétation des données polliniques suppose également d'être vigilant :

- aux **aspects propres du grain :** la mobilité d'un grain est ainsi dépendante de son poids et des vecteurs de son transport (vents, animaux, hommes, BARTHELEMY L., 1985) ;

- à **la productivité pollinique** : **la représentativité d'un taxon dans le spectre pollinique ne permet pas forcément de reconstituer précisément la végétation environnante.** Par exemple, la production de pollens est forte chez les plantes dont le pollen est anémogame[27] alors qu'elle est plus faible chez les espèces entomogames[28]. SUGITA S. (1994) a calculé la productivité pollinique de certains taxons, fréquemment retrouvés dans les bases de données (**tab.3**). Certaines plantes peuvent ainsi émettre une très grande quantité de pollen (*Alnus glutinosa*), qui fausse leur représentativité naturelle dans le paléoenvironnement considéré. L'ensemble des **relations entre la pluie pollinique et les paysages végétaux** fait l'objet, depuis ces dernières années, d'**une modélisation** par l'intermédiaire du modèle REVEALS (SUGITA S., 2007a) en ce qui concerne les macro-pluies[29] ou bien par l'intermédiaire du modèle LOVE (SUGITA S., 2007b), lorsqu'il s'agit de micro-pluies. Ces modèles, appliqués seulement à un petit nombre de sites, permettent de corriger en partie les problèmes de représentativité de certains taxons dans les spectres polliniques. Toutefois, en se limitant à une analyse par taxon, l'analyse semble moins efficace lorsqu'il s'agit de raisonner en termes de surface occupée par les végétaux dans le paysage.

Plantes	Productivité pollinique par rapport à *Juniperus*
Pinus sylvestris	2,71
Picea abies	0,85
Alnus glutinosa	**20,3**
Betula ssp.	4,29
Quercus robur	3,65
Fraxinus excelsior	0,32
Fagus sylvatica	3,23
Ulmus glabra	0,61
Tilia cordata	0,39
Salix caprea	0,61
Corylus avellana	0,68
Acer ssp.	0,61
Cyperaceae	0,32

Tab.3 : Productivité pollinique de certains taxons d'Europe du Nord

Source: SUGITA S., 1994 *in* LEZINE A.M., (*op.cit*)

2.2.2. Des pollens aux biomes

Interpréter des données polliniques suppose de travailler par assemblages de taxons différents, afin de reconstituer la végétation la plus juste possible à l'échelle régionale ou continentale.

PRENTICE I.C. *et al*, (1992) ont été les premiers à associer des végétaux en fonction de leurs caractéristiques physiologiques et bioclimatiques communes. Chaque taxon peut effectivement être

[27] Transporté par le vent.

[28] Transporté par les insectes

[29] Qui émet des pollens compris dans une superficie de 10^4 à 10^5 km² autour des sites.

classé selon son appartenance à un **type fonctionnel de plante**, de l'anglais *Plant Functional Type* (**PFT**). Dans ce système hiérarchisé, chaque PFT appartient à un ou plusieurs biomes. Le recours à cette classification permet de passer, dans un premier temps, à **une analyse « régionale » des paysages végétaux puis à une analyse « continentale »**. Cette méthode a déjà été appliquée sur l'aire d'étude par PRENTICE I.C. *et al*, (1996), ELENGA H. *et al*, (2000) en Europe ; par JOLLY D. *et al*, (1998) en Afrique ou par WILLIAMS J.W. (2002) et WILLIAMS J.W. *et al*, (2004) en Amérique du Nord. Pour des raisons fonctionnelles, les résultats de cette classification hiérarchique ne sont pas présentés dans le corps même de la thèse, mais plutôt dans une de ses annexes (*Annexe n°3*). Le lecteur est invité à se reporter à ce document pour consulter les différentes catégories de PFT et de biomes adoptés.

L'analyse des données polliniques ne se limite donc pas au comptage des grains dans un échantillon mais nécessite de prendre en compte un certain nombre de paramètres, tels que le milieu de dépôt ou les spécificités de la pluie pollinique, qui peuvent fausser la représentativité du spectre. Selon les recommandations de RICHARD H. & BEGEOT C. (2000), il semble donc qu'il faille considérer un diagramme pollinique comme un outil faisant premièrement état d'**une représentation des modifications d'un signal pollinique**, **puis d'un signal végétal et enfin d'un signal climatique**, aussi bien à l'échelle locale, régionale ou continentale. Passées ces recommandations méthodologiques, il est temps désormais de s'intéresser aux synthèses préexistantes des données polliniques, collectées depuis une trentaine d'années dans le cadre de projets internationaux.

2.3. Des analyses ciblées essentiellement sur les deux derniers extrêmes climatiques

Depuis une vingtaine d'années, plusieurs bases de données, issues de grands projets internationaux, sont consacrées à l'interprétation et à la synthèse régionale et continentale de données polliniques, notamment pour les périodes du DMG (Dernier Maximum Glaciaire) et de l'OCH (Optimum Climatique Holocène), survenant respectivement voici environ 21 000 et 6 000 ans.

Le groupe **CLIMAP**[30] (*Climate Mapping*) est le premier à avoir proposé une interprétation générale de données paléoclimatiques (CLIMAP, 1976, 1984). Sa principale réalisation a été de simuler les SST[31] des mois de Février et d'Août pendant le Dernier Maximum Glaciaire (CLIMAP, 1981), avec une reconstitution de la topographie glaciaire et une cartographie globale de la répartition de la végétation et des sols à partir de données polliniques. Ces travaux peuvent être considérés comme

[30] *http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.CLIMAP/.LGM/.vegetation/*. Ce site propose l'accès aux données de végétation ainsi que la cartographie des paysages végétaux pendant le DMG.

[31] SST : *Sea Surface Temperatures*. Températures de l'eau à la surface.

pionniers ; ils ne sont plus utilisés hormis la reconstitution des SST pendant le DMG, encore très présente dans les bases de données paléocéanographiques mises à la disposition de la communauté internationale[32].

Le groupe **COHMAP** (*Cooperative Holocene Mapping Project*) a pris le relais de CLIMAP à la fin des années 1980 (COHMAP, 1988). Le projet ambitieux de cette équipe a été de créer la base de données paléoclimatiques la plus exhaustive possible concernant le **DMG** dans le but de les intégrer dans un des premiers modèles de reconstitution paléoclimatique : le modèle CCM0 (*Community Climate Model 0*), comme l'ont montré KUTZBACH J. *et al*, (1998). Un effort de collecte de données et d'interprétation climatique a porté également sur d'autres périodes, en l'occurrence **trois moments clés du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène** (15, 12 et 9 ^{14}C ka BP).

Au cours de la décennie suivante, le projet **NASP** (*North Atlantic Seaboard Project*) a vu le jour en 1994. Ce groupe d'étude s'est focalisé sur la **cartographie des paysages végétaux** de l'Atlantique Nord pendant le **Tardiglaciaire** et le **début de l'Holocène** (14-9 ^{14}C ka BP). Les membres du projet NASP ont également été parmi les premiers à proposer des courbes de **paléotempératures moyennes régionales,** dans l'objectif de quantifier le forçage exercé par le système océanique.

Au début des années 2000, lui succède le projet **BIOME 6000** (PRENTICE I.C. et WEBB III T., 1998 ; PRENTICE I.C. *et al*, 2000). Dans la continuité des travaux de COHMAP et de NASP, il est proposé **de cartographier**, de manière globale, les **paysages végétaux** et de déterminer la succession des différents biomes lors des deux derniers extrêmes climatiques. Les synthèses polliniques dépassent les aires traditionnelles d'étude (Amérique du Nord, Europe), en s'ouvrant à de nouveaux horizons (zones polaires, Amérique latine, continent africain, péninsule arabe, Australie…) (HARRISON S.P. *et al*, 2001 ; BIGELOW N.H. *et al*, 2003 ; PICKETT E.J. *et al*, 2004). C'est également à partir des années 2000 que se généralise la reconstitution des paléoclimats à l'aide des **modèles numériques**.

Si les premiers modèles visaient à mieux appréhender la circulation atmosphérique (AGCM) ou océanique (OGCM), ils sont désormais supplantés par les **modèles couplés,** tels que :

- Les **AOGCM** (*Atmospheric and Oceanic General Circulation Models*), qui simulent, à la fois, la circulation de l'atmosphère et celle de l'océan ;
- Les **OAVGCM** (*Ocean, Atmospheric and Vegetation General Circulation Models)*, qui prennent également en compte la dynamique de la végétation.

Toutefois, le recours à ces modèles est complexe et nécessite un savoir-faire spécifique (CLAUSSEN M. *et al*, 2003)[33]. Outre ces modèles couplés, existent d'autres processus de simulation, tels que les **modèles conceptuels.** Ces derniers se démarquent par la simplification des rétroactions employés

[32] http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/paleocean.html

[33] *"One major limitation in the application of such comprehensive Earth system models arises from their high computational cost"*

entre leurs principaux composants (océan, atmosphère, végétation, inlandsis), qui permet une utilisation plus simple et plus rapide (CLAUSSEN M. *et al*, *op.cit*). Toutefois, cette simplification implique que certaines rétroactions ne soient pas prises en compte, limitant ainsi la véracité de la simulation obtenue. **Les modèles de complexité réduite** (GANOPOLSKI A. *et al*, 1998, GANOPOLSKI A. & RAHMSTORF S., 2001) constituent un bon amalgame entre modèles couplés et conceptuels et conviennent davantage aux études paléoclimatologiques (CLAUSSEN M. *et al*, *op.cit*).

Ainsi, les projets **PMIP**[34] (*Paleoclimate Modelling Intercomparison Project*) et **PMIP II**[35] (version 2 de PMIP) s'inscrivent davantage dans cette optique de modélisation numérique du climat, ce pour trois périodes spécifiques : **21**, **6** et **0 ka cal BP**. Le projet **PMIP II**, lancé en 2005, présente la particularité de réviser les principales conclusions de PMIP (1992-2005) à l'aide des modèles couplés, qui prennent également en compte les données les plus récentes de topographie relatives à la déglaciation des grands inlandsis depuis le DMG (modèle **ICE 5G** de PELTIER W.R., 2004). Le groupe de travail PMIP II se donne *in fine* comme objectif de pouvoir reproduire, dans quelques années, les simulations menées pendant le DMG (RAMSTEIN G. *et al*, 2007 ; YANASE W. & ABE-OUCHI A., 2007), l'OCH et l'époque moderne à d'autres périodes, telles que le début du dernier cycle glaciaire (115 000 cal BP), **le Dryas Récent** (12 700-11 500 cal BP), **la transition Tardiglaciaire/Holocène** (11 500 cal BP) ainsi que l'événement 8,2 ka cal BP (CRUCIFIX M. *et al*, 2005).

Cette coopération internationale depuis plus de trois décennies a porté ses fruits et a permis la mise à la disposition de la communauté scientifique d'**une banque mondiale de données paléoclimatiques** : ***The World Data Center for Paleoclimatology***[36] (WDCP), hébergée numériquement sur le serveur Internet de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). Cette banque permet d'accéder à un grand choix de données en fonction de l'indicateur souhaité (**pollens**, niveaux lacustres, lœss, spéléothèmes…). Ces données sont elles-mêmes extraites d'autres bases numériques (*North American Pollen Database*, *European Pollen Database*, *Oxford Global Lake-Level Database*…), présentées ultérieurement dans ce travail (*Annexes n°1 et 4*). Il convient également de signaler qu'un autre serveur de données se développe depuis quelques années, intégré au **réseau PANGAEA**[37] (*Publishing Network for Geoscientific & Environmental Data)*. Un grand choix de données (notamment polliniques), soumises directement par des contributeurs ou extraites d'articles spécialisées, est désormais disponible. Le site internet met enfin à disposition une suite de logiciels gratuits permettant la géovisualisation de ces données (PanMap).

[34] *http://pmip.lsce.ipsl.fr/index.html*

[35] *http://pmip2.lsce.ipsl.fr/*

[36] *http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/data.html*

[37] *http://www.pangaea.de*

Depuis la fin des années 1970, **les grands projets internationaux portent sur les deux derniers extrêmes climatiques**, grâce auxquels les limites fonctionnelles des modèles numériques (« *boundary conditions* » dans la terminologie anglophone) peuvent être couplées aux données paléoenvironnementales précisément reconstituées. L'étude des épisodes intermédiaires, comme le Tardiglaciaire würmien, n'est réellement devenue une priorité que depuis PMIP II. **Le travail proposé s'inscrit donc clairement dans cette approche récente :** à l'instar des projets COHMAP, NASP ou BIOME 6000, il vise à constituer la **base la plus sélective d'informations sur le Tardiglaciaire**, en procédant à une collecte, puis une analyse multicritères et enfin une quantification de données paléoenvironnementales.

3. Quantification des températures pendant le Tardiglaciaire würmien

Les méthodes actuelles de quantification reposent sur le **principe de similarité** entre situations actuelle et passée. En comparant des échantillons modernes avec leurs fossiles, il est possible d'appliquer, jusqu'à une certaine limite, les conditions climatiques du présent au passé. Le transfert s'effectue alors soit de manière directe, soit à l'aide de calculs mathématiques, détaillés plus avant. Plusieurs variables de température peuvent être reconstituées, telles que la **température moyenne annuelle** (**TANN**), la **température moyenne du mois le plus froid** (**MTCO**), ou la **température moyenne du mois le plus chaud** (**MTWA**). PRENTICE I.C. *et al,* (1992) considèrent d'ailleurs ces variables comme discriminantes pour la distribution aréolaire des végétaux. Pour mieux comprendre les spécificités de ces méthodes analogiques, une analyse est effectuée par type d'indicateurs : aujourd'hui, il semble que ce soient les fossiles des pollens et des insectes qui garantissent les reconstitutions les plus fiables des températures passées pour le Tardiglaciaire würmien.

3.1. Les proxies biotiques

Les botanistes et les biogéographes s'intéressent aux relations entre le climat et la distribution des depuis la seconde moitié du XIX^{ème} siècle. À partir des années 1940, le développement des méthodes statistiques de quantification change la donne. En 1942, IVERSEN J. remarque notamment que certains végétaux réagissent plus sensiblement que d'autres aux changements climatiques. **En transposant la thermosphère**[38] **actuelle de trois espèces végétales** (*Viscum album*, *Hedera helix* et *Ilex aquifolium*) **à leurs homologues du passé**, il calcule alors les températures probables ayant régné au Danemark pendant l'Holocène moyen (LEZINE A.M., 2008), selon une technique que les anglophones nommeront plus tard : ***Mutual Climatic Range***.

3.1.1. Les pollens

La présence de certains taxons dans un assemblage pollinique atteste donc de conditions spécifiques à leur survie et à leur reproduction (**tab.4**). Le climat, défini par cet assemblage, correspond ainsi à

[38] Thermosphère (*thermosphere*) : domaine qui englobe l'ensemble des températures que tolère un végétal depuis la plus basse jusqu'à la plus élevée.

l'intersection des thermosphères de chaque plante considérée. Dans cette thèse, la méthode du *Mutual Climatic Range* sera appréhendée à travers trois de ses composantes : le repérage des CIS, la détermination de l'amplitude climatique et l'analyse probabiliste.

3.1.1.1. Repérage des CIS dans des assemblages polliniques

Dans sa thèse, ISARIN R.F.B. (1997) élargit le champ d'étude d'IVERSEN J. et recense un certain nombre de taxons aquatiques d'Eurasie dont la thermosphère est connue précisément. Il les nomme alors ***Climate Indicator Species*** (CIS) et propose de les identifier systématiquement dans les assemblages polliniques, ce qui nécessite de prendre en compte plusieurs paramètres:

- **La détection spécifique du CIS.** Aujourd'hui, les CIS sont identifiés au rang taxonomique d'espèce (**tab.4**). Or, ce niveau de détermination est rarement atteint en palynologie (cf. 2.1.1.). Dans les données utilisées, il est fréquent que le contributeur n'ait pu identifier le CIS qu'au rang taxonomique de genre, ce qui rend plus **incertaine la quantification climatique**. Dans les tables de données et les cartes, **il est donc indispensable d'indiquer si les taxons ont été reconnus**, pour un site donné, **au rang de genre ou d'espèce** (*Annexe n°5*).
- **La représentativité du CIS dans l'environnement proche du site**. Il est fréquent que la présence d'un CIS dans un assemblage pollinique ne se limite qu'à quelques grains. Elle ne garantit donc pas que la plante considérée ait pu se trouver à proximité immédiate d'un site donné. Ce problème de représentativité peut fausser l'analyse ainsi que la transposition climatique. Toutefois, ce principe ne peut être scrupuleusement respecté. Compte tenu du nombre insuffisant de sites et de l'immensité de l'aire d'étude, il semble essentiel de savoir avant tout si la plante a existé dans l'environnement plus ou moins immédiat du étudié.
- **La qualité de la datation**, déjà évoquée en première partie.

En appliquant cette méthode, R.F.B. ISARIN a obtenu des résultats, qui, en ce qui concerne les épisodes du Bølling et du Dryas Récent, se révèlent en conformité avec d'autres travaux de quantification empruntant des méthodes ou indicateurs connexes (coléoptères comme autre indicateur ; sorties de modèles numériques comme autre méthode) (RENSSEN H. & ISARIN R.F.B., 2001 ; HOEK W., 2001). Par conséquent, la même démarche a été empruntée, en élargissant à la fois:

- **l'aire d'étude :** dans cette étude, la recherche des CIS dans des assemblages polliniques dépasse les limites de l'Europe septentrionale et occidentale et porte aussi bien sur l'Amérique du Nord que l'Eurasie ;
- **la période étudiée**, selon une géochronologie s'écoulant de 18 000 à 10 000 ^{14}C BP.

CIS (*Climate Indicator Species*)	MTWA (Température du mois le plus chaud)	MTCO (Température du mois le plus froid)
Acer monspessulanum	≥ 21° C	≥ 0° C
Aldrovandia vesiculosa	≥ 18° C	
Armeria maritima	≥ 7° C	≥ - 8° C
Baldellia ranunculoides		≥ - 2° C
Batrachium sp.	≥ 10° C	
Betula nana	≥ 7° C	
Buxus sempervirens	≥ 18° C	≥ 1° C
Calluna vulgaris	≥ 7° C	
Caltha palustris	≥ 8° C	
Carex acutiformis	≥ 13,5° C	
Carex arenaria	≥ 13° C	
Carex chordorrhiza	≥ 8° C	
Carex diandra	≥ 10° C	
Carex dioica	≥ 8° C	
Carex disticha	≥ 12,5° C	
Carex paniculata	≥ 9,5° C	
Carex pseudocyperus	≥ 13° C	
Carex rostrata	≥ 8° C	
Ceratophyllum demersum	≥ 16° C	
Ceratophyllum submersum	≥ 16° C	
Cladium mariscus	≥ 15,5° C	
Cornus suaecica	≥ 8° C	
Corylus avellana		≥ - 6° C
Dryas octopetala	≥ 13° C	
Dryopteris	≥ 10° C	≥ - 18° C
Echium sp.	≥ 12,5° C	
Eleocharis palustris	≥ 10° C	
Ephedra sp.		- 15° C ≤x≤ - 10° C
Eriophorum vaginatum	≥ 7° C	
Filipendula sp.	≥ 10° C	
Filipendula ulmaria	≥ 8° C	
Filipendula vulgaris	≥ 9° C	
Frangula alnus	≥ 13° C	
Gentiana uliginosa	≥ 13° C	

Hedera helix	≥ 15° C	≥ - 2° C
Hippophae rhamnoides	≥ 11,5° C	
Hydrocotyle vulgaris	≥ 15° C	≥ - 4° C
Ilex aquifolium	≥ 12,5° C	≥ 0° C
Jasione montana	≥ 11,5° C	
Juniperus communis	≥ 10° C	
Linum perenne	≥ 12° C	
Littorella uniflora	≥ 12° C	
Menyanthes trifoliata	≥ 8° C	
Mercurialis perennis	≥ 12° C	
Myrica gale	≥ 10° C	
Myriophyllum alterniflorum	≥ 10° C	
Myriophyllum spicatum	≥ 10° C	
Myriophyllum verticillatum	≥ 10° C	
Najas flexilis	≥ 15° C	
Najas marina	≥ 15° C	
Najas minor	≥ 18° C	
Nuphar sp.	≥ 13° C	
Nymphaea alba	≥ 11° C	
Nymphaea candida	≥ 12° C	
Parnassia palustris	≥ 7° C	
Phragmites australis	≥ 10° C	
Pleurospermum austriacum	≤ 19° C	≤ - 2° C
Polygonum viviparum	≥ 20° C	≥ 5° C
Potamogeton filiformis	≥ 8° C	
Potamogeton mucronatus	≥ 13° C	
Potentilla palustris	≥ 8° C	
Primula farinosa	6,5° C ≤x≤ 20° C	
Quercus ilex	≥ 17° C	≥ 0° C
Quercus suber	19° C ≤x≤ 23° C	≥ 0° C
Ranunculus flammula	≥ 8,5° C	
Ranunculus hyperboreus	≥ 8° C	
Rhamnus catharcticus	≥ 15,5° C	
Sanguisorba sp.	≥ 9° C	

Sanguisorba minor	≥ 12° C	≥ - 12° C
Sanguisorba officinalis	≥ 9,5° C	
Selaginella selaginoides	7° C ≤x≤ 17° C	
Solanum dulcamara	≥ 13° C	
Stratiotes aloides	≥ 12° C	
Taxus baccata		≥ - 11° C
Thelypteris palustris	≥ 16° C	
Tilia platophyllus	≥ 16° C	
Tilia tomentosa	≥ 20° C	
Trapa natans	≥ 18° C	
Triglochin palustris	≥ 8° C	
Trollius europaeus	≥ 6,5° C	
Typha angustifolia	≥ 14° C	
Typha latifolia	≥ 12,5° C	
Urtica dioica	≥ 8° C	
Urtica urens	≥ 9° C	
Viscum album	≥ 16° C	≥ - 8° C

Tab.4 : Liste des CIS

Source : équipe MPDB - *Multi Proxy Data Base,* (2005)

3.1.1.2. Les travaux sur l'amplitude climatique de FAUQUETTE S. *et al*, (1998)

En 1998, FAUQUETTE S. et ses collaborateurs proposent une nouvelle méthode de quantification, qui repose sur **l'amplitude climatique tolérée par certains taxons à l'actuel**, en fonction de leur présence ou de leur abondance dans les assemblages polliniques (**tab.5** et **6**). En combinant les amplitudes thermiques de plusieurs plantes, il devient alors possible d'estimer des paléotempératures assez précises (TANN, MTCO, MTWA).

Cette méthode statistique, établie à partir d'un échantillon de 8 000 spectres polliniques actuels, donne des résultats satisfaisants lorsqu'elle est appliquée à l'époque géologique du Pliocène (FAUQUETTE S. *et al*, 1998b). C'est pourquoi nous avons choisi de la tester pour quantifier les paléotempératures pendant le Tardiglaciaire würmien. Pour cela, les valeurs d'amplitude présentées ci-dessus seront transposées à chacun des taxons identifiés par sites d'étude. Puis, en fonction des combinaisons des exigences thermiques de chacune des espèces qui composent l'assemblage, des paléotempératures seront proposées : **plus il sera possible de croiser les thermosphères respectives de chaque plante, plus la quantification sera précise.**

Taxon	Seuil de présence (%)	TANN min (°C)	TANN max (°C)	MTCO min (°C)	MTCO max (°C)	MTWA min (°C)	MTWA max (°C)
Abies	5	- 6	13	- 20	10	6	26
Acer	2			- 20	13		
Artemisia	5	- 17.5	5				
Betula	5	- 8	12.5	-			
Castanea	5	6	17	- 5	9	15	25
Chenopodiaceae	10	- 12	25	- 25	20	8	35
Corylus	5	0	18	- 15	12	10	27
*Cyperaceae**	20	- 16	- 5	- 40	- 18		
Ephedra	5	2	20	- 20	15	17	27
Fagus	5	- 3	15	- 15	7	10	27
Fraxinus excelsior	5	3	25	- 15	13	14	27
Larix	1			- 28	0	7	24
Ostrya	1	- 3	21	- 16	15	12	28
Picea	5	- 16	14			3	23
Pinus haploxylon	5	- 15	- 5	- 40	- 22	8	18
Platanus	2	5	19	- 10	10	16	31
*Poaceae**	25	- 17.5	5	- 45	- 25	2.5	12.5
Quercus	5	3	20	- 20		7	31
Quercus ilex-type	20	9	25	- 3	12	17	28
Salix	15			- 35	12	2	28
Thalictrum	0,5		5		-5		14
Tilia	2	- 4	16	- 20	7	9	27
Tsuga	0.5	0	12	- 10	6	5	15
Ulmus	2	- 3	22	- 20	15	7	30

Tab.5 : Amplitude climatique moyenne supportée par certains taxons en fonction de leur valeur seuil de présence

Source : FAUQUETTE S. *et al*, (1998b)

** Dans ces familles sont considérés uniquement les taxons adaptés à un climat froid*

Il s'agit ici de considérer l'amplitude climatique comme une approche statistique des seuils de présence des végétaux en Amérique du Nord, en Europe et en Asie par rapport aux variables climatiques actuelles. Elle masque nécessairement la tolérance physiologique que peuvent manifester les végétaux lors de conditions extrêmes. Le lecteur est invité à se reporter à l'article de référence pour plus de détails.

Taxon	Seuil d'abondance (%)	TANN min (°C)	TANN max (°C)	MTCO min (°C)	MTCO max (°C)	MTWA min (°C)	MTWA max (°C)
Abies	25	0	11	- 16	4	10	24
Acer	8	4	16	- 11	6	18	26
Artemisia	15			- 35	-25	2.5	12.5
Betula	35			- 30	-5	12	22.5
Castanea	20	9	14	- 1	3	18	23
Chenopodiaceae	40	0	25	- 13	20	13	35
Corylus	15	5	13	- 10	7	13	23
Ephedra	15	10	17	- 2	14	22	27
Fagus	20	- 1	13	- 13	4	10	22
Fraxinus excelsior	15	8	21	- 5	12	22	27
Larix	2	- 10	10	- 28	0	7	24
Ostrya	8	3	15	- 13	7	13	24
Picea	50	- 10	10	- 35	3	10	23
Platanus	5	10	17	- 2	13	22	30
Quercus	20	5	23	- 14	20	13	30
Quercus ilex	53	- 6	25			13	30
Salix	40	- 16	15	- 35	4	3	21
Tilia	10	4	15	- 15	7	17	27
Ulmus	8	4	17	- 14	5	15	27

Tab.6: Amplitude climatique moyenne supportée par certains taxons en fonction de leur valeur seuil d'abondance

Source : FAUQUETTE S. *et al*, (1998b)

3.1.1.3. L'approche probabiliste de VELICHKO A.A. *et al*, (2002)

En 2002, A.A. VELICHKO et ses collaborateurs se sont intéressés à **une nouvelle méthode de quantification, qui considère la relation entre une plante et son climat comme étant régie par un ensemble de probabilités**. Pour cela, l'équipe de VELICHKO A.A. a appliqué l'indice de Shannon à un jeu de données de 777 spectres polliniques actuels d'Eurasie. Cet indice rend compte de la probabilité de voisinage d'une espèce avec une autre sous des conditions climatiques spécifiques (LACOSTE A. & SALANON R., 1999). Le tableau suivant (**tab.7**) illustre les apports de cette méthode en présentant **les températures estivales probables sous lesquelles certains taxons s'adaptent de manière préférentielle**. Cette approche probabiliste semble fiable lorsqu'elle est appliquée à l'actuel : l'écart entre la situation de contrôle et la reconstitution climatique est assez faible (1°C de

différence avec la température du mois le plus froid et 0,6° C avec la température du mois le plus chaud). Elle peut donc être transposée au passé afin de reconstituer le climat le plus semblable d'un assemblage pollinique fossile. Il est toutefois nécessaire de prendre en compte certaines limites fonctionnelles, telles que :

- **La prise en considération des genres végétaux et non des espèces dans la classification taxonomique**. Au sein d'un même genre peuvent coexister plusieurs espèces à l'amplitude écologique très différente les unes des autres. L'exemple de *Pinus* dans le tableau de probabilité (**tab.7**) est éloquent puisqu'il est associé avec plusieurs classes probables de température estivale. Ce constat est évidemment logique compte tenu que le genre *Pinus* est probablement le plus étendu à la surface terrestre (PARDÉ L., 1961).
- **La distribution variable des genres végétaux d'un écosystème à l'autre**, à toute échelle d'espace. Deux exemples peuvent être cités :
    - Dans le groupe des *Pinus diploxylon*, *Pinus uncinata* se développe préférentiellement dans les hautes montagnes européennes, entre 1700 et 2400 mètres alors que *Pinus halepensis* se trouve majoritairement autour du bassin méditerranéen, près des littoraux.
    - *Acer pseudoplatanus* est fréquent dans les forêts mixtes riches en hêtre de l'étage montagnard des reliefs européens ; *Acer platanoides* évolue préférentiellement au milieu de chênes, de charmes, d'ormes et de tilleuls tandis qu'*Acer saccharium* affectionne les ripisylves de l'est et du centre de l'Amérique du Nord (AAS G. & RIEDMILLER A., 1986).

Cette approche probabiliste se retrouve également dans les travaux de KÜHL N. *et al*, (2002) et de SCHÖLZEL N. *et al*, (2008). La dernière méthode de quantification évoquée est celle dite des meilleurs analogues, appliquée depuis les travaux de GUIOT J. (1990).

3.1.1.4. La méthode des meilleurs analogues.

Etablie également sur le principe de similarité, cette méthode a pour finalité de trouver le ou les meilleurs analogues actuels à un assemblage pollinique fossile, sur la base d'un indice de distance. La quantification ne se focalise plus seulement sur le taxon, mais sur les associations qu'ils composent dans les paléoenvironnements. Ainsi, lorsqu'elle est appliquée à tous les échantillons d'une séquence sédimentaire, elle présente l'avantage de reconstituer assez précisément les conditions climatiques passées **à une dimension micro-scalaire** (GUIOT J. & MAGNY M., 2002 ; LEZINE A.M., 2008).

Pour cela, il est nécessaire de disposer d'**un nombre très important d'échantillons polliniques actuels**, qu'il est toutefois difficilement possible de rassembler pour couvrir une aire d'étude aussi vaste que l'espace Nord-Atlantique. De plus, cette méthode ne **convient pas forcément aux situations non analogues**, pour lesquelles il est impossible de trouver des spectres polliniques fossiles proches de l'actuel (FAUQUETTE S. *et al*, 1998b). Or, ce problème est régulièrement constaté

lors de l'étude du Tardiglaciaire würmien : c'est le cas notamment des paléoenvironnements nord-américains, qui abritent une végétation très différente de l'actuelle mêlant taxons arcto-alpins et tempérés (*Chapitre II*).

Dans l'optique d'une reconstitution macro-scalaire du climat, il a donc été choisi de ne pas se référer à cette méthode pour effectuer des quantifications. En revanche, il peut être envisagé, dans le cadre d'un projet collaboratif, de la pratiquer afin d'affiner nos observations à une dimension méso ou micro-scalaire.

Trois méthodes ont donc été choisies pour répondre au besoin de cette étude à savoir : effectuer des quantifications thermiques macro-scalaires essentiellement à partir de données polliniques. **Ce travail n'est donc pas parfait**, particulièrement **dans sa dimension micro-scalaire**, même s'il est satisfaisant d'observer que **les trois méthodes employées affichent une concordance en terme de quantifications**, qui garantit **des résultats relativement fiables** (cf. *Chapitre II*). Pour les améliorer, il aurait été bénéfique de :

1) procéder à des quantifications à partir d'autres indicateurs biotiques, tels que les insectes, les mollusques ou les invertébrés ;

2) d'affiner les quantifications à une dimension micro-scalaire, comme le permet la méthode des meilleurs analogues.

Il convient également de rappeler que le mécanisme de quantification repose ici sur le principe de transposition entre des variables biogéographiques actuelles et passées. Or, dans la réalité que nous tentons de reconstituer, de nombreuses **situations non analogues** sont constatées et posent une limite au travail de reconstitution : elles peuvent notamment s'expliquer par les contraintes écologiques différentes imposées aux végétaux pendant le Tardiglaciaire.

Taxons	Classes	< 6° C	6-10	10-14	14-16	16-18	18-20	20-22	22-24	24-28	> 28° C
CHENE	0,1-5	0	0	1	1	2	2	**3**	2	1	1
	5,1-10	0	0	1	0	0	**3**	2	2	1	0
	10,1-20	0	0	1	0	0	**3**	2	1	1	0
	20,1-35	0	0	1	0	0	2	**3**	1	1	0
	35,1-55	0	0	0	0	0	2	**3**	1	0	0
	55,1-75	0	0	0	0	0	2	**3**	1	0	0
	75-1-100	0	0	0	0	0	1	**3**	2	0	0
TILLEUL	0,1-5	0	0	1	1	2	2	**3**	1	1	1
	5,1-10	0	0	1	0	1	**3**	2	0	0	0
	10,1-20	0	0	1	0	0	**3**	2	0	0	0
	20,1-35	0	0	1	0	0	**3**	0	0	1	0
	35,1-50	0	0	1	0	0	**3**	0	0	0	0
	> 50	0	0	0	0	0	**3**	0	0	0	0
CHARME	0	2	2	2	2	2	2	1	1	2	2
	0,1-10	0	0	0	1	1	2	2	**3**	0	0
	10,1-25	0	0	0	0	1	2	2	**3**	0	1
	25-1-50	0	0	0	0	0	1	1	**3**	0	1
	> 50	0	0	0	0	0	0	0	**3**	0	1
BOULEAU	0,1-5	**3**	2	2	2	1	1	0	0	0	0
	5,1-10	**3**	2	2	2	1	1	0	0	0	0
	10,1-20	0	0	**3**	2	1	1	0	0	0	0
	20,1-30	0	0	**3**	1	1	1	0	0	0	0
	> 30	0	0	**3**	1	0	0	0	0	0	0
EPICEA	0,1-5	1	2	2	2	2	**3**	2	2	1	0
	5,1-10	1	1	2	2	**3**	2	1	1	1	0
	10,1-15	1	1	2	**3**	2	2	1	1	1	0
	15,1-20	0	0	1	2	**3**	1	1	1	0	0
	20,1-30	0	0	1	2	**3**	1	1	0	0	0
	30,1-40	0	0	1	**3**	2	1	0	0	0	0
	40,1-50	0	0	1	**3**	2	1	0	0	0	0
	> 50	0	0	1	**3**	2	0	0	0	0	0
PIN	0,1-10	2	2	2	2	1	1	1	1	2	3
	10,1-20	1	1	**3**	2	2	2	1	1	2	3
	20,1-30	2	**3**	2	2	2	2	1	1	2	2
	30,1-40	2	2	**3**	2	2	2	1	1	1	0
	40,1-60	2	2	1	1	**3**	2	1	1	1	0
	60,1-80	2	2	1	2	2	2	2	2	**3**	0
	80,1-100	0	2	1	1	2	2	2	2	**3**	0

Tab.7 : Ensemble des probabilités de relation entre le pourcentage de présence de certains taxons végétaux et les températures du mois le plus chaud.

Source : VELICHKO A.A. *et al*, (2002)

Les pourcentages d'abondance sont exprimés dans la seconde colonne. Les probabilités sont exprimées par des chiffres. Plus ce chiffre est élevé, plus la probabilité de relation est forte. Les cadres colorés d'orange et de rouge indiquent les plus fortes probabilités.

3.1.2. Les autres indicateurs biotiques

Dans la classification taxonomique des insectes, deux ordres revêtent une importance capitale en paléoclimatologie : d'une part les coléoptères et d'autre part les diptères, notamment la famille des chironomes.

Travailler sur les coléoptères présente en effet de nombreux avantages : ils constituent un excellent support pour les datations radiocarbones (EVIN J., 1992) **et permettent d'appliquer la méthode du *Mutual Climatic Range*** (ATKINSON T.C. *et al*, 1986). De plus, leur courte durée de vie ainsi que leur importante capacité de reproduction autorisent des quantifications thermiques étalonnées sur un **pas de temps relativement court** (COOPE G.R. *et al*, 1998). A titre d'exemple, peuvent être évoqués les travaux d'ELIAS S.A. (1996) sur l'Amérique du Nord ou bien ceux de LEMDHAL G. (2000) sur l'Europe occidentale (Suisse). RENSSEN H. et ISARIN R.F.B. (2001) considèrent même que **les quantifications réalisées à partir d'insectes fournissent des mesures plus fines que les végétaux**. Les perspectives de recherche sont donc intéressantes d'autant plus qu'une nouvelle version de la base de données Bugs 2000 : *Bugs Coleopteran Ecology Package*[39] a été mise en ligne courant 2007. Cette dernière met à disposition de la communauté scientifique un nombre important de données sur l'évolution des coléoptères en Europe pendant le Quaternaire et fournit des informations sur le calcul de paléotempératures.

Les chironomes, famille de l'ordre des diptères, sont également reconnus comme de bons indicateurs paléoenvironnementaux, même si l'intervention des facteurs locaux peut altérer la qualité des reconstitutions thermiques (LAROCQUE I. & HALL R., 2004). À titre d'exemple, HEIRI O. et MILLET L. (2005) ont proposé une quantification précise du changement des températures estivales dans le Jura français. A l'instar des coléoptères, les chercheurs consacrent aux chironomes des études de plus en plus nombreuses, si bien que des données sont en permanence ajoutées au *World Data Center for Paleoclimatology*[40].

D'autres animaux renseignent également l'évolution des températures pour une période donnée. C'est le cas de certains mollusques d'origine aquatique ou continentale (escargots), très sensibles aux variations écologiques de leur milieu. Ils font d'ailleurs l'objet d'une banque d'assemblage malacologique, qui permet de documenter le changement climatique de certaines régions européennes **pauvres en enregistrements polliniques pendant le DMG** (MOINE O., 2008). De la même manière, certains micro-vertébrés présentent un intérêt indéniable. C'est le cas de certains

[39] *http://www.bugscep.com/intro.html*

[40] *http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/insect.html*

amphibiens (*Testudo*) ou de reptiles (*Malpolon monspessulanus*[41]), qui nécessitent des conditions spécifiques en termes d'humidité et de chaleur à l'instar des CIS végétaux (BAILLON S. *et al*, 2008).

Il existe donc divers indicateurs biotiques, grâce auxquels il est possible de quantifier des paléotempératures saisonnières pendant la période étudiée. **Le choix de s'orienter spécifiquement vers la méthode du *Mutual Climatic Range* essentiellement à partir des pollens est rapidement apparu comme une nécessité dans le cadre de ce travail de recherche car cet indicateur est le seul dont la quantité de données est suffisante et facilement disponible, via les bases de données numériques du WDCP, pour permettre une analyse climatique macro-scalaire des changements climatiques de l'espace nord-atlantique pendant le Tardiglaciaire**. L'étude des autres indicateurs biotiques n'a pu se faire de manière approfondie dans le cadre de la thèse faute d'accès aux données brutes et aux valeurs générales de quantification. Toutefois, il a été possible de recourir à des *proxies* abiotiques pour étudier l'évolution des TANN et des MTCO.

3.2. Les proxies abiotiques

Les *proxies* abiotiques sont des **éléments inorganiques** qui réagissent à la fois à des changements de température et d'humidité. Parmi eux peuvent être distingués les modelés périglaciaires, dont l'étude des formes fossiles dans les sédiments se révèle complexe.

3.2.1. Les modelés périglaciaires fossiles…

La répartition spatiale des modelés périglaciaires peut être étudiée grâce à la distribution globale de grandes lignes isothermes, qui discriminent des zones climatiques caractérisées par des hivers suffisamment longs et rigoureux pour garantir l'existence d'un sol gelé et par des étés suffisamment frais pour ne pas qu'il fonde entièrement (PEWE T.L. & MACKAY J.R., 1973). Cependant, d'autres paramètres doivent être considérés tels que la topographie, l'abondance de la couverture végétale, l'extension des surfaces enneigées ou englacées, l'hydrologie du sol et du sous-sol, la nature et la température de ce sol, l'influence des climats locaux de même que les héritages périglaciaires quaternaires (GODARD A. & ANDRE M.F., 1999).

[41] Pour survivre, *Malpolon monspessulanus* nécessite que MTWA > 20°C et TANN > 6°C.

En prenant en compte ces paramètres, ISARIN R.F.B. (1997) a défini **des valeurs de TANN et de MTCO (tab.8)**, nécessaires à la formation et la conservation des modelés périglaciaires. Ainsi, **en moyenne** :

- un **pergélisol continu** se forme si **MTCO< – 20°C** ;
- un **pergélisol discontinu** subsiste dès lors que **TANN ± 0° C** et **MTCO ≤ - 8°C** ;
- la formation de **coins de glace ou de sable** est possible si **MTCO ≤ – 8°C** pour un sol composé de sédiments grossiers et **MTCO ≤ – 4°C** pour un sol composé de sédiments fins.

D'autres modelés périglaciaires peuvent également renseigner l'évolution paléoenvironnementale d'un milieu. C'est le cas de toutes les **buttes à noyaux de glace**, à l'image des **pingos** nés en système fermé, qui nécessitent l'établissement d'un pergélisol épais et continu avec dégel saisonnier de surface. *A contrario*, les pingos nés en système ouvert ou bien les **palses** se développent usuellement sur un pergélisol discontinu.

Les informations relatives aux modelés périglaciaires ne font pas systématiquement l'objet de bases de données, comme c'est le cas avec les pollens. Seule l'équipe *Multi Proxy Data Base* a proposé, sur son serveur[42], une compilation de sites européens, sur lesquels portent des études sur les modelés périglaciaires fossiles pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène. Cette initiative est la seule, à ce jour, portée à notre connaissance.

Les modelés périglaciaires passés permettent donc théoriquement de reconstituer les paléotempératures moyennes à l'échelle annuelle ou saisonnière. Cependant, MURTON J.B. et KOLSTRUP E. (2003) sont critiques à ce sujet et ne les considèrent pas tous comme de bons *proxies* des températures passées, comme explicité au paragraphe suivant.

[42] *http://130.37.68.16/multiproxydb/mpdb_index.php?mode=main*

Mécanisme périglaciaire	Granulométrie des sédiments	TANN	MTCO
Pergélisol continu		- 5	- 20
Pergélisol discontinu		- 1	- 8
Polygone de toundra (*ice wedge polygon*)	Epais	- 8	- 20
Polygone de toundra (*ice wedge polygon*)	Fin	- 4	- 20
Cercle de pierre (*sand wedge polygon*)	Epais	- 8	- 20
Cercle de pierre (*sand wedge polygon*)	Fin	- 4	- 20
Coin de glace (*ice wedge cast*)	Epais	- 8	- 20
Coin de glace (*ice wedge cast*)	Fin	- 4	- 20
Coin de sable (*sand wedge cast*)	Epais	- 8	- 20
Coin de sable (*sand wedge cast*)	Fin	- 4	- 20
Réseaux polygonaux de glace ou de sable non accomplis		- 4	- 15
Cryoturbations amples (amplitude supérieure à 0,6 m)	Fin	- 4	
	Epais	- 8	
Légères cryoturbations (amplitude inférieure à 0,6 m)		- 1	
Pingos formés en système ouvert (pergélisol discontinu)		- 4	
Pingos formés en système fermé (pergélisol continu)		- 6	
Palses organiques (pergélisol discontinu)		- 1	
Palses minéraux (pergélisol discontinu)		- 4	

Tab.8 : Estimation des paléotempératures hivernales maximales nécessaires à la formation et la conservation des principaux modelés périglaciaires

Sources : ISARIN R.F.B. (1997) et l'équipe MPDB (2005)

La traduction franco-anglaise de certains termes est indiquée entre parenthèses.

3.2.2 … de bons indicateurs paléoclimatiques ?

L'étude de MURTON J.B. & KOLSTRUP E. (2003) ne concerne que les coins de glace (*ice wedge casts*), mais elle est révélatrice de la nécessité de prendre en compte le **rôle de l'environnement à proximité du site étudié**. Ainsi, pour pouvoir affirmer que les coins de glace se forment sous des températures spécifiques, il est fondamental que :

- la relation entre les températures moyennes et la formation des coins de glace puisse être parfaitement quantifiée ;
- l'analogie morphoclimatique entre modelés périglaciaires passés et présents puisse être indéniable ;
- les coins de glace « fossiles » puissent permettre de reconstituer de manière fiable l'histoire de la formation des réseaux polygonaux.

Pourtant, dans l'état actuel des connaissances, de **nombreuses incertitudes portent sur les facteurs à l'origine du processus de contraction thermique des sols.** Ainsi, **la relation entre le climat et la formation des coins de glace est encore méconnue** : les interactions sont nombreuses entre la couverture neigeuse au sol, la végétation, les sédiments du sous-sol, et peuvent différer ou modifier le signal climatique initial. L'exemple du site de Tuktoyaktuk, au Canada (Territoires du Nord-Ouest) est éloquent : sous un mètre d'épaisseur de neige, le processus de formation des coins de glace est non opérationnel, malgré TANN ± - 10.5°C et MTCO = ± - 28°C. (MACKAY J.R., 1978). Cet exemple montre combien **il est difficile de certifier que la contraction thermique du sol répond à des conditions thermiques précises**. Les nombreux autres cas, évoqués par MURTON J.B. et KOLSTRUP E., permettent de conclure que **la présence de coins de glace fossiles atteste seulement de l'existence d'un pergélisol pauvre en glace**. VAN VLIET-LANÖE B. (2005) défend également cette idée et met en avant le rôle du **drainage du sol, des propriétés mécaniques du substrat et du microclimat** pour expliquer la croissance et la dégradation des coins de glace, davantage que les températures annuelles ou saisonnières.

Les modelés périglaciaires permettent donc de reconstituer certaines variables thermiques, bien que leur relation avec le climat soit encore mal connue aujourd'hui, notamment en ce qui concerne les coins de glace.

Au final, les quantifications biotiques présentent un potentiel supérieur à celui des *proxies* abiotiques, notamment en termes de sites d'étude et de résultats. Il est donc possible, grâce à ces indicateurs, d'effectuer une reconstitution macro-scalaire des températures. Pour que l'analyse climatique soit la plus complète possible, il convient désormais de s'intéresser à la reconstitution des précipitations passées.

4. Quantification des précipitations pendant le Tardiglaciaire würmien

La reconstitution du régime passé des précipitations à partir des archives climatiques conservées sur Terre constitue un exercice difficile auquel se heurtent les principaux modèles numériques. Pourtant, il est essentiel dans la reconstitution de la circulation générale des masses d'air, notamment des principales cellules dépressionnaires de la troposphère.

Deux types de reconstitution existent, à ce jour, en paléoclimatologie :

- Une **méthode directe**, fondée sur l'amplitude climatique tolérée par certains taxons végétaux. Grâce à cette technique inspirée de celle du *Mutual Climatic Range*, il est possible de disposer de valeurs chiffrées.
- Une **méthode indirecte**, qui permet de définir des tendances qualitatives (augmentation, diminution des précipitations ou de l'évapotranspiration), essentiellement à partir des **fluctuations des niveaux lacustres**.

4.1. Les méthodes de reconstitution quantitative

La relation entre végétaux et précipitations est complexe car elle nécessite de prendre en compte plusieurs paramètres environnementaux, comme l'insolation, la température à la surface, le nombre de jours de croissance supérieurs à 5° C, la distribution des précipitations, le vent, l'évapotranspiration ou les variations d'humidité, que tolèrent plus ou moins bien les végétaux (PRENTICE I.C. *et al*, 1992 ; HUETZ DE LEMPS A., 1994).

FAUQUETTE S. *et al*, (1998) sont parvenus à définir statistiquement les besoins de certaines plantes en eau, grâce à la **méthode de l'amplitude climatique** (cf. 3.1.1.2). En associant, pour un espace donné, les exigences écologiques de plusieurs taxons végétaux (**tab. 9 et 10**), il devient possible de proposer une estimation des **précipitations annuelles (PANN)** et du rapport **évapotranspiration réelle sur évapotranspiration potentielle (E/PE).** La détermination taxonomique au niveau du genre et non de l'espèce, rend les reconstitutions climatiques imprécises, comme discuté p.50. Ce problème est compensé, en partie, par la possibilité de croiser les thermosphères respectives de chaque plante.

Taxon	Seuil de présence (%)	PANN min (mm)	PANN max (mm)	E/PE min (%)	E/PE max (%)
Abies	5	600	1600	66	100
Acer	2			66	100
Artemisia	5	100	700	18	64
Betula	5			66	100
Castanea	5	600	1450	66	100
Chenopodiaceae	10	50	1600	18	
Corylus	5	550		66	100
Cyperaceae	20	100	2000	18	100
Ephedra	5	200	800	10	55
Fagus	5	600	1800	66	100
Fraxinus excelsior	5	400	1600	66	100
Larix	1	600	1400	66	100
Ostrya	1	400	1650	40	100
Picea	5	600	2450	66	100
Pinus haploxylon	5		600		
Platanus	2	350	1400		
Poaceae	25	100	700	18	
Quercus	5	600	1900	66	100
Quercus ilex	20	250	1200	28	95
Salix	15	200	1900		
Thalictrum	0.5		200		64
Tilia	2	600	1500	66	100
Tsuga	0.5	1000	2000	66	100
Ulmus	2	600	1800	66	100

Tab.9: Amplitude climatique moyenne supportée par certains taxons en fonction de leur valeur seuil de présence

Source : FAUQUETTE S. *et al*, (1998b)

Il s'agit ici de quantifier l'amplitude climatique des taxons à partir d'une approche statistique des seuils de présence des végétaux en Amérique du Nord, en Europe et en Asie par rapport aux variables climatiques actuelles. Elle masque nécessairement la tolérance physiologique que peuvent manifester les végétaux lors de conditions extrêmes. Le lecteur est invité à se reporter à l'article de FAUQUETTE S. pour plus de détails.

Taxon	Seuil d'abondance (%)	PANN min (mm)	PANN max (mm)	E/PE min (%)	E/PE max (%)
Abies	25	600	1600		
Acer	8	750	1400	90	100
Betula	35	200	1700		
Castanea	20	600	950	66	100
Chenopodiaceae	40	50	1600	20	95
Corylus	15	550	1550	71	100
Ephedra	15	250	350	18	35
Fagus	20	600	1300	66	100
Fraxinus excelsior	15	1000	1600	85	100
Larix	2	600	1100	66	100
Ostrya	8	400	1650	60	100
Picea	50	600	1600		
Platanus	5	600	1400	41	100
Quercus ilex	53	250	1200	28	95
Salix	40	200	1250		
Tilia	10			85	100
Ulmus	8	600	1350	66	100

Tab.10: Amplitude climatique moyenne supportée par certains taxons en fonction de leur valeur seuil d'abondance

Source : FAUQUETTE S. *et al*, (1998b)

4.2. Les méthodes de reconstitution qualitative

4.2.1. Les variations des niveaux lacustres

On rappelle qu'au cours de son histoire, un lac connaît des variations continues de superficie et de profondeur, en réponse à des changements de son approvisionnement aquatique et sédimentaire. Son bilan hydrique est donc lié d'une part :

- à **son alimentation**. Elle est assurée directement par les eaux précipitées sur le lac et indirectement par les cours d'eau affluents ;
- aux **pertes**, liées à l'évaporation directe à la surface du lac, aux infiltrations, aux écoulements et à l'évapotranspiration des organismes lacustres.

Il est conditionné, d'autre part, par des **facteurs locaux**, qu'il est nécessaire de prendre en compte pour reconstituer les variations des niveaux.

La mise en eau historique d'une étendue (STREET-PERROTT F.A. *et al*, 1989 ; HARRISON S.P. *et al*, 1996) **peut être déterminée grâce à des indicateurs sédimentologiques** (lithologie et granulométrie des dépôts) **et paléoécologiques** (pollens, macro-restes fossiles, algues ou diatomées). Actuellement, la norme de classification adoptée par COHMAP (1988) distingue trois catégories de niveaux :

- **Haut**. Un niveau lacustre est considéré comme élevé dès lors que sa hauteur dépasse le quartile supérieur de sa variation maximale pendant toute la période de l'enregistrement. En climat tempéré, une transgression est associée à des températures fraîches ou froides et à des **précipitations** qui se font **plus abondantes**. Pour un site localisé en climat semi-aride, une phase de haut niveau est associée à des précipitations plus importantes mais surtout à une évaporation moins intense. Dans le premier cas, ce sont les précipitations qui jouent un rôle crucial ; dans le second cas, c'est l'évaporation (KOHLFELD K.E et HARRISON S.P., *op.cit*).
- **Bas**. Un niveau lacustre est considéré comme peu élevé lorsque sa hauteur ne dépasse pas le quartile inférieur de sa variation maximale pendant toute la période de l'enregistrement. En climat tempéré, une régression est associée généralement à une hausse des températures et à une réduction modérée des précipitations. Des températures plus chaudes favorisent logiquement le processus d'évaporation, particulièrement en climat semi-aride. Toutefois, il est possible que des niveaux lacustres demeurent proches de leur hauteur minimale **en climat froid** dès lors que les **précipitations** sont **indigentes**. C'est le cas du sous-continent européen pendant le Tardiglaciaire.
- **Intermédiaire**. La hauteur d'un niveau lacustre est définie comme intermédiaire, lorsque sa valeur est supérieure au quartile inférieur, mais inférieure au quartile supérieur de sa variation maximale pendant toute la période de l'enregistrement. **Il est difficile de l'associer avec certitude à un signal climatique spécifique**.

Il a été prouvé, ces dix dernières années, que **la variation du niveau d'un lac dépendait fortement de la qualité des pluies** (KOHLFELD K.E. & HARRISON S.P., 2000). Par conséquent, on suppose qu'**une comparaison macro-scalaire des niveaux lacustres** permet de renseigner qualitativement la distribution spatiale des précipitations. Ce postulat a donné le départ de nombreuses recherches entreprises pendant les années 1990-2000, à l'origine de compilations numériques de données lacustres.

Le NCDC (*National Climatic Data Center*[43]), a mis en ligne plusieurs bases de données, utilisées dans cette thèse. Sont dénombrées :

- ***the Oxford Global Lake Level Database***[44] (STREET-PERROT F.A. *et al*, 1989 ; COHMAP *Members*, 1994), qui propose une série globale de données **datées par le radiocarbone**, qui couvrent les 30 000 dernières années**.**

[43] *http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/lakelevel.html*

[44] *ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/paleolimnology/lakelevels/oxford/*

- ***the Former Soviet Union and Mongolia Lake Level Database***[45] (TARASOV P.E. *et al*, 1994), qui constitue une base de données ciblées sur les anciennes républiques soviétiques et la Mongolie. Une série de fiches descriptives par site fournit des informations complètes sur la sédimentation du bassin et la couverture végétale passée de l'environnement lacustre. **Toutes les dates sont obtenues par la technique du radiocarbone**.
- ***the European Lake Level Database*** (YU G. & HARRISSON S.P., 1995), qui est une base centrée sur l'Europe. **Toutes les datations sont non-calibrées**.
- ***the Global Lake Level Status Grids*** (VIAU A.E. & GAJEWSKI K., 2001) qui propose un maillage partiel des données lacustres existantes sur l'hémisphère Nord lors de trois périodes spécifiques : **12**, **9 et 0 ka BP**.

Il est regrettable que la base globale de données lacustres (***Global Lake Status Data Base***[46]) répertorie seulement les variations lacustres des deux derniers extrêmes climatiques, ce qui la rend inutilisable pour cette étude.

Les variations des niveaux lacustres constituent un indicateur de premier ordre dans cette étude, en complément des méthodes de quantification. Le couplage de ces deux approches rend ainsi possible la reconstitution des variations spatio-temporelles de la pluviométrie sur un pas de temps de 500 ans. D'autres indicateurs permettent également de renseigner le régime passé des précipitations ; c'est le cas des spéléothèmes, précieuses archives des changements passés du cycle hydrologique.

4.2.2. Les spéléothèmes, archives de l'évolution du cycle hydrologique

Un spéléothème est une concrétion karstique, formée d'eaux de précipitation carbonatées, sous la forme de stalagmites, de stalactites ou de fistuleuses. Lors de leur trajet souterrain, ces eaux rencontrent des matières organiques en décomposition et se chargent en gaz carbonique. Lorsqu'elles pénètrent dans une cavité, le dégazage de ces eaux de percolation génère des dépôts chimiques composés essentiellement de carbonate de calcium, le plus souvent de calcite (CAUSSE C., 2000 ; COUCHOUD I., 2008a).

Les spéléothèmes font l'objet d'un intérêt croissant en paléoclimatologie. En effet, grâce aux éléments piégés lors de leur formation, il est possible de **reconstituer localement**, grâce à l'analyse isotopique, **et de dater précisément**, par la méthode des déséquilibres U/Th, les **perturbations du cycle hydrologique à la surface**. Un certain nombre de paramètres rend cependant complexe l'interprétation des variations de la composition isotopique. Le $\delta^{18}O$ initial des précipitations peut

[45] *ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/paleolimnology/lakelevels/former_ussr/*

[46] *http://pmip2/lsce.ipsl.fr/share/synth/glsdb/glsdb.zip*

ainsi varier à la fois en fonction de l'altitude, de la latitude, de la continentalité, de la température de surface[47] et de la grotte. Il peut également subir l'**effet de glace**[48], particulièrement important pendant le Tardiglaciaire (COUCHOUD I., 2008b).

Une banque de données est en cours de constitution sur le serveur du NCDC[49], bien que **peu de sites couvrent la période d'étude** pour le moment. Ces dernières années ont vu cependant cette banque s'enrichir de nouveaux **sites asiatiques,** qui permettent une meilleure estimation de la **variabilité des flux de mousson** pendant le Tardiglaciaire (WANG Y.J. *et al*, 2001 ; DYKOVSKI C.A. *et al*, 2005 ; FLEITMANN D. *et al*, 2007).

L'analyse de la composition isotopique des spéléothèmes requiert là encore une grande prudence lorsqu'il s'agit d'en inférer des caractéristiques paléoenvironnementales. **Le rôle de l'environnement à proximité du site est fondamental** et ne peut être ni normalisé ni codifié, comme l'imposent souvent les bases de données. Chaque cavité karstique présente ses propres spécificités et il est parfois difficile de distinguer un signal climatique local d'un signal global. C'est également le cas avec les glaciers de montagne, bien qu'ici le système morphogénique soit radicalement différent.

4.2.3. Les glaciers de montagne, indicateurs des changements climatiques ?

Quantifier des variations climatiques selon les avancées et reculs successifs de glaciers de montagne[50] est un exercice complexe, qui a suscité une littérature abondante, dont les principales conclusions sont synthétisées dans l'ouvrage de FRANCOU B. et VINCENT C. (2007), chercheurs au Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement de Grenoble : *Les glaciers à l'épreuve du climat*. Ainsi, il convient de savoir que :

- **Le bilan de masse d'un glacier de montagne dépend d'un grand nombre de facteurs, parmi lesquels il est difficile d'isoler l'influence de la distribution annuelle et intra-annuelle des précipitations** (neige, pluies). Elles jouent certes un rôle primordial mais ne peuvent être isolées d'un système géomorphologique au sein duquel interagissent les températures moyennes annuelles et saisonnières (particulièrement en début d'automne), la latitude, l'altitude, l'insolation journalière, l'albédo, l'orientation, la pente du glacier ou bien sa dynamique interne.

[47] Il existe un lien entre le $\delta^{18}O$ de l'oxygène de la calcite et les températures, selon une corrélation théorique de 0,34 ‰/° C (COUCHOUD I., 2008b).

[48] Effet de glace (*ice effect*) : problème lié à la succession des stades et interstades, pendant lesquels le volume de glace global varie. Il en résulte logiquement une variation du rapport $^{18}O/^{16}O$ des océans, qui modifie le $\delta^{18}O$ des précipitations initiales.

[49] *http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/speleothem.html*

[50] La problématique des inlandsis est traitée plus tardivement dans ce chapitre.

- Certains glaciers peuvent réagir beaucoup plus rapidement que d'autres à des fluctuations climatiques et souvent de manière non linéaire. Deux glaciers voisins d'un même massif peuvent ainsi connaître des fluctuations différentes, d'un point de vue spatial aussi bien que temporel.

Il est donc difficile de distinguer isolément un signal pluviométrique à partir de l'analyse des fluctuations d'un glacier. Toutefois, en comparant la dynamique de plusieurs d'entre eux au sein d'une même unité géographique, il est possible d'associer certaines phases d'avancées avec des changements climatiques passés, tels que le DMG, le Dryas Récent ou l'oscillation du Préboréal, pendant lesquels les **précipitations hivernales sont plus abondantes** (IVY-OCHS S. *et al*, 2006). Elles sont la conséquence de **transferts accentués d'énergie dans des régions constamment balayées par les dépressions atmosphériques**. Au terme de cette partie s'achève la présentation des méthodes de reconstitution géographique des précipitations. Il s'avère qu'en l'état actuel des connaissances, **seule la méthode de l'amplitude climatique autorise des quantifications climatiques à dimension macro-scalaire**. Elles doivent cependant être affinées par des analyses qualitatives des variations des niveaux lacustres, de la composition isotopique des spéléothèmes ou bien de la dynamique des glaciers de montagne. Toutes les possibilités d'analyse n'ont cependant pas été évoquées. C'est le cas, entre autres, de l'interprétation des dépôts éoliens en milieu désertique, qui n'autorise aucune quantification pluviométrique.

5. Les dépôts d'aérosols, indicateurs des paléo-vents

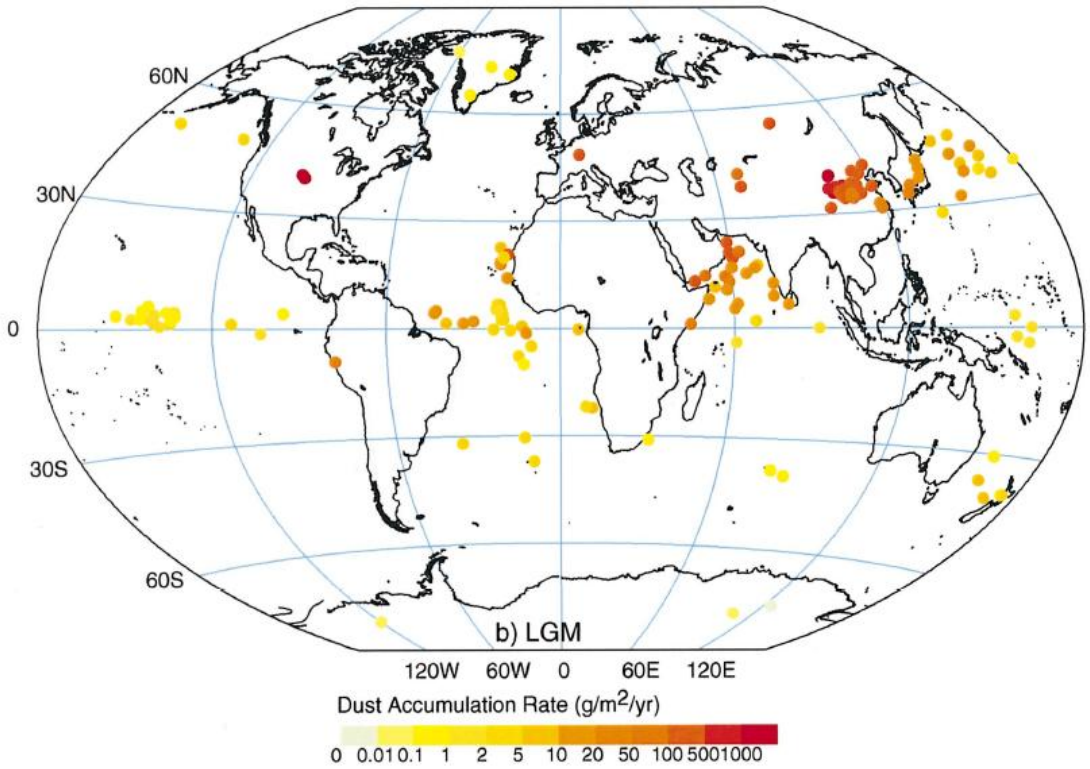


Fig.3 : Taux d'accumulation des dépôts éoliens (g/m²/an) intégrés dans la base de données DIRTMAP pour la période du DMG

Source: KOHLFELD K.E. & HARRISON S.P., (2000)

Les dépôts d'aérosols (poussières éoliennes, sables, lœss) présentent un intérêt paléoclimatologique majeur puisqu'ils permettent de reconstituer **la trajectoire moyenne des paléo-vents** en fonction de la géographie des zones de dépôt (ISARIN R.F.B., 1997). Pendant le DMG (**fig.3**), les poussières sont massivement déposées sur **les grandes plaines de l'Amérique du Nord** (MUHS D.R. & BETTIS III E.A., 2000), dans **l'espace Nord-Atlantique,** de l'Europe du nord au Groenland (ISARIN R.F.B., *op.cit*) ainsi que sur le **Plateau Lœssique Chinois** (PORTER S.C. & AN Z., 1995 ; ZHOU W. *et al,* 2001). L'analyse des dépôts (évaporites/sédiments limono-argileux) **en milieu désertique** se révèle également riche d'enseignements sur **la rapidité de la circulation atmosphérique** (GARBA Z. *et al*, 1995 ; ROGNON P. & COUDE-GAUSSEN G., 1996, OUDA B. *et al*, 1998) même si elle ne s'applique qu'aux franges de l'aire d'étude.

À ce jour, il n'existe pas encore de bases de données éoliennes spécifiques au Tardiglaciaire würmien. Une telle base a été créée, au début des années 2000, mais elle se restreint aux deux périodes clés bien connues et datées que sont le DMG et l'OCH. Connue sous le nom de DIRTMAP (*Dust Indicators and Records from Terrestrial and Marine Palaeoenvironments*), elle regroupe un grand nombre de données relatives aux sédiments déposés dans les glaces polaires mais aussi sur les surfaces marines et terrestres. Plusieurs critères sont évalués, tels que le taux d'accumulation, la granulométrie et la minéralogie nécessaires pour déterminer l'origine des aérosols et les paléo-vents ayant généré leur dépôt (KOHFELD K.E. & HARRISON S.P., *op.cit* ; KOHFELD K.E. *et al*, 2001). La version 2.0 de DIRTMAP est hébergée sur le site internet de la NOAA[51]. De nombreux sites d'étude ont été rajoutés par rapport à la première version même s'ils couvrent encore uniquement les périodes du DMG et de l'OCH. Hormis la base DIRTMAP, le site de la NOAA héberge d'autres données relatives aux dépôts d'aérosols. Cependant, aucune ne couvre la période d'étude.

Cette partie clôt la réflexion sur les variables climatiques, qui, dans les limites imposées à ce travail de thèse aussi bien en termes de proxies que de données disponibles, ont été qualifiées, quantifiées et géovisualisées. Il est donc désormais possible de procéder à l'analyse, sur l'aire d'étude, de la distribution :

- annuelle et saisonnière des températures à la surface ;
- de la distribution annuelle des précipitations ;

À cela peut s'ajouter l'étude de la circulation moyenne des paléo-vents, soit autant d'éléments qui vont permettre de procéder à une reconstitution de la dynamique climatique pendant le Tardiglaciaire. Avant de se pencher sur les cartes de reconstitution paléogéographique, il est nécessaire de faire le point sur un dernier paramètre, dépendant des fluctuations climatiques passées et qui joue un rôle essentiel dans la distribution des masses d'air : la paléotopographie.

[51] *ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/loess/dirtmap/version2/kohfeld2001.txt*

6. Reconstitution de la superficie des inlandsis de l'hémisphère Nord pendant le Tardiglaciaire würmien

Les principales actrices à l'origine des variations topographiques pendant la période étudiée sont les calottes de glace des complexes nord-américain, fennoscandien et eurasiatique, qui existent depuis le début du Quaternaire et se reforment selon une périodicité moyenne de 100 000 ans[52], conditionnée par la position de la Terre par rapport au Soleil (BERGER A. & LOUTRE M.F., 2004). **Elles occupent une place essentielle dans la machine climatique** à l'interface des systèmes atmosphérique, océanique et lithosphérique (CLARK P.U. *et al*, 1999), d'autant plus pendant le DMG et le Tardiglaciaire : l'**hémisphère Nord** était occupé par près de **50 millions de km³ de glace**, dont il ne reste plus aujourd'hui que des reliques (DUPLESSY J.C. & MOREL P, 2000). Consciente des enjeux économiques actuels liés, dans un contexte de réchauffement climatique potentiel, à une fonte partielle des inlandsis actuels et à une élévation consécutive du niveau des mers (GREVE R., 2008), la communauté scientifique internationale cherche à comprendre et à modéliser l'évolution de la superficie et du volume des masses de glace (**fig.4**) lors des glaciaires et interglaciaires précédents (SWIPA, 2009).

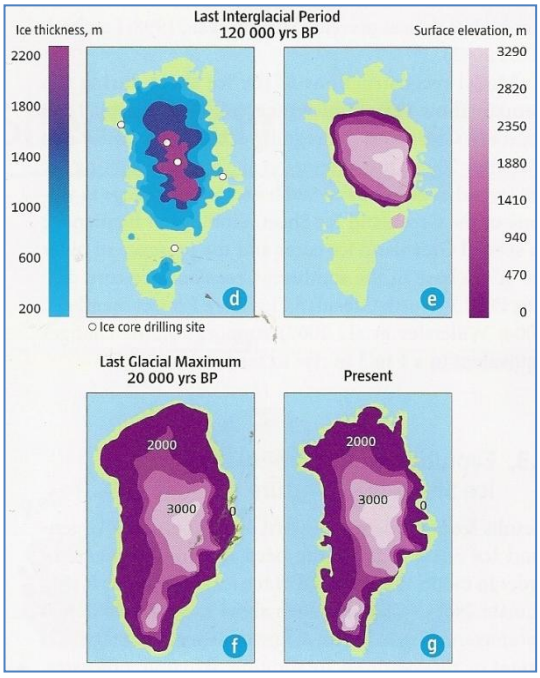


Fig. 4 : Reconstitution du volume englacé de l'inlandsis groenlandais pendant l'Éemien, le DMG et l'Actuel.

Source : SWIPA (2009)

Il existe actuellement plusieurs méthodes afin de reconstituer la superficie et l'épaisseur des inlandsis pendant le DMG et le Tardiglaciaire. La première est orientée sur le repérage des ***dépôts et formes fluvio-glaciaires*** *dans les régions anciennement englacées. La seconde est davantage ciblée sur* ***l'élévation générale du niveau de la mer****, considérée comme un indicateur des variations passées du volume de la cryosphère. Les travaux les plus anciens se classent dans la première des catégories alors que les plus récents relèvent d'une approche combinée dans un modèle numérique.*

[52] Une mise en glaciation dure en moyenne 90 000 ans, contrairement au processus de déglaciation qui est nettement plus rapide (10 000 ans).

6.1. Les travaux sur la recherche des dépôts et formes fluvio-glaciaires

Les reliquats glaciaires et fluvio-glaciaires se différencient en raison des processus géomorphologiques mis en jeu lors du déplacement de la masse de glace. Une distinction peut ainsi être faite entre :

- les **dépôts** : dans l'ancien domaine glaciaire se trouvent des fines (silts, tills) alors que dans le domaine fluvio-glaciaire se mêlent eskers, kames ou sandurs.
- les **formes**, davantage liées au déplacement du glacier ainsi qu'à son action érosive. Dans cette catégorie se rangent les moraines ou les drumlins.

BOULTON G.S. *et al*, (1977) ont été parmi les premiers à cartographier leur position à petite échelle. Leur analyse de la répartition géographique des principaux champs de drumlins en Angleterre, en Écosse et en Irlande a permis la reconstitution de la superficie et de l'épaisseur de la calotte de glace britannique, qui dépassait selon leurs estimations 1 000 mètres d'épaisseur en son barycentre au cours du DMG. **DYKE A.S. et PREST V.K.** ont adopté la même démarche, en se focalisant principalement sur la position des moraines frontales, et **ont proposé, en 1987, la première représentation cartographique des limites de l'inlandsis américain à différentes laps de temps pendant le DMG et le Tardiglaciaire** (**fig.5**). Leurs travaux ont eu un réel impact dans les années 1990 et 2000 (DYKE A.S. *et al*, 2002), dans l'optique de fournir des contraintes spatiales précises aux simulations numériques.

Dans la même voie, CLARK P.U. *et al*, (1996) ont proposé une innovation majeure en intégrant les relevés géologiques de terrain dans un **modèle numérique**, capable de prendre en compte la capacité de déformation des sols sous-glaciaires en fonction de leur résistance. En effet, la pression de la glace est particulièrement élevée à la base d'un inlandsis. Elle contribue ainsi à accroître la surface de glissement, donc de fonte, et modifie, par conséquent, la superficie et l'épaisseur des dômes de glaces. La prise en compte de ce forçage géophysique sous-glaciaire a permis d'obtenir des sorties de modèle assez proches de celles des modèles plus complexes (PELTIER W.R., 1994). Dans la même optique, KLEMAN J.C. & BORGSTRÖM I. (1996) se sont appuyés sur la localisation des roches moutonnées et des dépôts de tills[53] pour déterminer la dynamique interne de l'inlandsis fennoscandien et ses principaux courants de glace.

Cependant, comme le signalent SIEGERT M.J. (2001) ou bien TARASOV L. & PELTIER W.R. (2004), la qualité de cette méthode de relevé géomorphologique souffre essentiellement de **trois limites** :

- L'**abrasion**, liée au passage des glaciers, contribue à **supprimer ou à remanier les indices des glaciations antérieures**. Par conséquent, seuls demeurent les dépôts et les formes générés

[53] Till (*till*) : dépôt glaciaire quelconque.

lors des avancées maximales des glaciers ; ceci rend plus difficile l'étude des phases fini-glaciaires, comme c'est le cas pendant le Tardiglaciaire würmien.

- La **topographie** et le **climat** de certaines régions encore englacées aujourd'hui rend difficile leur accès et donc la recherche des traces laissées par les glaciers aux temps passés.
- L'**interprétation** et la **datation** des dépôts et formes géologiques, qui peuvent être équivoques.

Ce sont ces limites qui ont poussé les glaciologues et géomorphologues à investir un autre champ de recherche, fondé sur la remontée isostatique des continents.

6.2. Les travaux sur la remontée isostatique des continents

Quand la glace exerce un poids suffisamment important sur les continents, la lithosphère, sur laquelle elle repose, s'enfonce davantage dans l'asthénosphère visqueuse, en vertu du principe de subsidence isostatique. Quand la glace disparaît, la lithosphère et l'asthénosphère enregistrent par conséquent une remontée isostatique (**fig.6**) jusqu'à ce que l'équilibre soit atteint.

Ces mouvements glacio-eustatiques laissent des traces dans les paysages jadis englacés. Sur les littoraux, les anciennes lignes de rivage se retrouvent surélevées. Leur étude, couplée à l'analyse de séquences sédimentaires de lacs proglaciaires ou de plates-formes continentales immergées permet de reconstituer, à l'aide de modèles numériques, les **barycentres des anciens inlandsis** (**fig.6**) de même que **leur épaisseur maximale**. (SIEGERT M.J., 2001).

L'étude des mouvements glacio-eustatiques remonte aux travaux du groupe CLIMAP, qui, le premier en **1976**, a reconstitué grâce à cette approche la superficie et l'épaisseur des inlandsis de l'hémisphère Nord pendant le DMG. Leurs résultats ont longtemps inspiré la communauté scientifique (LAMBECK K., 1993 ; ELVERHOÏ A. *et al*, 1993) jusqu'à ce que soit démontré qu'ils surestimaient l'épaisseur des inlandsis.

C'est PELTIER W.R. (1994) qui, grâce à son modèle numérique **ICE-4G**, établi à partir de 414 séquences sédimentaires littorales, a permis de revoir le relèvement postglaciaire du niveau marin à 105 m (contre 162 pour CLIMAP). Par conséquent, **l'épaisseur des calottes de glace a donc été revue à la baisse** dans les sorties de modèle : l'épaisseur maximale de la calotte laurentide n'excède ainsi pas 3 km (contre 4,5 selon CLIMAP). Pour des raisons de mise en page, il n'est pas possible de présenter la collection de 21 cartes, mis en ligne sur le serveur de la NOAA[54]. Le lecteur pourra cependant utiliser le CD-Rom fourni avec la thèse pour travailler sur ce support.

[54] *http://www.ncdc.noaa.gov/cgi-bin/paleo/pelttopo.pl*

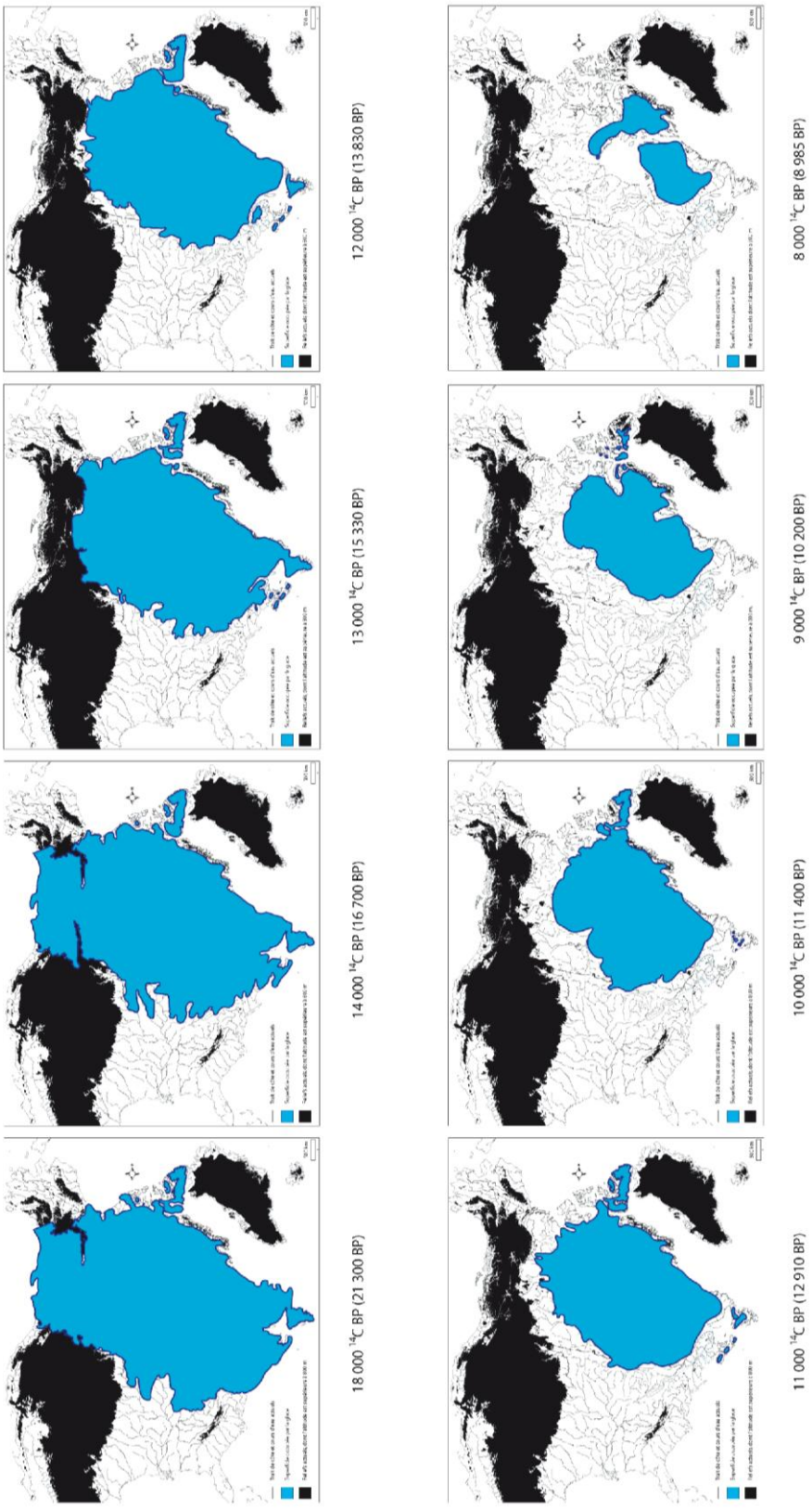


Fig.5 : Reconstitution de la superficie occupée par la glace pendant le DMG, le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène.

Sources : fond de carte ESRI ArcMap8©ESRI® ; données altimétriques : GTOPO30 ; les tracés de la superficie des inlandsis reprennent ceux proposés par DYKE A.S. & PREST V.K. (1987).

Conception et réalisation : © SOTO D. (2009).

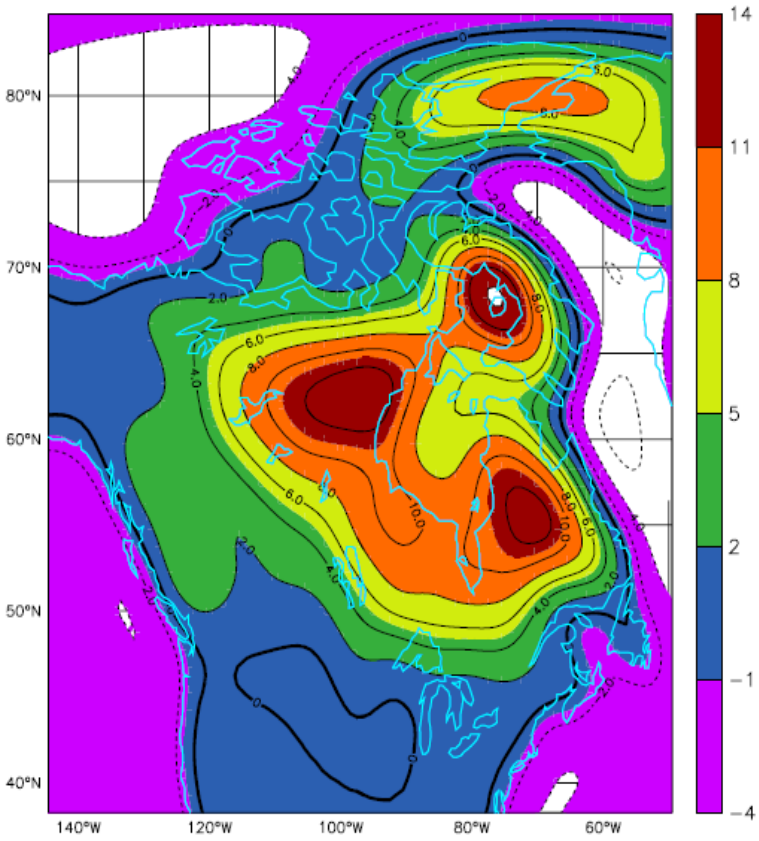


Fig.6 : Remontée isostatique des continents (mm/an), simulée à partir un modèle numérique

Source : TARASOV L. & PELTIER W.R., (2004)

Les trois barycentres de l'ancien inlandsis laurentide sont clairement visibles car ils correspondent aux emplacements pour lesquelles les valeurs de remontée isostatique sont les plus fortes (plus de 10 mm/an).

Par la suite, cette méthode d'analyse a été utilisée pour de nombreux travaux jusqu'à ce que TARASOV L. & PELTIER W.R. (*op.cit*) publient un avis critique, qui souligne ses **limites**. Ainsi :

- l'étude des mouvements eustatiques de la lithosphère ne rend pas compte de l'importance jouée par la géologie du sous-sol et la rhéologie de la glace dans la dynamique des inlandsis (ZWECK C. & HUYBRECHTS P., 2003).
- les sorties de modèle simulent des calottes de glace dont l'extension terminale ne coïncide pas toujours avec les limites « imposées » par les indicateurs géologiques, en l'occurrence les dépôts et formes fluvio-glaciaires.
- les interprétations d'une remontée isostatique des continents peuvent être multiples. Un inlandsis volumineux qui enregistre une fonte rapide au début d'une phase de déglaciation aura ainsi la même valeur eustatique qu'une calotte de glace moins volumineuse ayant disparu à la fin du même épisode de déglaciation (SIEGERT M.J., 2001).

L'examen des méthodes permettant de reconstituer la superficie et l'épaisseur des calottes de glace, l'une déterminée par le repérage des dépôts et des formes fluvio-glaciaires, l'autre par les mouvements glacio-eustatiques des continents, montre leur complémentarité. Une approche combinée semble logiquement être la meilleure des solutions mais elle nécessite de prendre en compte un très grand nombre de facteurs, aussi bien géologiques, eustatiques que rhéologiques.

6.3. Une nécessaire combinaison des deux méthodes

Une telle approche nécessite en effet d'intégrer dans un **modèle numérique couplé**:

- **les variations orbitales de l'insolation journalière** (BERGER A., 1978) ;
- **les variations spatio-temporelles des températures et des précipitations** (MARSHALL S.J. *et al*, 2002), déterminées, dans le modèle de SIEGERT M.J. et DOWDESWELL J.A., à partir:
    - des paléotempératures groenlandaises, calculées à partir de la composition isotopique de l'oxygène de la glace;
    - des SST Nord-Atlantiques pendant le DMG ;
    - de séries climatiques contemporaines (1982-1995) de mesures de températures et de précipitations mensuelles, considérées comme des références, en dépit du fait qu'elles ne correspondent pas à une période de normale climatologique.
- **l'élévation globale du niveau de la mer** (HANEBUTH T. *et al*, 2000 ; FAIRBANKS R.G. *et al*, 2005 ; PELTIER W.R. & FAIRBANKS R.G., 2006) ou **relative**, lorsqu'elle est déterminée à partir des paléo-lignes de rivage. Le recours à ces séquences locales permet de mieux prendre en compte les rétroactions entre l'isostasie glaciaire, la dynamique interne des inlandsis et l'élévation « locale »du niveau de la mer. TARASOV L. et PELTIER W.R. se réfèrent d'ailleurs à plusieurs séquences canadiennes, localisées dans les Territoires du Nord-Ouest, au Québec ou dans les îles du nord (Southampton, Baffin, Melville).
- la **topographie et la bathymétrie**, reconstituées à partir du jeu de données E-TOPO-5 (NCDC, 1988), qui constituait jusqu'à une mise à jour récente[55], le meilleur support altimétrique pour élaborer des modèles numériques de terrain. Les données E-TOPO 5 proviennent d'un découpage de la Terre en carrés de 5 minutes de longitude et de latitude.
- **les limites effectives de l'inlandsis**, déterminées à partir des relevés géologiques de terrain.
- **les propriétés physiques des masses de glace**, notamment leur bilan de masse, leur déformation interne ou leur glissement basal (CLARK P.U. *et al*, 1996 ; SWIPA, 2009). Les courants de glace, fluant des dômes jusqu'aux marges glaciaires avec un débit pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres par an, doivent également être considérés et intégrés (SIEGERT M.J., 2001).
- **la capacité de déformation des sols,** déterminée par la nature des surfaces sous-glaciaires (CLARK P.U. *et al*, *op.cit*). Les conditions de la mise en équation de cette variable sont encore discutées aujourd'hui par les glaciologues.
- **le rôle de l'asthénosphère** visqueuse, qui enregistre les mouvements isostatiques et les répercute sur la lithosphère plus rigide (LE MEUR E. et HUYBRECHTS P., 1996).

Les premiers à avoir intégré ces paramètres dans un modèle numérique sont TARASOV L. et PELTIER W.R. (*op.cit*) pour l'Amérique du Nord puis SIEGERT M.J. et DOWDESWELL J.A. (2004) pour l'Eurasie. En 2009, le groupe SWIPA (*Snow, Water, Ice and Permafrost in Arctic*) a proposé également une

[55] Le jeu de données E-TOPO 5 propose un découpage de la Terre en carrés de 5 minutes de longitude et de latitude alors que sa mise à jour récente (2008) affine ce maillage en carrés de 1 minute (*http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html*). La campagne SRTM propose même des résultats en secondes (*cf*. ci-dessous).

représentation des variations de l'épaisseur de l'inlandsis groenlandais, à partir d'une synthèse de plusieurs sorties de modèles numériques (**fig.4**).

Il a donc été donc choisi de se servir des reconstitutions cartographiques évoquées pour déterminer les contraintes imposées par les inlandsis au développement des végétaux et à la circulation des masses d'air. L'ensemble sera ensuite intégré dans un SIG afin de géovisualiser les caractéristiques bioclimatiques du Tardiglaciaire würmien.

7. Géovisualisation des caractéristiques bioclimatiques du Tardiglaciaire würmien

Ce paragraphe reprend en partie la publication en ligne de la communication présentée lors de la conférence francophone ESRI : SIG 2010, les 29 et 30 Septembre 2010 à Versailles. (http://www.esrifrance.fr/sig2010/caracteristiques_bioclimatiques.asp)

Un SIG est un système d'information qui permet de créer, de représenter et d'analyser des données géo-référencées de type sémantique, statistique et/ou spatial. (PARMENTIER H. & MAZAGOL O., 2008). Un SIG ne se réduit pas uniquement à l'aspect logiciel, mais désigne un objet d'étude, qui nécessite une analyse critique des données ainsi qu'un savoir-faire géomatique et cartographique, propres au géographe, de manière à ce que l'aide à la décision ou l'analyse spatiale puisse être la plus fine possible. Dans cette thèse, il a été choisi d'élaborer un SIG afin de procéder à l'analyse spatiale des évolutions bioclimatiques sur l'aire d'étude. Les logiciels utilisés pour ce travail ont été les **versions 8.1 et 9.3 d'Arc GIS**, disponibles au Centre de Recherche en Géographie et Aménagement (CRGA) de l'Université Lyon 3, et pour lesquels les doctorants de l'UMR ont été formés.

La modélisation spatiale à petite échelle des indicateurs paléoenvironnementaux choisis pour cette étude a nécessité de prendre en compte le fait que les données à intégrer sont essentiellement privatives ; de ce fait, elles ne sont pas publiées intégralement dans la littérature. Cependant, ces dernières années, sous l'impulsion de nombreux contributeurs, un effort international de collecte a permis l'établissement de bases numériques de données, essentiellement polliniques et limnologiques (*cf*. p.41-42 et *Annexes n°1* et *4*).

Pour cette étude, le choix des données à visualiser a été dicté par la nécessité de reconstituer, sur l'aire d'étude, une couverture végétale assez dense, à l'aide de données polliniques, pour procéder à des quantifications thermiques et pluviométriques. La géovisualisation des niveaux lacustres s'est imposée, à l'origine du projet de thèse, comme une des seules alternatives possibles en terme de données « brutes » pour compléter l'analyse pollinique. Au final, **seuls deux types de données sont représentés (pollens, niveaux lacustres)** même si aujourd'hui, une plus grande variété d'indicateurs cartographiables (insectes, mollusques, lœss, etc….) permettrait de procéder à une analyse plus élaborée.

Une fois la donnée « brute » acquise, il a été nécessaire de l'intégrer dans les tables du SIG selon un protocole spécifique. À cet effet, trois types de tables peuvent être distinguées en fonction des indicateurs paléoclimatiques de l'étude :

- celles où sont répertoriées les *Climate Indicator Species*, dont les exigences climatiques sont précisément connues (cf. p.45-47) ;
- celles où sont comptabilisés les pourcentages des principaux taxons dans les assemblages polliniques ;
- celle où est reportée la variation des niveaux lacustres de tous les sites.

La difficulté d'un tel exercice, en l'absence de procédure automatique, réside dans la saisie manuelle de chacune des données dans les tables du SIG (*Annexe n°4*). On comprend ainsi pourquoi tous les sites n'ont pas encore pu être intégrés, tout du moins en ce qui concerne l'indicateur pollinique (**fig.7**).

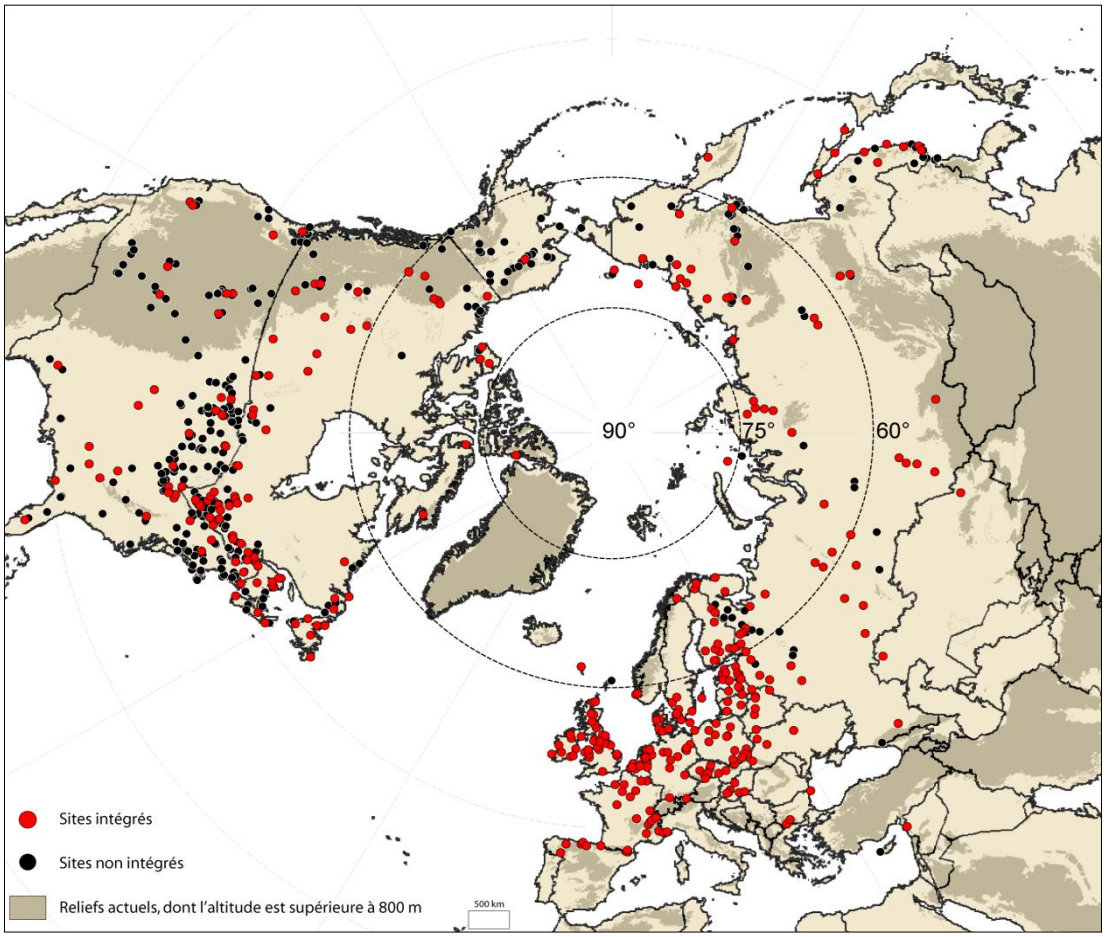


Fig.7 : Répartition géographique des données polliniques par sites pour l'étude du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène.

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map © ESRI ®; données altimétriques : GTOPO30; sites d'étude : WDCP; MPDB (*Multi-Proxy Data Base);* littérature, dont les références sont mentionnées dans le texte.

Conception et réalisation : © SOTO D. (2009)

Sont représentés :

- *Avec un cercle de couleur rouge : les sites étudiés et intégrés dans le SIG.*
- *Avec un cercle de couleur noire : les sites en cours de traitement.*
- *Avec un figuré zonal gris : les reliefs, dont l'altitude est supérieure à 800 mètres.*

D'autres sites ne pouvaient également pas être intégrés dans le SIG au regard des techniques de datation des événements climatiques du passé, de la qualité du signal reconstitué ou bien de la portée chronologique du site**. Seule une analyse multicritères** pouvait permettre **de déterminer les sites d'étude qui autoriseraient une géovisualisation fiable de la dynamique de la végétation et des variations des niveaux lacustres**. Elle se présente, dans cette étude, sous la forme d'une base de données © *Microsoft Access*, explicitée en annexe (*Annexe n°1*) et disponible dans son intégralité sur le CD-Rom. Ce format est requis pour présenter de manière optimale les formulaires de chacun des **686 sites** expertisés pour la période du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène.

Au final, quatre types de sites ont pu être distingués selon leur fiabilité :

- **Les sites fiables (fiabilité : 1)**, pour lesquels un nombre important de datations ^{14}C est disponible, le matériel daté est de qualité, des repères stratigraphiques et des marqueurs téphrochronologiques sont clairement identifiés ;
- **Les sites assez fiables (fiabilité : 2)**, qui ne répondent pas idéalement à tous les critères définis au préalable (matériel daté non communiqué, doutes sur la qualité de ce même matériel, recours exclusif à des stratigraphies régionales, etc.…) ;
- **Les sites peu fiables (fiabilité : 3)**, pour lesquels un ou plusieurs critères se révèlent particulièrement discriminants (ensemble du matériel daté de mauvaise qualité, avis négatif des contributeurs, etc.…) ;
- **Les sites impossibles à évaluer (fiabilité : 4)**, lorsqu'aucun renseignement n'a permis de procéder à l'analyse multicritères.

Pour optimiser la qualité des informations géovisualisées, seules les deux premières catégories de sites ont été retenues, **ce qui porte à 558 le nombre de sites fiables sur un total de 686** intégrés dans le SIG.

Ceux-là permettent une représentation cartographique directe des niveaux lacustres par périodes d'étude (**fig.8**). En revanche, les données polliniques ont du être hiérarchisées en PFT puis en biomes (PRENTICE *et al*, 1992 ; ELENGA *et al*, 2000 ; WILLIAMS, 2002) pour permettre un suivi spatiotemporel adéquat de la couverture végétale (**fig.9a**). Pour cela, il a fallu d'abord procéder à un affichage ponctuel des pourcentages d'abondance de tous les taxons des sites les plus fiables. La classification en PFT puis en biomes n'a pu en revanche être exécutée automatiquement, car elle requiert une interprétation des différents groupements végétaux auxquels peuvent être rattachés les taxons. Elle s'est donc faite au cas par cas sur un logiciel de DAO (© *Adobe Illustrator CS2*).

L'estimation de la température moyenne du mois le plus froid (**fig. 9b**) et du mois le plus chaud (**fig.9c**) a été rendue possible grâce à la géovisualisation des CIS (par taxons ou par genres), la détermination de l'amplitude climatique des taxons (FAUQUETTE S. *et al*, 1998) et l'analyse des

probabilités de retrouver un taxon spécifique en fonction de températures données[56] (VELICHKO A.A. *et al*, 2002). La reconstitution des précipitations annuelles (PANN) a été réalisée en géovisualisant de manière directe les variations des niveaux lacustres, mais aussi en recourant à une transposition indirecte de l'amplitude climatique supportée par les taxons présents et/ou abondants à une période donnée (**fig. 9d**).

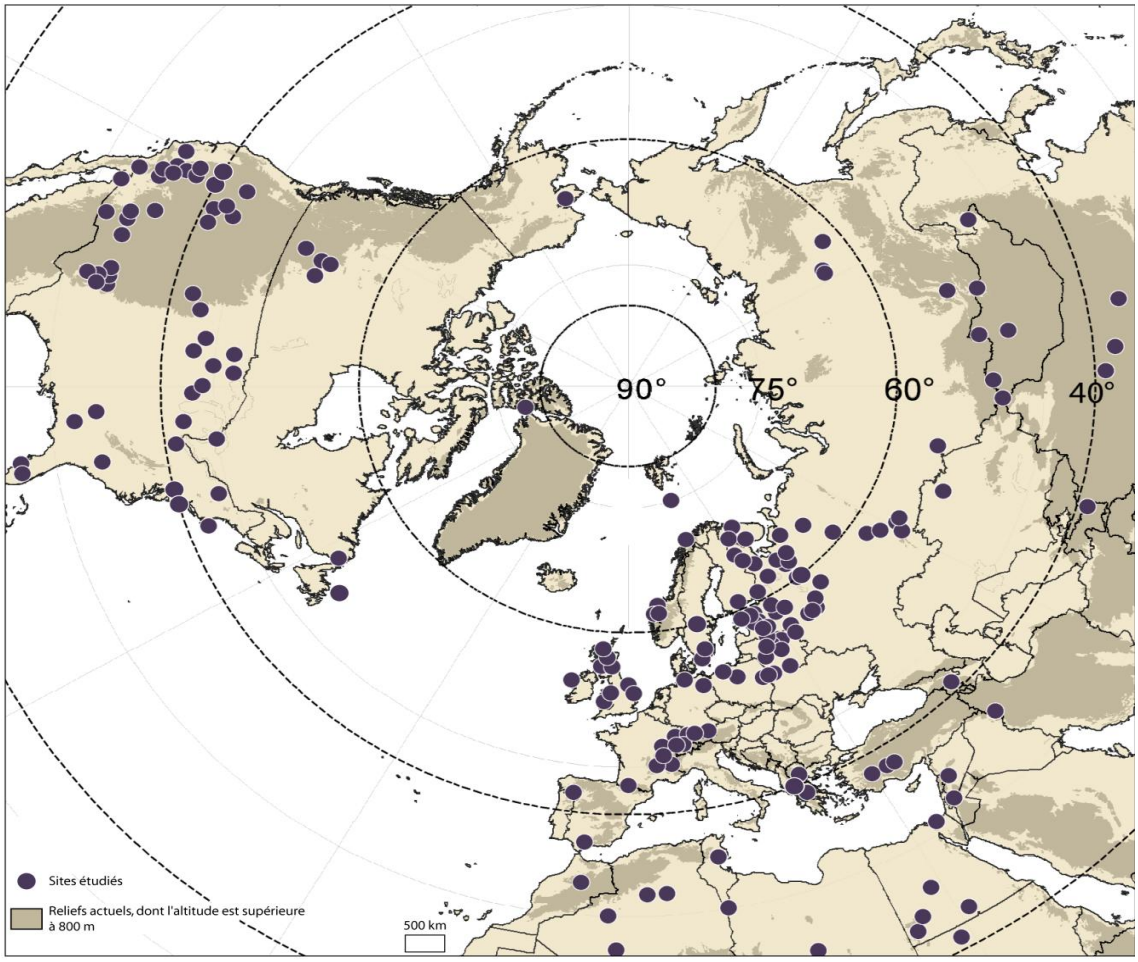


Fig.8 : Répartition géographique des sites d'étude renseignant les variations des niveaux lacustres pendant le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène.

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map © ESRI ®; données altimétriques : GTOPO30; sites d'étude : *Oxford Global Level Database*; *Former Soviet Union and Mongolia Database* (FSUM), *European Lake Level Database*.

Conception et réalisation : © Didier SOTO (2009)

La couverture spatiale proposée par les sites est plus hétérogène qu'en ce qui concerne les données polliniques, bien que l'intégralité des bases de données ait été traitée cette fois. La table Niveaux Lacustres (2) sera géovisualisée ultérieurement, sous la forme d'un maillage géographique carré.

Dans le cadre de la recherche doctorale, chacune de ces variables a été reconstituée pour l'ensemble du Tardiglaciaire würmien selon un pas de temps moyen de 250 années radiocarbones. Ce travail a été facilité grâce au processus d'automatisation cartographique que permet le logiciel ArcGIS 8.1.

[56] Chacune des méthodes de quantification fait l'objet d'un figuré spécifique sur les cartes.

Aux données polliniques et limnologiques dans la figure de référence (**fig.9**) se superposent des figurés zonaux, qui indiquent :

- la position des reliefs actuels supérieurs à 800 mètres d'altitude. Elle a été obtenue en digitalisant et en géo-référençant l'isohypse 800 (données altimétriques GTOPO30), importée d'un SIG gratuit édité par © PANGAEA : PanMap[57]. Cette isohypse a été choisie pour déterminer de manière optimale les contraintes exercées par le relief à la circulation des masses d'air.
- **les contraintes topographiques additionnelles par rapport à l'actuel**, qui se matérialisent ici sous la forme d'inlandsis[58] parmi lesquels :
    - le **laurentide**, qui occupe quasiment tout le centre et l'Est canadien. Son tracé a été digitalisé et géoréférencé en reprenant les travaux de DYKE A.S. & PREST V.K. (1987), gracieusement communiqués par OCHIETTI S.
    - le **fennoscandien**, dont les limites reprennent celles déterminées par SIEGERT M.J. (2001).

D'autres indications peuvent se retrouver sur les cartes, comme les estimations des paléotempératures par l'équipe MPDB. Comme elles relèvent du ponctuel, leur présence sera justifiée ultérieurement dans le texte.

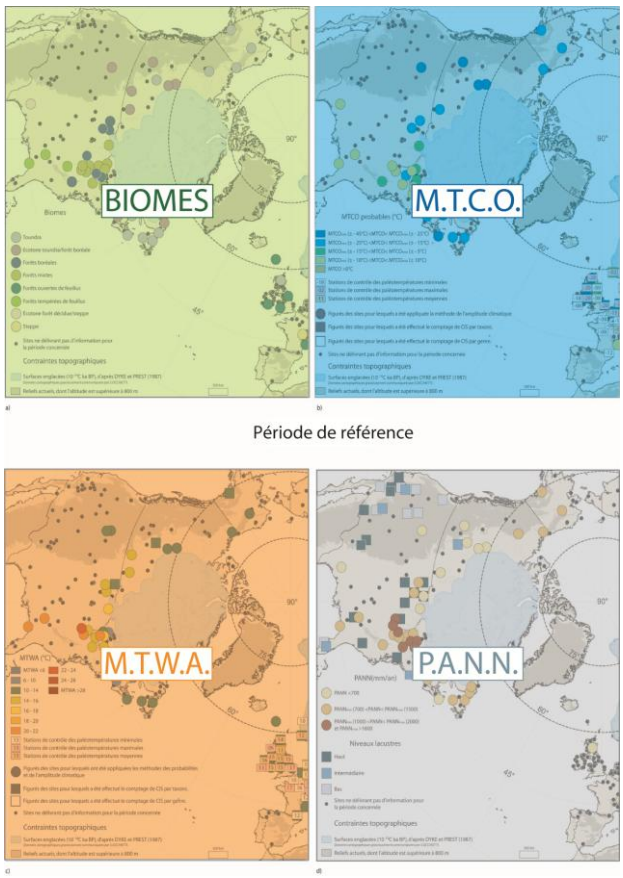


Fig.9 : Structuration des collections de cartes de l'étude en quatre variables bioclimatiques.

Conception et réalisation : © Didier SOTO (2010)

[57] *http://www.pangaea.de/software/PanMap/*

[58] Dans cette optique, l'inlandsis groenlandais, bien que déterminant dans la circulation des masses d'air, n'est pas considéré comme une contrainte topographique additionnelle, compte tenu de son volume actuel, assez proche de celui reconstitué pendant le DMG et le Tardiglaciaire (**fig.4**).

Synthèse

Reconstituer les climats des surfaces continentales de l'espace Nord-Atlantique pendant le Tardiglaciaire se révèle être un exercice difficile, qui nécessite de prendre en compte trois paramètres spécifiques, auxquels le climatologue ou le géographe n'est pas forcément confronté lorsqu'il étudie l'Actuel.

1) **La détection des changements climatiques passés**. Le paléogéographe peut élaborer un cadre climatostratigraphique à partir de l'analyse :
    a. d'isotopes stables d'atomes déposés dans un milieu qui peut être daté précisément par accumulation successive de dépôts (surfaces continentales englacées ou marines) ;
    b. d'isotopes radioactifs, qui autorise notamment la datation par le radiocarbone, qui constitue le fondement des travaux paléogéographiques. Le recours à cette technique impose cependant une certaine prudence quant à l'interprétation des âges obtenus. Une **analyse multi- critères** a donc été menée afin d'évaluer la fiabilité des datations des sites étudiés.

2) **L'absence de mesures directes de températures, de précipitations et de vents**, qui oblige à recourir à des *proxies* biotiques et abiotiques, dont l'interprétation ne permet pas toujours une distinction aisée entre l'évolution écologique d'un milieu et son climat. Sa reconstitution **à grande échelle**, objectif final de ce travail, n'est d'ailleurs possible que par l'analyse pollinique, qui se révèle être l'« outil » essentiel de reconstitution des paléoenvironnements de l'aire d'étude par :
    a. les fonctions de **transfert paléoclimatique** qu'elle autorise. Trois méthodes (repérage de CIS dans les assemblages polliniques, amplitude climatique, approche probabiliste) répondent spécifiquement au besoin scientifique de la thèse, aussi bien pour quantifier les températures que les précipitations.
    b. **la quantité de sites prospectés** et mis à la disposition de la communauté scientifique par le biais de **bases de données électroniques**.

    Il est également fait recours aux **variations des niveaux lacustres**, qui constituent un indicateur **qualitatif** de premier ordre pour reconstituer le régime des précipitations.

3) **La variation de la topographie des surfaces continentales** : le Tardiglaciaire est connu des glaciologues comme étant la période pendant laquelle les grands inlandsis nord-américain et eurasiatique fondent. L'impact de cette déglaciation a une forte influence sur la topographie des surfaces continentales puisque des montagnes de glace, épaisses de plusieurs milliers de mètres, disparaissent, en générant des contraintes topographiques nouvelles pour le

déplacement des êtres vivants de même que pour la circulation des masses d'air. L'examen des méthodes permettant de reconstituer la superficie et l'épaisseur des calottes de glace, l'une déterminée sur le repérage des dépôts et formes fluvio-glaciaires, l'autre sur les mouvements glacio-eustatiques des continents montre leur complémentarité. Une **approche combinée** semble logiquement être la meilleure des solutions, bien qu'elle nécessite de prendre en compte un très grand nombre de paramètres, aussi bien géologiques, eustatiques que rhéologiques.

La prise en considération, au préalable, de ces trois paramètres est donc essentielle avant de s'intéresser à l'évolution paléoenvironnementale et climatique des surfaces continentales de l'aire d'étude, présentée sous la forme de cartes, sur lesquelles seront géovisualisées, dans le contexte topographique du Tardiglaciaire, la dispersion des assemblages polliniques, les variations des niveaux lacustres, les paléotempératures et les paléoprécipitations.

Chapitre II : Reconstitution et géovisualisation des changements climatiques abrupts du Tardiglaciaire würmien

L'enjeu de ce second chapitre est de présenter les résultats analytiques et cartographiques de cette étude pour une période donnée : le Tardiglaciaire würmien, dont les limites géochronologiques font l'objet de recherches continues en paléogéographie en fonction de la qualité des archives climatiques exploitables. Actuellement, le Tardiglaciaire würmien est défini comme la période allant de ± **14 700 à** ± **11 700** cal b2k (± 12 900 – ±10 150 ^{14}C BP[59]), selon les datations proposées par HOEK W. (1997). Il a été reconnu pour la première fois, au début du XX^{ème} siècle, dans des stratigraphies danoises, au sein desquelles se répétait la même lithostratigraphie, en l'occurrence une sédimentation organique, caractéristique d'un interstade, entrecoupée par trois épisodes de dépôts minéraux, associés à des stades. Les botanistes eurent alors l'idée de nommer l'interstade **Bølling/Allerød**, du nom de deux des sites danois, alors que les trois stades furent désignés par le terme **Dryas**, du fait de la forte concentration, dans les dépôts argileux, de feuilles de *Dryas octopetala*, une plante des pelouses et débris rocheux alpins (ANDERSSON G., 1896 ; HARTZ N. & MILTHERS V., 1901).

Photo 1. : *Dryas octopetala* identifiée sur le massif du Mont Blanc (les Contamines-Montjoie).

Cliché : D. SOTO (2010)

Une **terminologie standard** reprenant ces termes fut alors adoptée pour identifier les stratigraphies du Tardiglaciaire et de l'Holocène en Europe du Nord-Ouest (JESSEN K., 1938), avant d'être utilisée pour désigner des chronozones par MANGERUD J. *et al* (1974). C'est cette terminologie qui est encore utilisée par la majorité des Quaternaristes pour étudier et dater les climats du Tardiglaciaire, malgré la confusion qu'elle génère.

[59] L'expression b2k désigne un nouveau comptage chronologique, à partir de l'année 2000 après JC, qui diffère du comptage habituel (BP), qui lui se réfère à l'année 1950 après JC.

1. Les événements climatiques qui ont ponctué le Tardiglaciaire…

1.1. Une terminologie erronée, inspirée des stratigraphies de l'Europe du Nord-Ouest

En 1974, MANGERUD J. et ses collaborateurs proposèrent une géochronologie absolue des palynostratigraphies[60] d'Europe du Nord-Ouest, qui reprenait la terminologie : Bølling/Allerød/Dryas (VAN DER HAMMEN T, 1957). Selon eux, le Tardiglaciaire devait effectivement se subdiviser en quatre phases[61] :

- Le **Bølling**, qui est la période allant de ± 13 000 à ± 12 000 ^{14}C BP, pendant laquelle survient l'optimum climatique du Tardiglaciaire.
- Le **Dryas Moyen**, qui survient de ± 12 000 à ± 11 800 ^{14}C BP. Il constitue un retour au froid dans un certain nombre de localités de l'hémisphère Nord.
- L'**Allerød**, qui dure de ± 11 800 à ± 11 000 ^{14}C BP, se caractérise par des conditions climatiques plus tempérées dans l'espace Nord-Atlantique. Il s'achève cependant par une diminution progressive mais inégale des températures.
- Le **Dryas Récent**, connu aujourd'hui comme une période froide allant de ± 11 000 à 10 000 ^{14}C ka BP. Il coïncide à la fois avec la fin du Tardiglaciaire, mais aussi avec celle du Pléistocène supérieur.

Ce choix était en outre justifié par la prospection de nombreux sites d'étude en Amérique du Nord ou en Europe, qui permit d'observer une analogie stratigraphique entre de nombreuses géochronologies de l'hémisphère Nord si bien que cette terminologie fut spontanément adoptée, mais de **façon confuse**. Plusieurs cas de figure, justifient cette confusion :

- Il est ainsi très fréquent que les palynologues datent des palynozones de l'Allerød. Pourtant, le site d'*Allerød*, au Danemark, n'a jamais permis d'établir un seul diagramme pollinique (DE KLERK P., 2004). Ici, la confusion est d'ordre **palynostratigraphique**.
- Le site de *Bøllingsø*, pourtant à l'origine du nom de l'épisode du Bølling, est loin d'être considéré comme une référence stratigraphique internationale, en raison des nombreuses erreurs d'interprétation qu'a commis IVERSEN J. (1942) au regard des moyens actuels

[60] Palynostratigraphie (*palynostratigraphy*) : subdivision du temps passé en périodes spécifiques selon les caractéristiques palynologiques des strates (DE KLERK P., 2004).

[61] Dans cette subdivision, le Dryas Ancien constitue l'épisode final du Pléniglaciaire et n'est pas considéré comme le début du Tardiglaciaire, contrairement à ce que préconise W. HOEK (*op.cit*).

d'analyse. Pourtant, le terme de Bølling est encore très largement employé. Ici, la confusion est d'ordre stratigraphique : **une chronozone doit être nommée selon sa stratigraphie de référence** (DE KLERK P., *op.cit*), ce qui n'est manifestement pas le cas ici.

- Les enregistrements polaires de l'Hémisphère Sud mettent clairement en évidence un décalage temporel dans le déclenchement inter-hémisphérique d'événements climatiques (EPICA *Community Members*, 2006). Dans ce cas, nommer Bølling, Allerød ou Dryas Récent des événements de l'Hémisphère Sud leur fait **perdre toute signification climatostratigraphique** (LOWE J.J. *et al*, 2008).

À la fin des années 1990, après que des chercheurs ont proposé une terminologie alternative, (LOWE J.J. & GRAY J.M., 1980 ; USINGER H., 1998, HOEK W., *op.cit*), un groupe, nommé **INTIMATE**[62]**,** composé de spécialistes des stratigraphies de l'espace Nord-Atlantique, a suggéré de se tourner davantage vers l'étude des glaces polaires groenlandaises pour trouver une stratigraphie de référence du Tardiglaciaire, auquel corréler les enregistrements sédimentaires marins et continentaux (BJÖRCK S. *et al*, 1998 ; WALKER M.J.C. *et al*, 1999, 2001).

1.2. Les enseignements des glaces polaires

1.2.1. Les premières campagnes de forage

Les premiers forages remontent à la fin des années 1960 ; ils ont été effectué sur les sites de Camp Century, au Groenland, de *Byrd*, *Dye 3* et du Dôme C, en Antarctique (JOUZEL J. *et al* 2008). À Camp Century, en 1966, sont prélevées les premières carottes glaciaires, qui mettent en évidence le problème de l'amincissement progressif des couches à mesure qu'elles s'enfoncent. En effet, les 1 000 premiers mètres représentent environ 6 000 ans alors que les 200 derniers en couvrent près de 100 000 (DANSGAARD W. et al, 1969).

Les campagnes de forage GRIP et GISP2 marquent un tournant dans la recherche paléoclimatologique (JOHNSEN S.J. *et al*, 1992 ; GROOTES P.M. *et al*, 1993 ; GRIP *project members*, 1993), à l'instar de celle de Vostok, en Antarctique (PETIT J.R. *et al*, 1999). Les analyses des carottes de glace prélevées pendant ces campagnes confirment les hypothèses émises sur les changements climatiques de courte durée : au cours des 110 000 dernières années surviennent pas moins de 25 épisodes de variations climatiques rapides, qui seront nommés épisodes de Dansgaard/Oeschger. Pendant plus de dix ans, les **carottes GRIP et GISP2 seront considérées comme les stratigraphies de référence** des 100 000 dernières années, auxquelles seront corrélés les enregistrements marins et continentaux de l'hémisphère Nord.

[62] INTIMATE: *INTegration of Ice cores, Marine and TErrestrial records*.

En 2004, les résultats du carottage ***North GRIP*** (NGRIP), effectué à environ 200 km au nord de GRIP, changent la donne et permettent de remonter, de manière fiable, au delà de 100 000 ans[63] (NGRIP *Project Members*, 2004 ; ANDERSEN K. *et al*, 2006, SVENSSON A. *et al*, 2006 ; RASMUSSEN S.O. *et al*, 2006 ; LOWE J.J. *et al*, 2008).

1.2.2. L'enregistrement North GRIP

Depuis 2005, le groupe INTIMATE recommande l'utilisation de l'enregistrement NGRIP comme **stratigraphie de référence** de l'espace Nord-Atlantique durant les 42 000 dernières années (ANDERSEN K. *et al*, 2006 ; SVENSSON A. *et al*, 2006). Plusieurs raisons peuvent être évoquées (LOWE J.J. *et al*, 2008) :

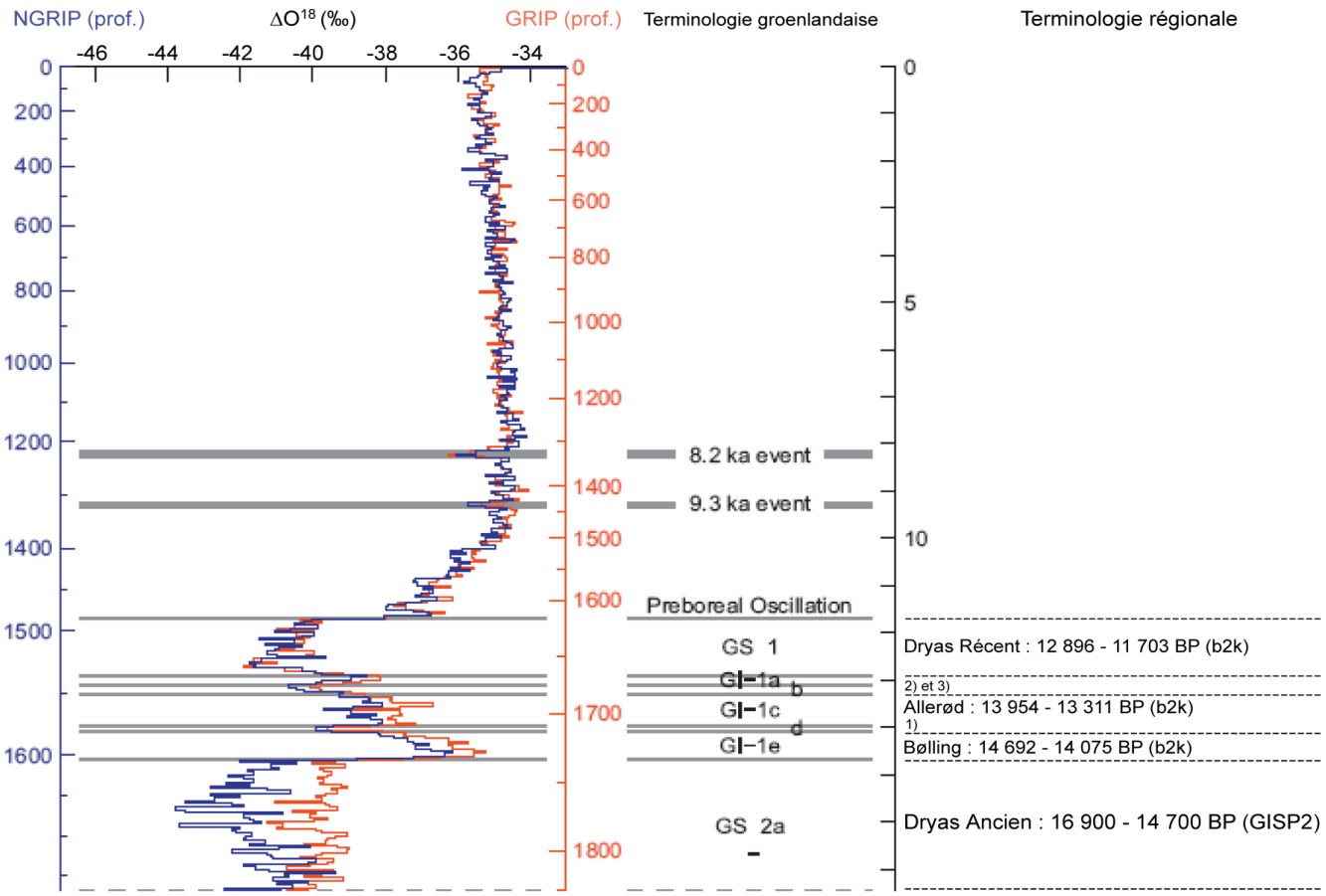
- la correction des datations des enregistrements marins et continentaux est plus précise puisqu'elle se fait désormais par l'intermédiaire de la courbe de calibration **Intcal04,** alors qu'elle était établie à partir de la courbe Intcal98 pour les carottes GRIP et GISP2. De même, les modèles glaciologiques et sédimentaires d'âge/profondeur ont été améliorés grâce aux techniques statistiques bayésiennes (BLAAUW M. *et al*, 2008).
- la corrélation des enregistrements marins et continentaux avec la composition isotopique NGRIP est également plus précise grâce au recours systématique de la téphrochronologie[64].

Cet enregistrement s'accompagne d'une nouvelle géochronologie (**GICC05**), élaborée à partir du comptage annuel des couches de glace et de l'analyse isotopique (**fig.10**) :

- en **combinant les enregistrements GRIP, NGRIP et Dye 3**, pour la période allant de 10 000 à 0 b2k.
- en se référant uniquement à la **carotte NGRIP** pour la période allant de 42 000 à 10 000 b2k (SVENSSON A. *et al*, *op.cit*)

[63] S'il est encore impossible de remonter à plus de 130 000 ans au Groenland, les carottes glaciaires antarctiques permettent désormais de reconstituer le climat des 800 000 dernières années (EPICA *community members*, 2006).

[64] Trois repères téphrochronologiques majeurs sont identifiés dans les glaces groenlandaises : il s'agit des téphras de Fugloyarbanski, déposé pendant le DMG, de Saksunarvatn et de Vedde, pendant le Tardiglaciaire (SVENSSON A. *et al*, *op.cit*)



En bleu : profondeur à laquelle se trouvent les couches de glace de la carotte NGRIP

En rouge : profondeur à laquelle se trouvent les couches de glace étudiées de la carotte GRIP

La colonne Terminologie groenlandaise recense les principales variations de la composition isotopique de l'oxygène selon la terminologie proposée par WALKER M.J.C et al, (1999).

La colonne Terminologie régionale détermine les principales variations de la composition isotopique de l'oxygène selon la terminologie de VAN DER HAMMEN T.et MANGERUD J.

Par commodité graphique, il est convenu que les numéros présentés dans cette colonne réfèrent respectivement :

1) au Dryas Moyen (oscillation d'Aegelsee) ;

2) à l'Intra-Allerød Cold Period (oscillation de Killarney/Gerzensee) ;

3) à la fin de l'Allerød (événement GI-1a).

Fig.10 : Succession des épisodes climatiques du Tardiglaciaire et de l'Holocène selon la composition isotopique de l'oxygène des couches de glace des carottes NGRIP et GRIP

Source : LOWE J.J. *et al*, 2008

Cette géochronologie s'accompagne également de nouvelles interprétations et d'une nomination actualisée[65] des événements climatiques du Tardiglaciaire de l'Hémisphère Nord, parmi lesquels :

- l'événement **GS-2a** (**Dryas Ancien**), qui constitue un des seuls épisodes dont le déclenchement n'est pas daté précisément par la courbe de composition isotopique NGRIP. Il convient donc de se référer à la carotte GISP2 pour déterminer que le Dryas Ancien survient entre ± **18 000** et ± **14 700 BP** (ALLEY R.B. & CLARK P.U., 1999). Cet événement est étroitement lié à l'événement Heinrich 1 (± 17 500- ±16 000 BP) des stratigraphies marines (SHAKUR J. & CARLSON A.E., 2010).
- l'événement **GI-1e** (**Bølling**), qui équivaut à l'optimum climatique du Tardiglaciaire, daté entre ± **14 692** et ± **14 075** b2k.
- l'événement **GI-1d** (**Dryas Moyen** ou **oscillation d'Aegelsee** selon les terminologies régionales), qui correspond à un pic négatif de la composition isotopique de l'oxygène équivalent à un refroidissement qui s'étale de ± **14 075** à ± **13 954** b2k.
- l'événement **GI-1c** (**début de l'Allerød**). Il est associé à une augmentation des températures allant de ± **13 954** à ± **13 311** b2k, entrecoupée par un épisode de refroidissement.
- L'événement **GI-1b**, dont les appellations sont multiples selon les terminologies régionales. Il est connu sous le nom d'**oscillation de Killarney** en Amérique du Nord (LEVESQUE A. *et al*, 1993) ou d'**oscillation de Gerzensee** en Europe (LOTTER A.F. *et al*, 1992). L'événement GI-1b est daté entre ± **13 311** et ± **13 099** b2k.
- l'événement **GI-1a** (**fin de l'Allerød**), qui survient entre ± **13 099** et ± **12 896** b2k.
- l'événement **GS-1**, mieux connu sous le nom de **Dryas Récent**. Il se repère distinctement par un appauvrissement significatif en ^{18}O (**fig.12**), caractéristique d'un retour soudain à des conditions climatiques glaciaires pendant près de 1 200 ans (± **12 896** – ± **11 703** b2k).

Avec la fin de l'événement GS-1 s'achèvent également le Tardiglaciaire ainsi que le Pléistocène Supérieur. La variabilité climatique, qui caractérisait cette période, est moins prononcée pendant l'Holocène, bien que le début du présent interglaciaire soit encore marquée par quelques oscillations parmi lesquelles **l'oscillation Préboréale** (BJÖRCK S. *et al*, 1996) ou **les événements à 9 300 et 8 200 b2k** (ALLEY R.B. *et al*, 1997).

1.2.3. Les autres variations climatiques détectées dans les sédiments

Comme discuté tout au long de ce chapitre, il semble aujourd'hui probable que les variations climatiques enregistrées dans les glaces polaires soient, dans une certaine mesure, synchrones, aussi bien sur les surfaces continentales que marines (LABEYRIE L. & JOUZEL J., 2004). Sur les surfaces

[65] Il convient de préciser que cette nouvelle terminologie groenlandaise n'a pas pour vocation de remplacer la terminologie « régionale » (Dryas, Bølling, Allerød) mais de proposer un schéma climatostratigraphique qui prenne mieux en compte le déclenchement des changements climatiques de courte durée (WALKER M.J.C. *et al*, *op.cit*).

continentales, les enregistrements à haute résolution permettent même d'étudier des variations climatiques, qu'on ne repère pas encore dans la composition isotopique de l'oxygène des carottes polaires. Ainsi, les sédiments laminés des lacs jurassiens, signalent notamment l'existence d'une pulsation froide, survenant juste après l'optimum du GI-1e : l'*Intra-Bølling Cold Period* (IBCP), qui serait datée aux alentours de 14 280 BP (RICHARD H. et BEGEOT C., 2000). Il est toutefois difficile de savoir s'il s'agit d'une anomalie pollinique relative au paléoenvironnement ou d'un épisode climatique à proprement parler.

Le cas du *Pre-Bølling Warming* est assez similaire si ce n'est qu'il s'agit ici d'un épisode de réchauffement préalable au Bølling. Sur la côte pacifique américaine, il surviendrait vers 15 700 cal BP (HENDY I.L. *et al*, 2002) alors qu'en Europe (Cantabriques, Côte d'Or en France), il est daté entre 14 400 et 13 900 ^{14}C BP (BOYER-KLEIN A., 1984). Pourtant, aucun autre site d'étude connu n'atteste son existence si bien qu'il est difficile d'affirmer qu'il s'agit d'un changement climatique « global » d'autant plus que les datations de BOYER-KLEIN A. ne coïncident pas, en les corrigeant, avec celles d'HENDY I.L. et de ses collaborateurs. Il est également possible de classer l'interstade de Lascaux dans cette catégorie de réchauffements préalables au Bølling. Il a été identifié, dans les assemblages polliniques, à Padul, en Espagne, mais aussi à Lascaux (Dordogne) ou à l'abri Fritsch (Indre), selon LEROI-GOURHAN A. (1967). Les datations sont cependant imprécises (entre ± 18 450 et ± 15 450 ^{14}C BP).

Le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène se caractérisent donc par une forte variabilité climatique dans l'espace Nord-Atlantique, marquée par l'occurrence de trois pulsations froides, qui ponctuent l'interstade Bølling/Allerød. Précisément datées grâce à la géochronologie GICC05 du carottage NGRIP, elles surviennent de manière relativement synchrone sur les surfaces continentales, en fonction de leur spécificité climatique mais également selon la manière dont elles sont interprétées et datées.

2. … en Amérique du Nord

Le premier espace étudié dans ce travail est l'Amérique du Nord, depuis l'Océan Glacial Arctique jusqu'au Golfe du Mexique. Actuellement, il connaît une variété importante de domaines climatiques, liée en partie aux processus radiatifs et à la circulation des masses d'air, à laquelle s'adaptent particulièrement les végétaux.

2.1. Présentation bioclimatique de l'Amérique du Nord

2.1.1. Une variété de domaines climatiques

Le Grand Nord canadien, depuis les îles de l'Océan Glacial Arctique jusqu'au nord de la Baie d'Hudson, subit les effets de l'inégale radiation solaire à la surface du globe, à l'origine d'une période annuelle de plusieurs mois sans rayonnement. Il constitue donc une **source froide** accentuée par l'albédo des surfaces englacées ou enneigées. Le climat de l'Arctique canadien (VIGNEAU J.P., 2000) se caractérise donc par une prédominance des **basses températures**, amplifiées par des **vents soutenus**, d'origine catabatique[66] ou dynamique. Les **pluies** sont **peu abondantes**, bien que la rapide saturation de l'air en eau favorise les précipitations, notamment sur les reliefs. VIGNEAU J.P. distingue cinq types de domaines climatiques en Arctique, dont trois concernent le Grand Nord Canadien. Il est intéressant d'étudier leurs caractéristiques (**tab.11**), d'autant plus qu'ils pourraient servir d'analogues aux climats des zones subpolaires et tempérées pendant le Tardiglaciaire.

Au sud du Cercle Polaire Arctique, voire de la latitude 60°N, une autre logique climatique s'établit selon des logiques à la fois méridienne et zonale. Ainsi, depuis l'Arctique jusqu'aux Grandes Plaines s'observe un **gradient méridien de températures** : la valeur des TANN passe de 3°C, vers 60°N, à 14°C, vers 40°N. Celle des MTWA passe de 15°C au Canada, à 20°C à la frontière, et 25°C au cœur des plaines. Le climat continental explique, dans cette bande de 20° de latitude et de longitude, que les hivers puissent être très rudes, tout comme les étés très chauds (VIGNEAU J.P., *op.cit*). Les précipitations sont inférieures à 500 mm/an. Selon une composante zonale, depuis le piémont des

[66] Catabatique (*katabatic*) : vent froid s'écoulant de manière gravitaire en montagne sur un versant ou sur un inlandsis depuis le centre vers ses bordures. (PECH P. *et al*, 1998).

Rocheuses jusqu'à l'Atlantique, plusieurs domaines[67] climatiques se côtoient, du **continental froid et sec** à l'ouest de la Baie d'Hudson au **frais et arrosé** de la façade orientale du Canada. Les températures et les précipitations sont en augmentation par rapport au Grand Nord : La valeur des TANN est proche de 0° C, celle des PANN est comprise entre 700 et 800 mm/an au nord des Grands Lacs et sur le Labrador. La station de Manikawi, au Québec, enregistre par exemple des valeurs respectives de MTCO et de MTWA proches de - 12°C et de 20°C (VIGNEAU J.P., *op.cit*).

Domaine climatique	TANN (°C)	MTWA (°C)	MTCO (°C)	PANN (mm/an)
Type 4	2<x<6	x<10	-5<x<-21	230<x<800
Type 3	-11<x<-7	x<10	-28<x<-22	100<x<460
Type 3 bis	-17<x<-12	x<10	-34<x<-29	90<x<330

Tab.11 : Caractéristiques actuelles des principaux domaines climatiques du Grand Nord Canadien
Source : VIGNEAU J.P. (2000)

Le type 4 concerne la Mer de Béring, l'Alaska occidental et la partie septentrionale du littoral du Labrador. Il se caractérise par les températures les moins basses et les précipitations les plus élevées car il couvre une étendue spatiale fréquemment balayée par des dépressions.
Le type 3 englobe les rives de la mer de Beaufort, le nord de la péninsule du Labrador ainsi que le sud de la Terre de Baffin. Il se caractérise par des températures hivernales et annuelles plus basses que celles du type 4 et par des précipitations en diminution : seules quelques localités demeurent encore constamment arrosées, comme les terres autour du détroit d'Hudson.
Le type 3 bis concerne essentiellement les îles arctiques canadiennes. L'hiver est très rigoureux et les hautes pressions polaires limitent toutes précipitations abondantes.
Les autres types sont associés au climat qui sévit actuellement au cœur de l'inlandsis groenlandais et sur la glace marine, non concernés par cette étude.

Le **Nord-Est américain** fait l'objet d'une étude spécifique car le **gradient thermique est prononcé** aussi bien dans sa dimension saisonnière que spatiale. Ainsi, les températures moyennes peuvent être relativement basses en hiver (-20°C à Chicago, lors de certains jours d'hiver) et élevées en été (30° C lors des journées les plus chaudes). De même, de Duluth (en bordure du Lac Supérieur) à Saint-Louis (Missouri), les valeurs des MTCO passent de - 13°C à 0°C, celles des MTWA de 20 à 25°C. Idem pour la façade atlantique, le long de laquelle la température annuelle évolue de 5°C à Terre-Neuve, bordée par le courant froid du Labrador, à plus de 15°C au nord des Appalaches. Par ailleurs,

[67]Domaine climatique : échelle spatiale en climatologie, qui s'individualise par la circulation moyenne des masses d'air qui le composent (VIGNEAU J.P., 2000).

les précipitations sont généralement abondantes, particulièrement du Mississippi à la façade atlantique (entre **800 et 1200 mm/an**) (VIGNEAU J.P., *op.cit*).

Les latitudes supra et intra-tropicales de l'Amérique du Nord, caractérisées par des températures élevées (TANN comprise entre 15 et 20°C), voient s'opposer :

- Le **Sud-Ouest** (États de Californie, du Nevada ou de l'Arizona), confronté à **un climat aride ou semi-aride**, renforcé par l'effet d'abri orographique occasionné par les Montagnes Rocheuses.
- Le **Sud-Est** (de la Floride à la Caroline du Nord), caractérisé par des **précipitations annuelles supérieures à 1200 mm/an**. Entre ces deux domaines s'établit un gradient de transition pluviométrique. (VIGNEAU J.P., *op.cit*).

Enfin, la bande littorale ouest-américaine connait également **un contraste thermique particulièrement prononcé** entre le Nord-Ouest, exposé à un climat frais et humide et le Sud-Ouest, dont le climat subtropical est toutefois modéré par le courant froid de Californie, qui borde la côte. Cette mosaïque de domaines climatiques impose naturellement une répartition spécifique des grandes formations végétales.

2.1.2. … à laquelle s'adapte la distribution des végétaux

Toute étude établie sur le principe de similarité nécessite de disposer d'un référentiel à partir duquel comparer les changements déterminés. En ce qui concerne la distribution des végétaux en Amérique du Nord, il est proposé, dans un premier temps, de se référer au jeu des 2381 échantillons polliniques actuels, employé par WILLIAMS J.W. *et al*, (2000) au Canada et sur l'Est des États-Unis, complété par celui d'EDWARDS M.E. *et al*, (2000) en Alaska et celui de THOMPSON R.S. & ANDERSON K.H. (2000) sur l'Ouest américain (**fig.11**).

Ce référentiel confirme l'existence des onze biomes qui composent la végétation de l'Amérique du Nord, au sein de laquelle la forêt occupe une place importante. Composée majoritairement de résineux (68 %), elle couvre environ 37 % du continent (HUETZ DE LEMPS A., 1994).

Actuellement, la **toundra** s'étend des îles de l'océan Arctique jusqu'à la baie d'Hudson. La rudesse du climat impose une saison végétative très courte, qui ne profite qu'aux chaméphyptes. La couverture végétale est très éparse et contribue, par son absence, à permettre une intense déflation éolienne du sol. Vers le sud, la toundra devient plus riche jusqu'à former un écotone[68] qui préfigure la forêt boréale.

[68] Écotone (*ecotone*) : groupement végétal d'interface situé entre deux formations végétales bien définies (PECH P. *et al*, 1998).

Depuis le Labrador jusqu'en Alaska, les formations de résineux se répartissent en deux bandes zonales :

- L'une, plus au nord, occupée majoritairement par des épinettes noires (*Picea mariana*) ;
- L'autre, plus au sud, peuplée par des épicéas (*Picea*) mais aussi des sapins (*Abies*) ou des mélèzes (*Larix*).

Plus au sud commence la **forêt mixte**. Sur la façade Nord-Atlantique, elle forme un écotone à dominante de conifères. Elle s'implante également au sud des Grands Lacs et du Saint-Laurent. Adaptée à un climat rude en hiver et à des étés chauds et humides, elle se compose de pins (*Pinus*), de cèdres (*Cedrus*), de tsugas (*Tsuga*), d'érables (*Acer*) et/ou de hêtres (*Fagus*). La forêt mixte du domaine pacifique, isolée de son homologue atlantique depuis les glaciations du Quaternaire, se développe sur le littoral et le piémont des Rocheuses, sous un climat océanique tempéré.

La **forêt tempérée de feuillus** évolue exclusivement sur le versant atlantique. On retrouve les mêmes genres qu'en Europe (hêtres, érables, chênes, frênes), bien que la richesse floristique soit plus grande en Amérique du Nord. Cette forêt profite d'un climat tempéré, chaud et très humide en été. Au Sud-Est des Appalaches, elle prend un aspect subtropical et compose un biome unique. Il s'agit de la **forêt de pins du Sud-Est atlantique**. Les étés, chauds et humides, et les hivers doux favorisent l'émergence d'une végétation composée de pins, de quelques arbres à feuilles caduques et persistantes (genre *Ilex*), accompagnés de broussailles (HUETZ de LEMPS A., *op.cit ;* GRIMM E.C. *et al*, 2006).

Au centre et au Sud-Ouest des États-Unis, la végétation arbustive laisse place à des biomes mieux adaptés à des précipitations moins abondantes : c'est le cas de la **prairie**, composée de graminées et d'autres herbes, puis de la **steppe**, adaptée au climat semi-aride, et enfin du **désert**, dans lequel ne se trouvent plus de végétaux. La distribution méridienne de ces biomes, selon la même orientation que les Montagnes Rocheuses, empêche d'ailleurs les deux grands domaines forestiers Nord-Américains de former une bande zonale continue jusqu'à la forêt boréale canadienne.

Dans un second temps, il convient de s'interroger sur la manière de géovisualiser la distribution de ces groupements végétaux. En ce sens, la **spatialisation taxonomique** (**fig.11**) constitue un moyen efficace de représentation aussi bien en ce qui concerne le référentiel actuel que les données relatives au Tardiglaciaire würmien. Pour optimiser leur comparaison, **il a été choisi d'employer les mêmes méthodes de géovisualisation (sémiologie graphique) et de discrétisation (classification hiérarchique par PFT et biomes)**.

Après avoir défini le cadre bioclimatique, il convient désormais d'étudier les principales caractéristiques des climats Nord-Américains pendant le Tardiglaciaire würmien, à partir des indicateurs, dont le choix a été justifié lors du chapitre précédent. Les résultats seront présentés sous la forme d'une géovisualisation cartographique à partir du SIG.

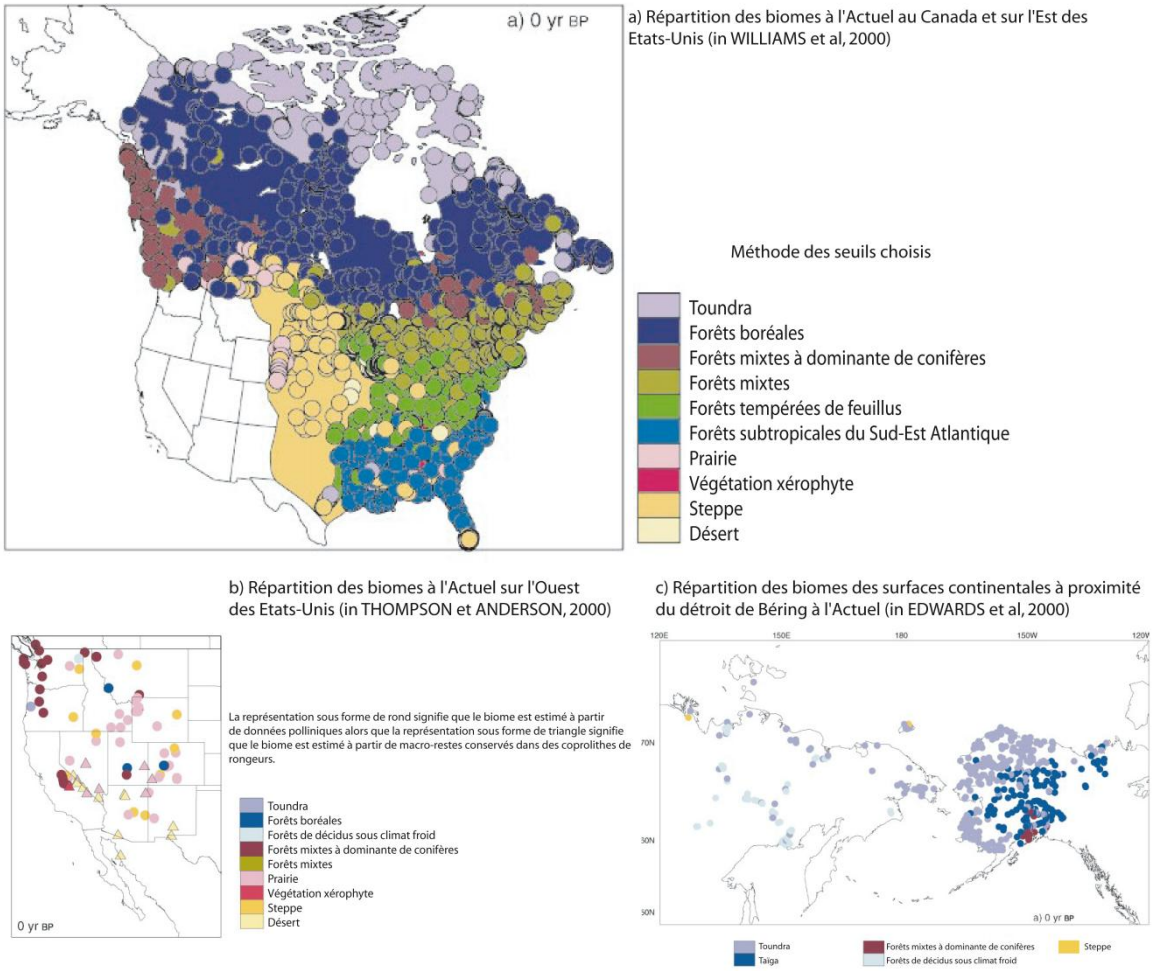


Fig.11 : Répartition actuelle des biomes en Amérique du Nord.
Réalisation : © SOTO D. (2010)

*La méthode**,** employée par WILLIAMS J.W. et al, pour assurer une meilleure discrimination des taxons dans un biome donné à partir de prélèvements polliniques de surface, est celle des **seuils choisis** (cf. Annexe n°3). A noter que l'aplat de couleurs de la figure 13a se rapporte à la carte de végétation de l'Amérique du Nord, élaborée à partir de campagnes d'observation sur le terrain. Elle permet de vérifier la correspondance entre la répartition des biomes, simulée d'après le comptage des grains de pollens, et la réalité physique.*

2.2. Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord avant le réchauffement du Bølling

Afin d'optimiser la qualité informative des cartes, il a été convenu que seuls les **sites fiables** et **assez fiables** devaient être retenus, selon la terminologie adoptée dans cette étude. (*Annexe n°1*). La géovisualisation des données a permis d'établir une série de cartes de végétation à partir desquelles ont été interprétées des cartes climatiques selon les méthodes de quantification présentées au

chapitre précédent. La première période étudiée inclut les premiers millénaires du Tardiglaciaire würmien jusqu'au réchauffement du Bølling.

2.2.1. Dynamique de la végétation entre 15 000 et 13 000 ^{14}C BP

Un premier constat s'impose à l'analyse des documents cartographiques (**fig.12a, 13a, 14a et 15a**) **: la couverture végétale semble répartie de manière irrégulière sur l'ensemble de l'Amérique du Nord**. Plusieurs facteurs peuvent expliquer ce constat :

- **L'ampleur de la superficie occupée par les reliefs, surtout par ceux de la calotte glaciaire**. Pour la visualiser, le travail s'appuie sur les reconstitutions de DYKE A.S. et de PREST V.K. (1987), comme expliqué au préalable. Entre 15 et 13 ^{14}C ka BP, l'inlandsis est composé principalement de trois éléments actifs, en l'occurrence les dômes de Keewatin, du Labrador et de Foxe. Plusieurs autres calottes lui étaient adjointes, aussi bien sur les Montagnes Rocheuses (calotte de la Cordillère), les Monts Mackenzie, la chaîne de Brooks[69], que sur les îles de l'Arctique canadien (Ellesmere, Devon, Axel Heiberg). Par ailleurs, il se peut que l'inlandsis nord-américain et **la calotte groenlandaise** aient été coalescents au niveau du détroit de Smith. Toutefois, l'existence d'une telle liaison est encore débattue par les glaciologues (TARASOV L. & PELTIER W.R., 2004).
- **Les facteurs climatiques**, dont il conviendra, ci-dessous, de déterminer la nature et l'influence.
- **Les limites fonctionnelles de ce travail**, en l'occurrence :
    - **Une inégale répartition spatiale des sites d'étude** (**fig.7 et 8**). La densité des sites n'est pas homogène en Amérique du Nord et ne peut l'être de toute façon, que ce soit d'un point de vue bioclimatique ou « technique ». Elle est ainsi très élevée en bordure des Grands Lacs, dans des zones planes où se concentrent de nombreuses étendues d'eau, comme elle est plus faible sur le piémont oriental des Rocheuses, pour lequel le déficit pluviométrique agit comme une contrainte au développement des végétaux et donc à la présence potentielle de sites d'étude. De même, faute de temps, il n'a pas été possible d'intégrer tous les sites des banques de données et encore moins ceux de la littérature. Par conséquent, il faut être conscient que **l'impression d'inégale répartition de la végétation est amplifiée, sans que la cause en soit forcément naturelle**.
    - **La période couverte par les sites**, dont **la majorité couvre seulement les 11 000 dernières année**s. À partir de cette date, les sites plus anciens se font rares. Ce phénomène, bien visible dans les collections de carte, peut être expliqué, en partie, par le recul que connaît la calotte glaciaire pendant le Tardiglaciaire. Lors de ce processus, l'inlandsis libère les anciennes zones englacées, dans lesquelles se forment souvent, en fonction de la nature du sous-sol, des étendues d'eau, donc des sites potentiels d'étude.

[69] Les données cartographiques ne sont pas disponibles pour ces deux dernières chaînes de montagnes.

Un second constat s'applique à l'ensemble des sites étudiés, même s'il n'est pas spécifiquement visible sur les cartes: **les paysages végétaux restent ouverts**, c'est-à-dire qu'il demeure, dans la composition des biomes (forêts boréales, forêts mixtes, forêts tempérées), une part non négligeable de mousses, d'herbes et/ou de graminées. La couverture forestière porte encore les stigmates du DMG et peine à s'établir durablement, fragilisée par les conditions climatiques au sein desquelles elle évolue. Cette fragilité peut être attribuée :

- à l'influence des **vents froids**, d'origine dynamique ou catabatique (HOEK W., 2001) ;
- aux **très basses températures hivernales** ;
- à la **minceur du manteau neigeux**, notamment dans les régions aux précipitations modestes (VIGNEAU J.P., 2000), qui contribue à exposer les végétaux aux grands froids au lieu de les isoler ;
- à l'**absence de sols** sur lesquels les grands végétaux peuvent s'implanter. Lors de ses passages répétés, l'inlandsis contribue à mettre à nu les roches et à abraser les sols.

Pour mieux appréhender la dynamique de la végétation en Amérique du Nord, et de manière inductive la dynamique du climat, il est préférable de procéder au préalable à une subdivision géographique, articulée autour des Montagnes Rocheuses. Ainsi peuvent être distingués :

- les espaces situés depuis les Montagnes Rocheuses jusqu'à la façade atlantique ;
- les espaces intra-montagneux ;
- la bande littorale pacifique.

En ce qui concerne la répartition des biomes à l'est des Rocheuses, le début du Tardiglaciaire coïncide avec une répartition à composante méridienne de la végétation : la toundra, à laquelle peut être adjoint *Betula* probablement sous sa forme naine, se répand en bordure de l'inlandsis, aussi bien au sud qu'au nord. Elle est progressivement remplacée par une ceinture zonale de forêts boréales, dans lesquelles domine *Picea*. Plus au sud encore, la forêt mixte, composée de *Corylus*, *Tilia*, *Fagus* et quelques *Quercus* forme une autre ceinture s'étalant de l'actuel Texas aux Appalaches. Les feuillus supplantent seulement les résineux aux latitudes subtropicales, à partir du refuge floridien, dans lequel s'abrite toutefois une variété de *Pinus* adaptée à un climat chaud et humide, semblable au genre qui peuple l'actuel Sud-Est atlantique des Etats-Unis.

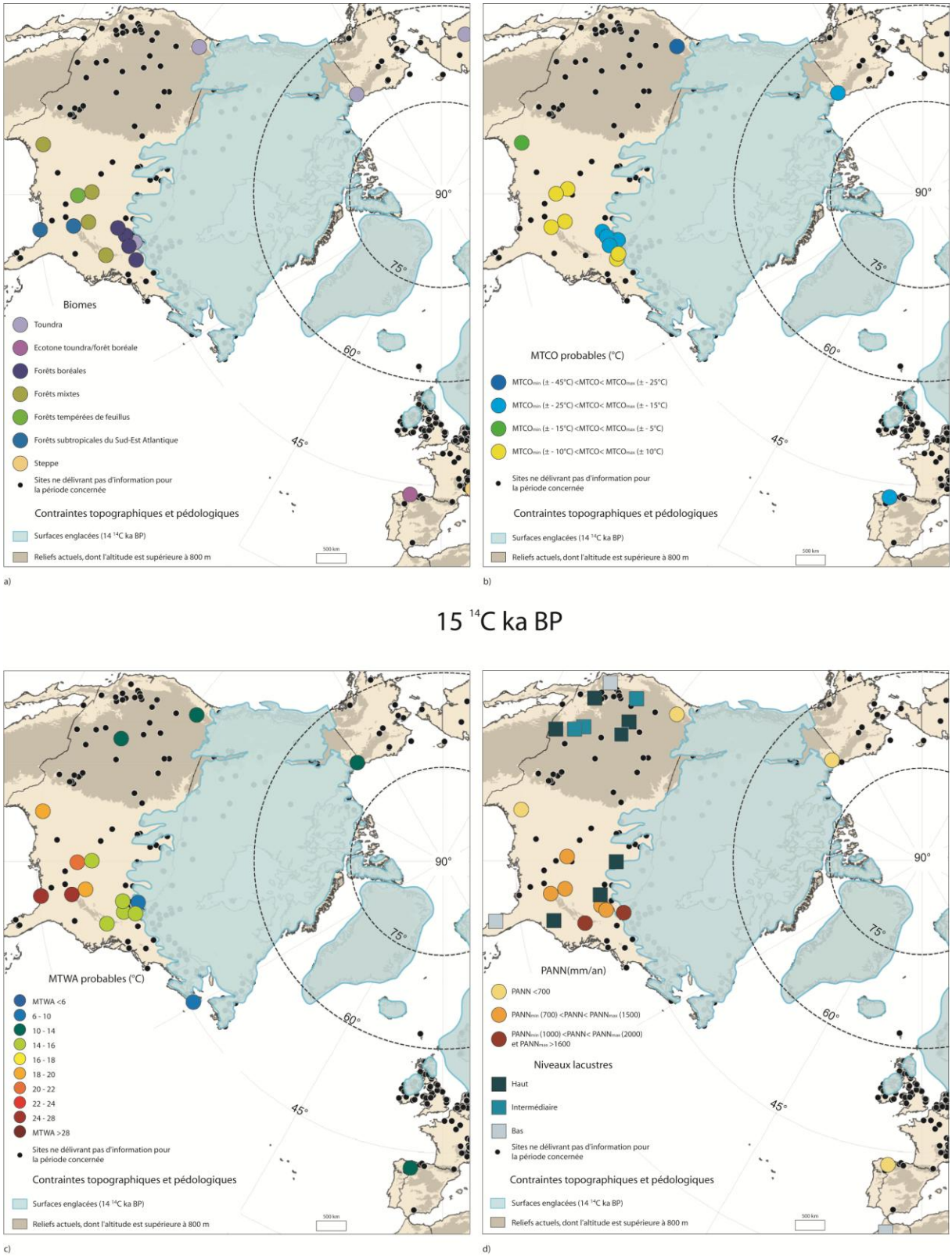


Fig.12 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (15 000 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques : WDCP ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : DYKE A.S. & PREST V.K. (1987), gracieusement communiqué par S. OCCHIETTI.

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

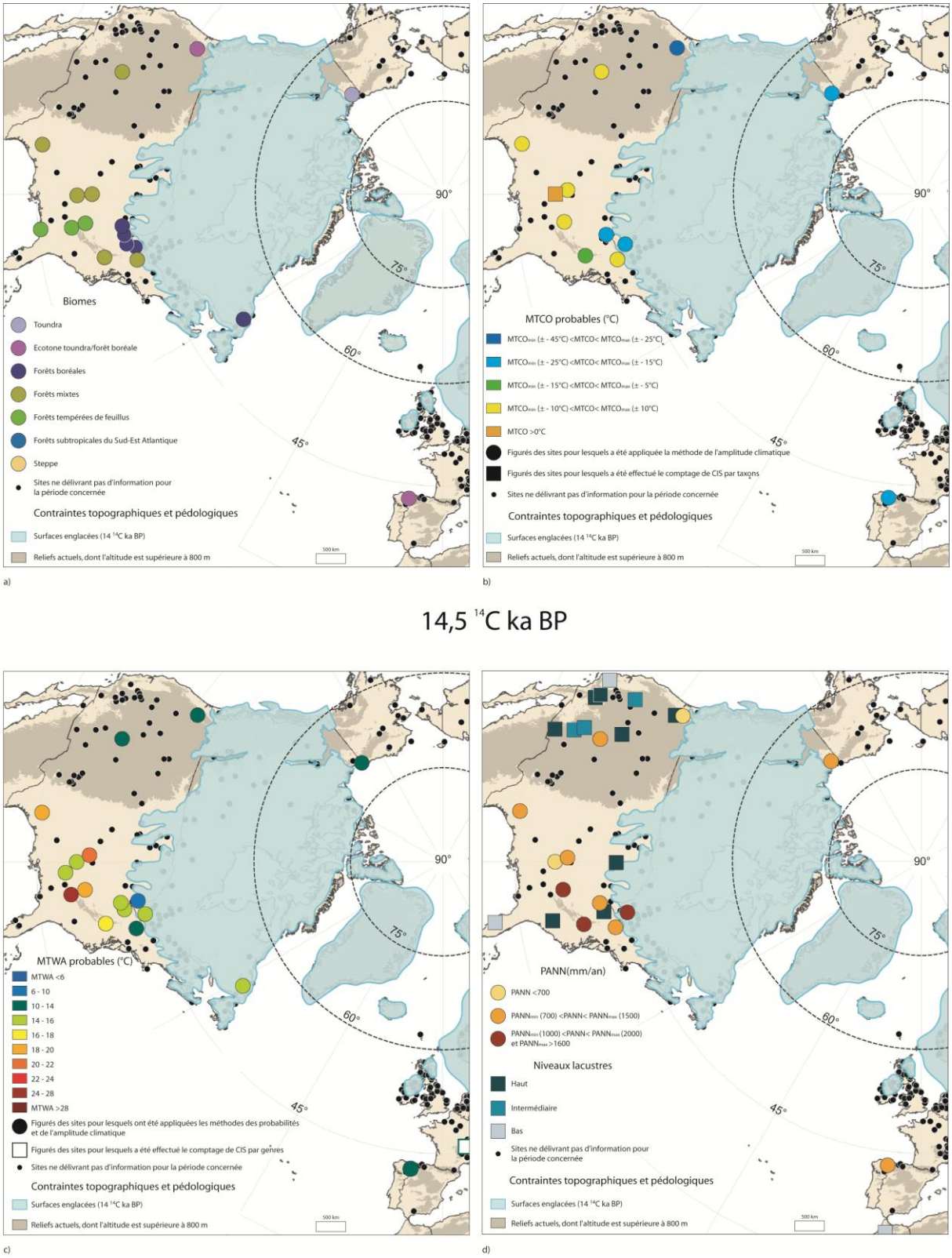


Fig.13 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (14 500 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques : WDCP ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : DYKE A.S. & PREST V.K. (1987), gracieusement communiqué par S. OCCHIETTI.

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

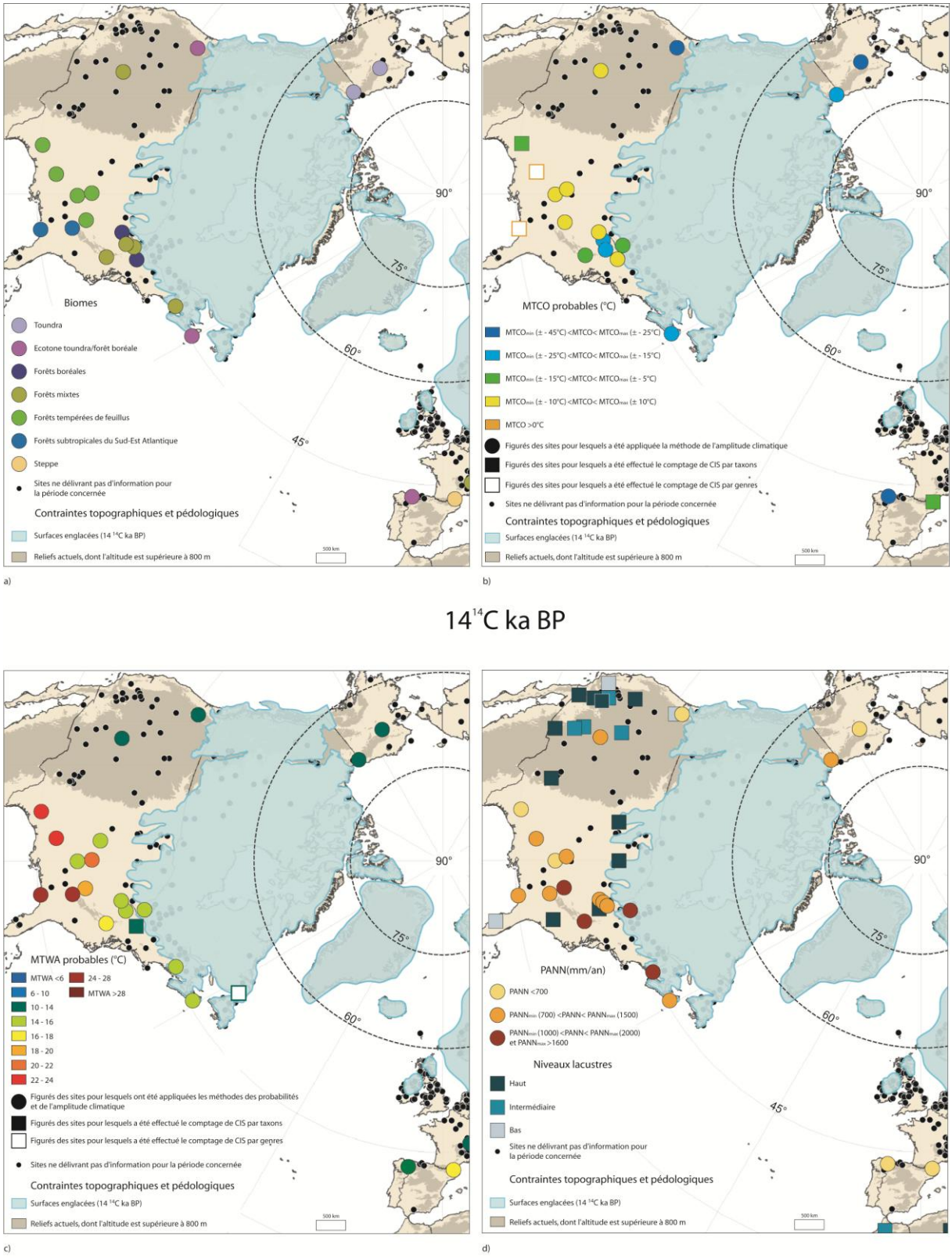


Fig.14 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (14 000 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques : WDCP ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : DYKE A.S. & PREST V.K. (1987), gracieusement communiqué par S. OCCHIETTI.

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

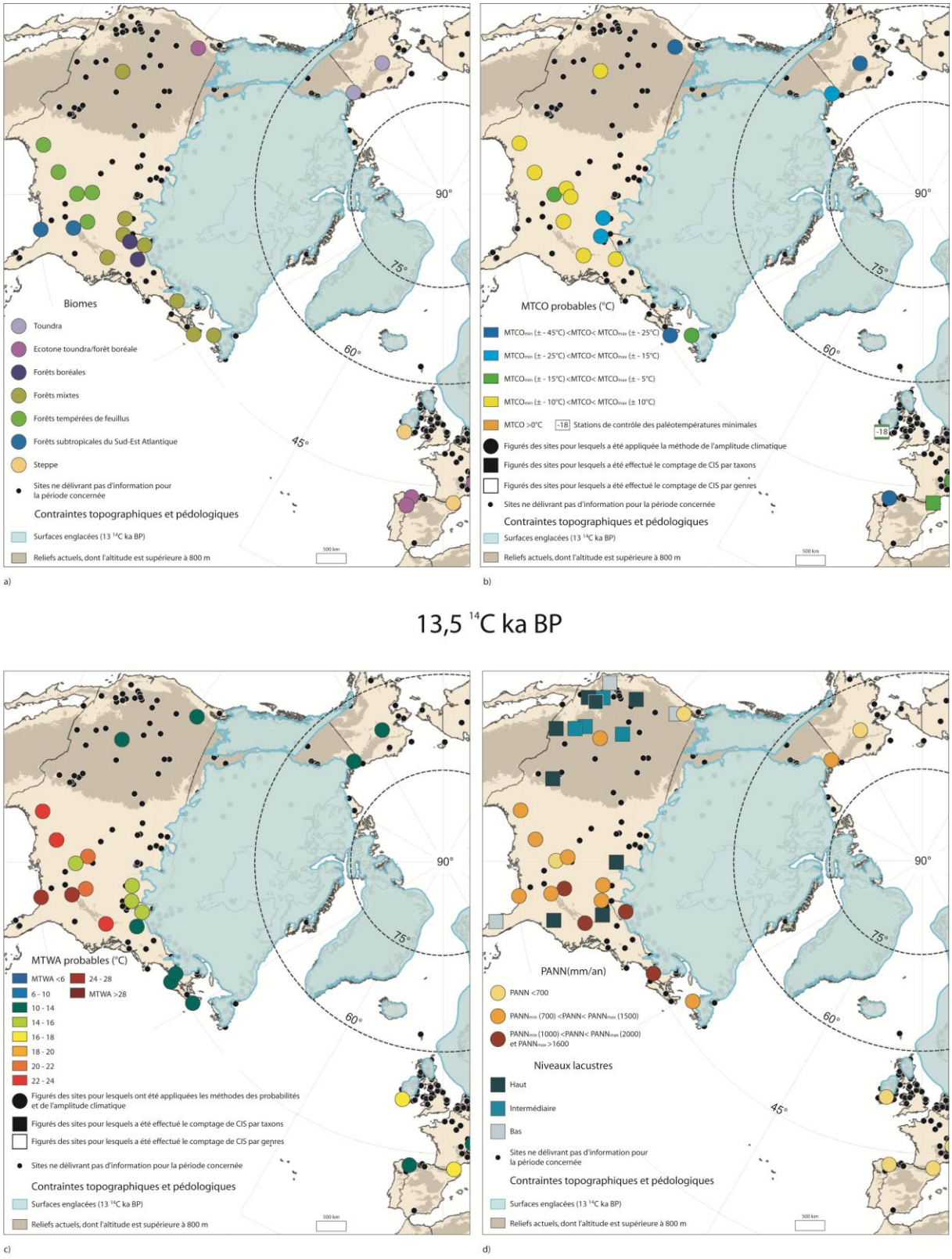


Fig.15 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (13 500 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques : WDCP ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : DYKE A.S. & PREST V.K. (1987), gracieusement communiqué par S. OCCHIETTI.

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

À partir de 14 500 ^{14}C BP, **le centre de gravité de la couverture forestière migre vers le nord**, sous l'influence des forêts mixtes et tempérées. Si la toundra et la forêt boréale occupent toujours l'Arctique canadien ou les bordures de l'inlandsis, il apparaît évident que les forêts mixtes font leur apparition dans la région des Grands Lacs. Elles s'immiscent au milieu des forêts boréales, à partir de 14 000 ^{14}C BP, pour devenir le biome dominant en bordure méridionale de l'inlandsis, dans une configuration assez proche de l'actuel. La forêt tempérée de feuillus, dominée par des *Quercus, Fraxinus* ou *Ostrya*, opère également une migration vers le nord, empiétant sur le domaine que la forêt mixte occupait au début du Tardiglaciaire. Le Sud-Est atlantique demeure toujours peuplé par une variété subtropicale de *Pinus*, comme c'est le cas à *Tulane Lake* (GRIMM E.C. *et al*, 2006).

La comparaison entre notre simulation des biomes à l'est des Rocheuses avec des travaux déjà publiés montre une grande cohérence et valide le protocole de traitement, de classification et d'interprétation des données. Deux exemples spécifiques permettent de le prouver :

- KING J.E. (1973) démontre qu'une forêt mixte d'épicéas et d'essences décidues (*Quercus*, *Ulmus*, *Corylus*) se forme à partir de 13 500 ^{14}C BP dans les États actuels du Missouri et du Minnesota. Plus récemment, YU Z.C. et WHRIGHT Jr H.E. (2001), sont parvenus également à la même conclusion.
- MOTT R.J. *et al*, (1986), LEVESQUE A. *et al*, (1993, 1997) ont observé que les forêts de Nouvelle Écosse étaient peuplées, avant le début du Bølling, à la fois par *Picea* et *Populus* notamment au sud de la péninsule. On se retrouve ici dans une configuration de forêt mixte, comme le propose notre reconstitution à partir de 14 000 ^{14}C BP. Parallèlement, le nord de la Nouvelle Écosse est encore peuplé par la toundra, ce qui tend à prouver que la forêt mixte pouvait laisser sa place, en cas de coup de froid, à un paysage ouvert composé de taxons arcto-alpins, de graminées et d'herbes.

Les données ne permettent pas de dégager une tendance générale en ce qui concerne l'évolution de la végétation à l'ouest des Rocheuses et même dans l'espace intra-montagneux. Des taxons de la forêt mixte (*Picea*, *Pinus*, *Ostrya*) se retrouvent à *Bechan Cave**[70] (DAVIS O.K., 1990), pourtant situé aujourd'hui dans une région sèche, à 1370 m d'altitude. Parallèlement, le seul site ayant pu être étudié sur le versant occidental des Rocheuses : *Carp Lake**, témoigne du passage d'un environnement de toundra à un paysage végétal semi-ouvert, qui tend à se rapprocher de celui des forêts boréales (WHITLOCK C. & GRIGG L.D., 1999). Cette information est à rapprocher de l'analyse du site d'*Owens Lake* (Californie), qui est peuplé à cette époque par *Juniperus* et *Artemisia* (BENSON L.V. *et al*, 1996). Même s'il est impossible de comparer directement ces deux sites du fait de la distance de plusieurs centaines de kilomètres qui les sépare, il semblerait que **des conditions climatiques sèches** aient prévalu sur le piémont occidental des Rocheuses au début du Tardiglaciaire.

[70] L'astérisque renvoie à des sites contenus dans la table *Présentation des Sites* (*Annexe n°2*)

2.2.2. Variabilité spatio-temporelle des domaines climatiques entre 15 000 et 13 000 ^{14}C BP

L'analyse des figures 12, 13, 14 et 15 permet de dresser un état de la distribution des climats en Amérique du Nord au début du Tardiglaciaire. Il semblerait que le continent puisse être subdivisé en cinq grands domaines, en l'occurrence :

1) **Un domaine à climat très froid et sec**, qui caractérise **le versant occidental des Rocheuses** ainsi que les **surfaces non englacées de l'Arctique canadien**. Les températures sont basses (MTCO < -25°C, MTWA ± 10°C). Les précipitations annuelles ne dépassent que très rarement 700 mm alors que les niveaux lacustres sont peu élevés. Toutefois, il convient d'être prudent car l'analyse n'est fondée qu'à partir d'un seul site (*Carp Lake**). BENSON L.V. *et al*, (1996) aboutissent à une conclusion similaire, selon laquelle un climat sec aurait prévalu entre 15 000 et 13 000 ^{14}C ka BP sur la côte pacifique. Il semble également que ce type de climat ait sévi, peut être même avec une plus grande intensité, sur le versant oriental des Rocheuses. L'absence de données paraît surprenante et pourrait s'expliquer par l'absence de l'arbre. Celle-ci pourrait être provoquée par des vents soutenus, d'origine catabatique ou dynamique (descentes polaires), et amplifiée par la minceur du manteau neigeux, qui ferait perdre aux végétaux un excellent isolant thermique contre les hivers très froids.

2) **Un climat froid et arrosé**, qui se retrouve dans la **région des Grands Lacs** mais aussi sur la **chaîne des Cascades.**
   - Dans l'environnement des Grands Lacs, les températures du mois le plus froid sont supérieures à - 10°C alors que les températures estivales sont comprises entre 14 et 16°C. Les précipitations minimales dépassent 700 mm/an et peuvent culminer à plus de 1000 mm/an. Les niveaux lacustres connaissent tous des valeurs élevées.
   - En ce qui concerne la chaîne des Cascades, la détermination des paléoclimats n'est possible qu'à l'aide des données de niveaux lacustres, qui signalent quasiment toutes des valeurs élevées sur la façade occidentale des Rocheuses. La chaîne des Cascades se démarque nettement à partir de 14 000 ^{14}C BP par la quantité de sites qu'elle recèle et par les informations que ces derniers fournissent: bien que n'étant pas des indicateurs directs de la quantité d'eau précipitée, les hauts niveaux lacustres attirent l'attention sur le fait que cette chaîne de montagnes devait probablement être arrosée.

3) Un **domaine climatique froid et modérément arrosé**, localisé sur la bordure orientale de l'inlandsis, depuis Terre-Neuve jusqu'aux Laurentides. A partir de 14 000 ^{14}C BP, les températures estivales sont comprises entre 10 et 16°C, alors qu'à partir de 13 500 ^{14}C BP, elles avoisinent des valeurs entre 10 et 14°C. Les MTCO sont très rarement supérieures à - 15°C. Les PANN sont supérieures à 700 mm/an.

4) Un **domaine climatique tempéré humide**, qu'il est possible de distinguer **au sud de la latitude 35° N**. Les valeurs de MTCO dépassent - 10°C et parfois même 0°C, comme le suggère la présence répétée de certains taxons, tels que *Quercus ilex* ou *Castanea*, pendant les deux milles années étudiées. Les assemblages polliniques laissent penser que la

température du mois le plus chaud n'a jamais été inférieure à 16°C. Elle a pu même dépasser 24°C dans certains sites localisés autours de l'actuel fleuve Mississippi. Ce secteur est également bien arrosé (PANN> 700 mm/an). L'homogénéité de ce domaine climatique doit cependant être nuancé : il semblerait qu'une variante se distingue à l'approche des Rocheuses. En effet, dans certains sites, les températures estivales dépassent rarement 14°C. De même, les précipitations se font plus modestes (PANN <700mm/an).

5) Le dernier domaine climatique est ciblé autour du **refuge floridien**, où siège une variété subtropicale de *Pinus*, associée à **un climat chaud et humide** avec des hivers doux (MTCO ≥ 0°C) et des étés chauds. Toutefois, la nature ubiquiste de *Pinus* rend complexe l'interprétation climatologique.

Selon une perspective temporelle, il semble que, pendant la période 15-13 000 ^{14}C BP, les surfaces continentales nord-américaines connaissent un **réchauffement progressif**, qui expliquerait le déplacement vers le nord de certains biomes. Il pourrait également être suivi d'une **augmentation des précipitations** le long d'un couloir selon l'alignement des Appalaches.

2.2.3. L'événement Heinrich 1 et le Pre-Bølling Warming

Cette phase de réchauffement progressif coïncide cependant avec **l'événement d'Heinrich 1** (H1), qui, selon la géochronologie océanique (*Chapitre III*), survient entre 17 500 et 16 000 cal BP (ALLEY R.B. & CLARK P.U., 1999). Sur les surfaces continentales, il est mieux connu sous le nom de **Dryas Ancien,** qui s'agit d'un épisode de refroidissement et d'un retour à des conditions plus sèches, comme l'indiquent en général les assemblages polliniques (DECONINCK J.F., 2006).

Cet événement se repère distinctement dans les courbes de composition isotopique océanique. En Amérique du Nord, le bassin de Santa Barbara, sur la côte californienne, livre un enregistrement précis de la période, grâce aux isotopes de l'oxygène des foraminifères, comme ceux prélevés pendant le carottage ODP Hole 893A (HENDY I.L., 2002). Les valeurs élevées de δ^{18}O et concentration élevée des *Globigerina quinqueloba*, espèce planctonique des eaux tempérées et subarctiques, permet d'identifier une **pulsation climatique froide, qui survient entre 17 800 et 14 700 cal BP**, en concordance avec H1 (**fig.16**). Toutefois, elle est interrompue par une période de réchauffement attribuée au ***Pre-Bølling Warming***, autour de 15 700 cal BP (± 13 250 ^{14}C ka BP). Son identité est encore controversée et il n'est pas perceptible dans les reconstitutions climatiques proposées.

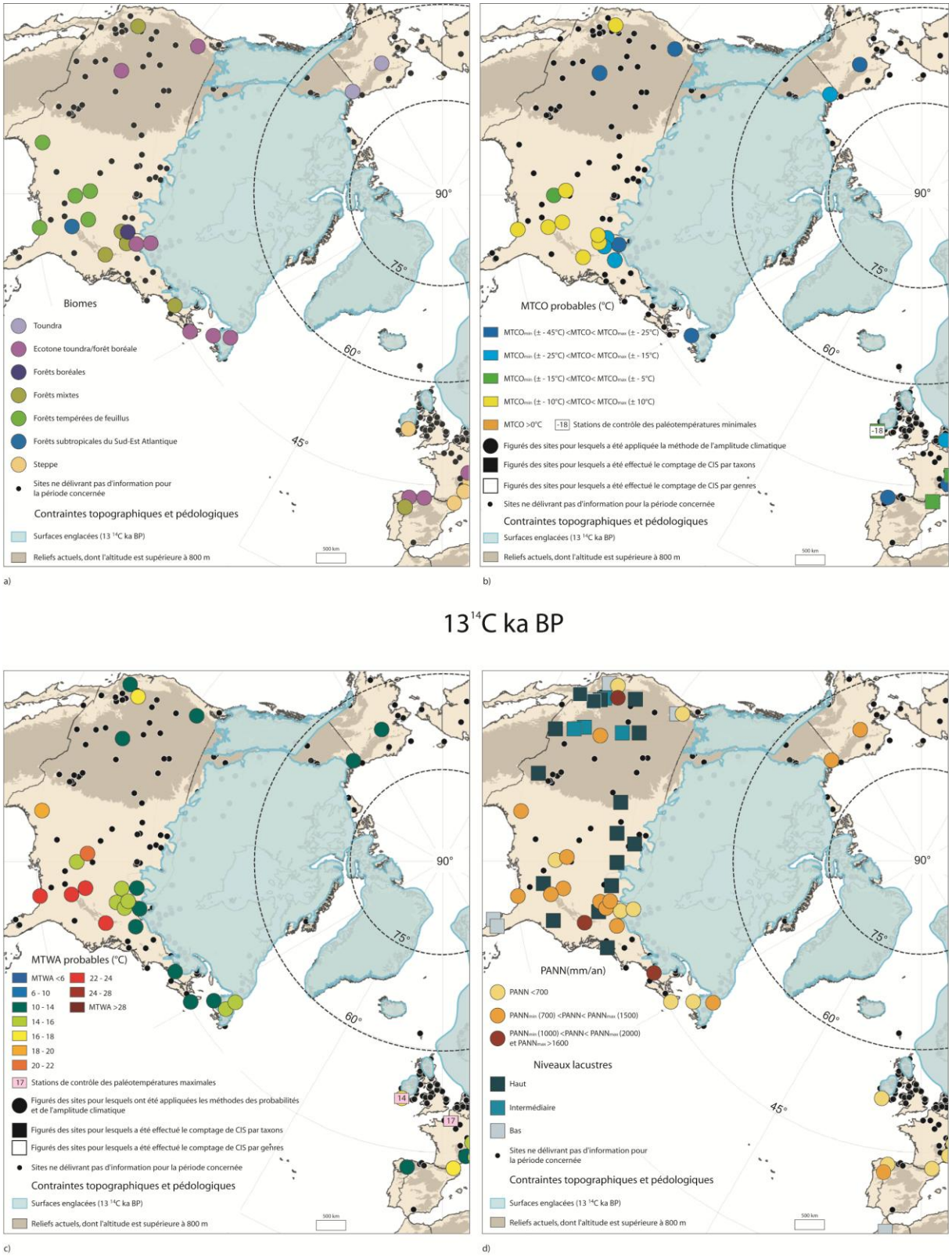


Fig.16 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (13 000 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques : WDCP ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : DYKE A.S. & PREST V.K. (1987), gracieusement communiqué par S. OCCHIETTI.

Conception et réalisation : © Didier SOTO (2010)

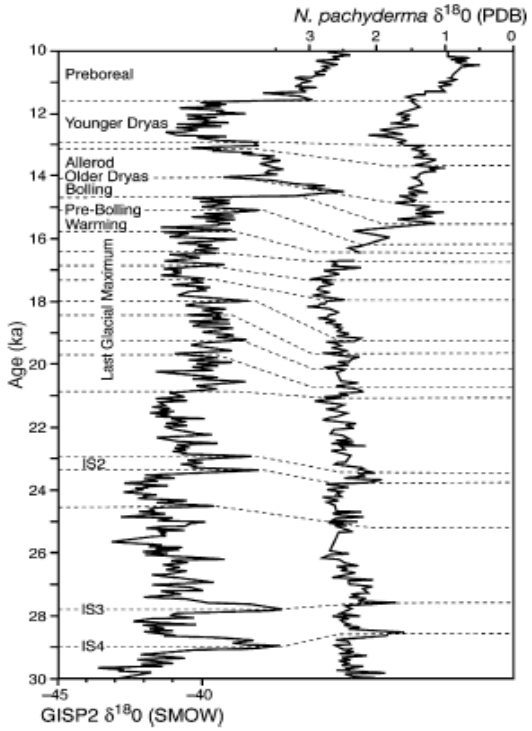


Fig.17 : Comparaison des compositions isotopiques de l'oxygène entre le carottage *ODP Hole 893 A* (courbe de droite) et le carottage groenlandais GISP2 (courbe de gauche)

Source : HENDY I.L. *et al*, (2002)

*La composition isotopique de l'oxygène du carottage de Santa Barbara semble indiquer l'existence d'un épisode de réchauffement (Pre-Bølling Warming), qui correspondrait avec un pic positif de moindre intensité sur celle de GISP2. Toutefois, il n'apparaît pas de manière évidente sur la courbe NGRIP (**fig.10**). Les auteurs n'excluent pas l'influence de paramètres locaux pour expliquer son origine sur la côte californienne.*

Pour la période 15-13 000 ^{14}C BP, la dynamique des écosystèmes forestiers semble impactée par le refroidissement du Dryas Ancien à partir de 13 000 ^{14}C BP seulement (**fig.16**). Alors que la forêt mixte semblait établie jusqu'aux bordures de l'inlandsis, la toundra et la « forêt-toundra », composée essentiellement d'arbrisseaux arcto-alpins, d'herbes et de taxons des forêts boréales, opèrent un retour dans les paléoenvironnements nord-américains.

Le refroidissement est particulièrement perceptible sur la façade orientale de la calotte glaciaire (Terre-Neuve et Nouvelle-Écosse), qui enregistre également une **diminution radicale des précipitations annuelles :** elles chutent en dessous de 700 mm/an. Près des Grands Lacs, les températures moyennes estivales connaissent des valeurs comprises entre 10 et 14°C, soit une diminution estimée entre 2 et 4°C depuis 14 000 ^{14}C BP.

A contrario, certains sites du Sud-Est américain ne semblent pas concernés par ce refroidissement. Les valeurs de MTCO dépassent systématiquement -10°C alors que celles de MTWA sont comprises entre 22 et 24°C. À *Tulane Lake*, les assemblages polliniques révèlent une domination du genre *Pinus*, qui s'impose au détriment de *Quercus*. Cette composition spécifique indique, dans le Sud-Est atlantique, un climat humide et chaud, aux hivers secs, mais aux étés chauds et humides (GRIMM E.C. *et al*, 2006).

Un phénomène similaire, toutes proportions gardées, semble caractériser l'Arctique canadien. L'augmentation des précipitations serait à l'origine de l'émergence de *Betula*, qui viendrait peupler une toundra plus riche en végétaux et donc plus dense. Les sites du sud et de l'ouest américain ne semblent pas non plus concernés. Seuls les taxons thermophiles, comme *Castanea* ou *Quercus ilex*, disparaissent des assemblages polliniques. Une hausse des niveaux lacustres est également

constatée entre les Rocheuses et les Grands Lacs, dans un domaine climatique dépeint, au début du Tardiglaciaire, comme froid et sec. L'interprétation faite des données du site de *Nonconnah Creek** (DELCOURT P.A. et al, 1980) laisse perplexe, compte tenu des températures relativement plus basses par rapport à son environnement immédiat. La quantification est ici conditionnée par la présence significative de *Thalictrum*, qui ne tolère physiologiquement pas des étés dont la température moyenne est supérieure à 14°C alors qu'il affectionne des hivers froids ($MTCO_{max}$≤-5°C). Ces températures spécifiques reflètent-elles une réalité de terrain ? L'influence d'un facteur local ? Un biais des méthodes de reconstitution ? En l'état actuel, il est difficile de se prononcer sur la question.
Enfin, sur les Rocheuses, les données polliniques se font rares si bien qu'il est impossible de dégager une tendance climatique quantifiable et évolutive. Les niveaux lacustres ne connaissent pas de changement majeur, la chaîne des Cascades demeure très arrosée. Le littoral pacifique est toujours affecté par des conditions sèches, comme le confirment les analyses de BENSON L.V. *et al*, (1996), qui concluent à un important épisode de sécheresse à *Owens Lake* (Californie) aux alentours de 15 100 cal BP (± 12 800 ^{14}C BP).

L'événement H1, dans sa terminologie isotopique, ou le Dryas Ancien, dans sa terminologie climatostratigraphique, a donc été enregistré sur les surfaces continentales nord-américaines sous la forme d'un refroidissement inégal et tardif, qui est cependant parvenu à contrarier la migration vers le nord des biomes tempérées.

La variabilité climatique du continent s'inscrit donc dans la continuité des événements enregistrés au Groenland. **La principale différence réside dans le déclenchement et la durée de l'épisode**. Dans les compositions isotopiques groenlandaises, la conversion des datations calendaires en datations ^{14}C permet de le dater entre ± 14 200 et ± 12 700 ^{14}C BP. Nos travaux permettent de l'identifier seulement à partir de 13 500 ^{14}C BP. Le Dryas Ancien atteindrait son paroxysme seulement vers 13 000 ^{14}C BP et cesserait vers 12 800 ^{14}C BP (**fig.18**). Toute la première partie d'H1 n'est donc pas perceptible dans nos données et/ou nos interprétations. Ce problème peut avoir des origines multiples :

1) Un nombre encore insuffisant de sites permettant une analyse haute fréquence des changements climatiques ;
2) Une erreur dans l'interprétation des données ;
3) Le pas de temps choisi pour cette étude (500 ans) ;
4) Un problème lié aux datations par le radiocarbone ;
5) La survie plus ou moins longue des taxons et des biomes au début du Dryas Ancien, hypothèse qui peut paraître plausible au regard de la composition spécifique des assemblages polliniques, dans lesquels la part des taxons arcto-alpins demeure très importante.

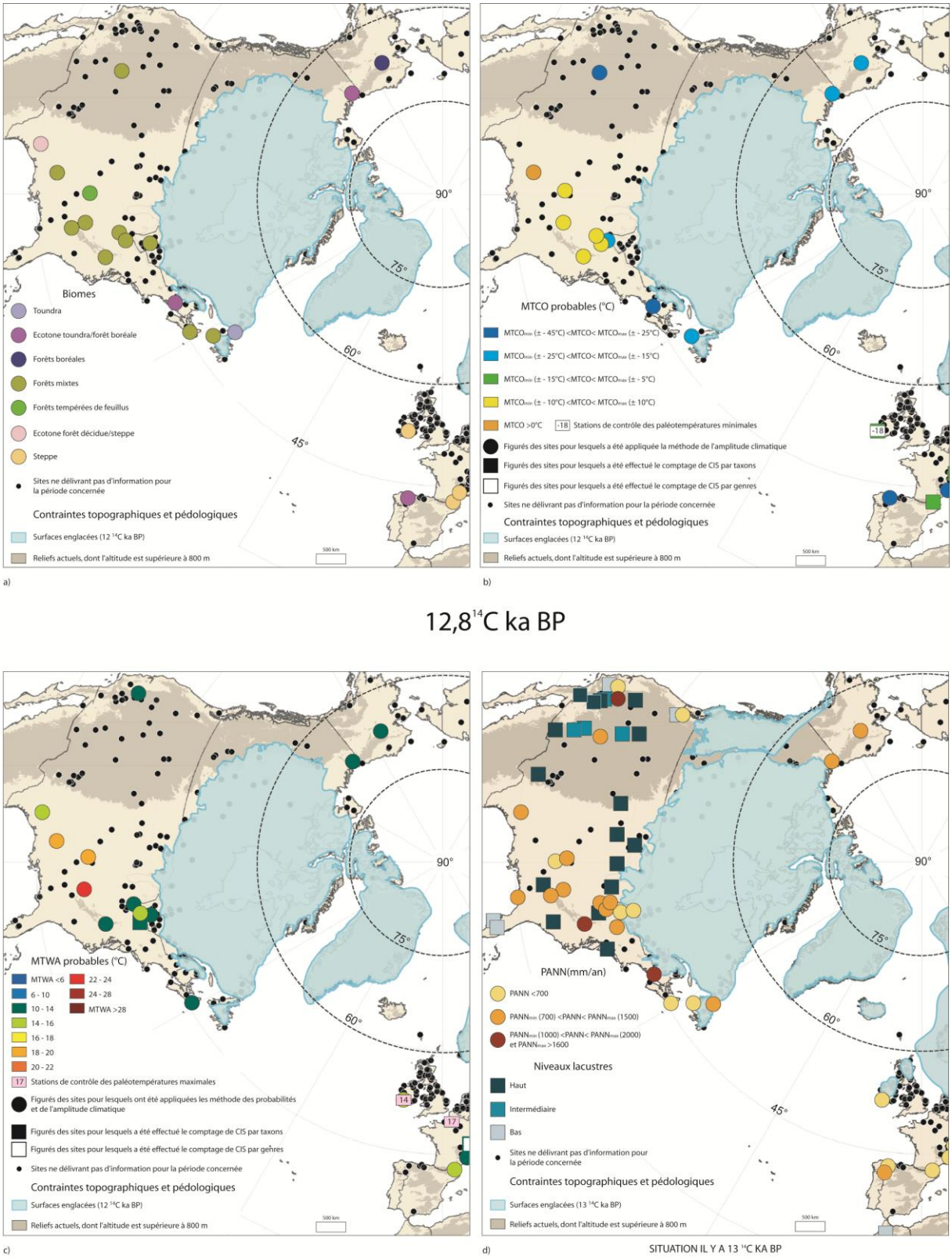


Fig.18 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (12 800 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques : WDCP ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : DYKE A.S. & PREST V.K. (1987), gracieusement communiqué par S. OCCHIETTI.

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

2.3. Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord pendant l'optimum climatique du Tardiglaciaire

2.3.1. Dynamique de la végétation pendant le Bølling (GI-1e)

L'analyse des figures 18, 19, 20 et 21 permet d'avoir un aperçu de la dynamique de la végétation pendant le Bølling, bien que les figures 19 et 21 traitent de périodes pour lesquelles les sites les plus fiables se révèlent peu nombreux et assez pauvres en informations. Ils se concentrent essentiellement à l'est des Rocheuses, le long d'un axe méridien allant du Texas à Terre-Neuve. L'élément le plus marquant des collections de cartes proposées est la disparition de la calotte de la Cordillère. Sa séparation d'avec l'inlandsis laurentide commence dès 15 000 ^{14}C BP puis devient effective à partir de 13 000 ^{14}C BP. A partir de ce moment, la fonte s'accélère pour s'achever aux alentours de 12 000 ^{14}C BP (TARASOV L. & PELTIER W.R., 2004).

Au début du Bølling, ce sont **les taxons de la forêt mixte** (*Picea*, *Abies*, *Pinus*, *Acer*, *Fagus*, *Quercus*, *Tilia*, *Corylus*) qui sont **prédominants en Amérique du Nord**. Dans la région des Grands Lacs, YU Z.C. et WHRIGHT Jr H.E. (2001) constatent également l'implantation d'une forêt mixte, jusqu'aux bordures de l'inlandsis. Elle est dominée par *Picea*, qui affectionne les climats relativement froids et humides (SHUMAN B. *et al*, 2002).

Cette forêt mixte est concurrencée par la **forêt tempérée de feuillus**, au sein de laquelle *Quercus* est prédominant. Positionnée au sud de la latitude 40°N au début de l'interstade, elle opère une spectaculaire remontée vers le nord pendant toute la durée du Bølling (SHUMAN B. *et al*, *op.cit*). Ainsi, à *Pyle** et *Stotzel-Leis** (YU Z.C. et WHRIGHT Jr H.E., *op.cit*), dans la région des Grands Lacs, se met en place une formation végétale dans laquelle se retrouvent des *Quercus*, *Fraxinus*, *Carpinus* et *Ostrya*. De même, à *Rattle Lake** (YU Z.C. et WHRIGHT Jr H.E., *op.cit*), *Quercus*, *Fraxinus* et *Ulmus* sont abondants, même si les cypéracées et/ou d'autres herbacées comme *Artemisia* représentent encore près de 30 % des effectifs polliniques.

Les travaux cartographiques de SHUMAN B. *et al*, (*op.cit*) confortent d'ailleurs l'idée selon laquelle les surfaces non englacées du continent nord-américain ont expérimenté **une configuration singulière de forêts ouvertes de feuillus, au sein desquelles ont également évolué des résineux, comme *Picea*, des cypéracées et d'autres herbacées**. Ces assemblages polliniques ne sont pas uniquement localisés aux abords des Grands Lacs : ils caractérisent l'ensemble de la bordure méridionale de l'inlandsis, il y a notamment 12 300 (± 200) ^{14}C BP (**fig.20**), période pendant laquelle il n'était pas rare de croiser des frênes et autres taxons tempérés à proximité des émissaires de la calotte de glace.

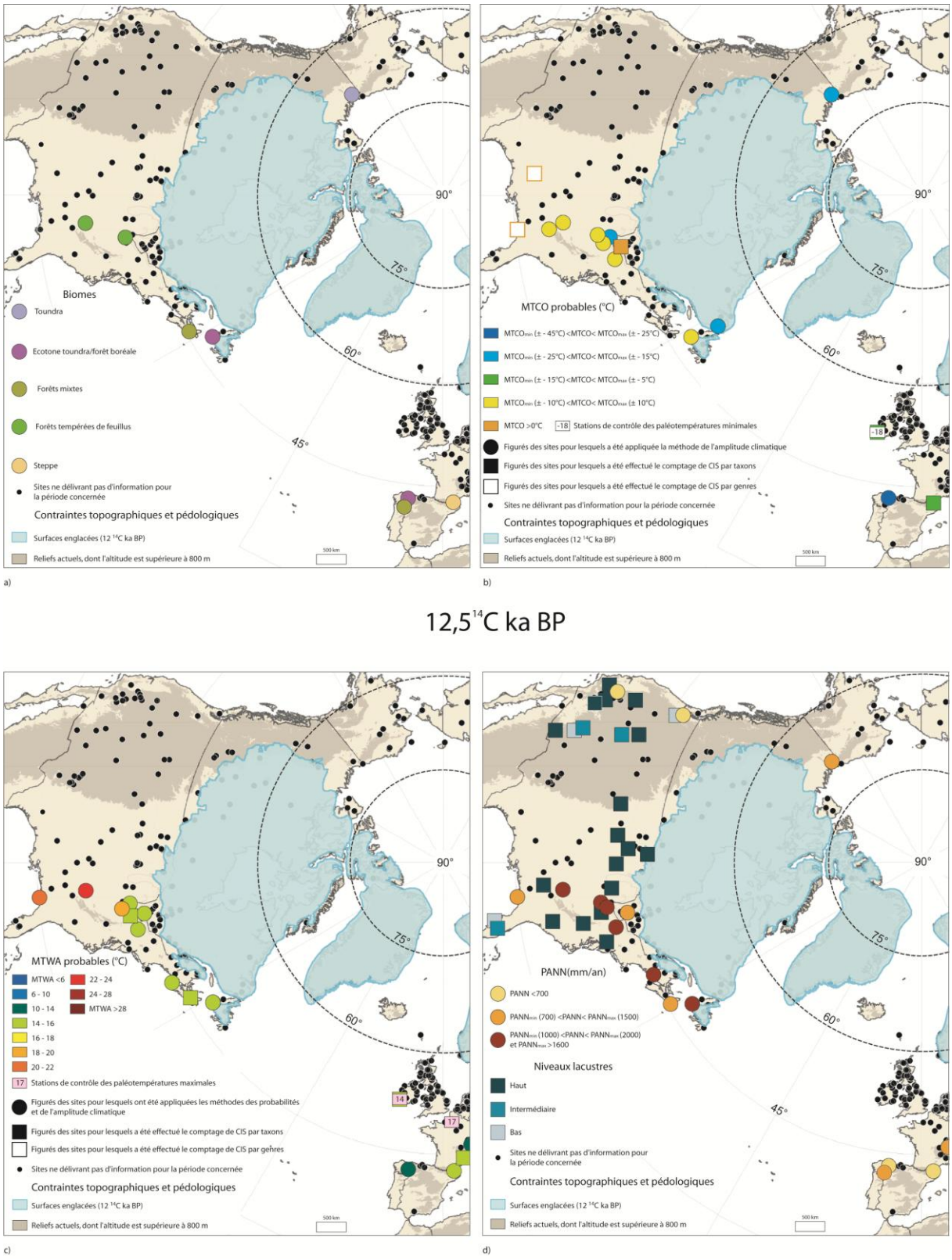


Fig.19 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (12 500 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques : WDCP ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : DYKE A.S. & PREST V.K. (1987), gracieusement communiqué par S. OCCHIETTI.

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

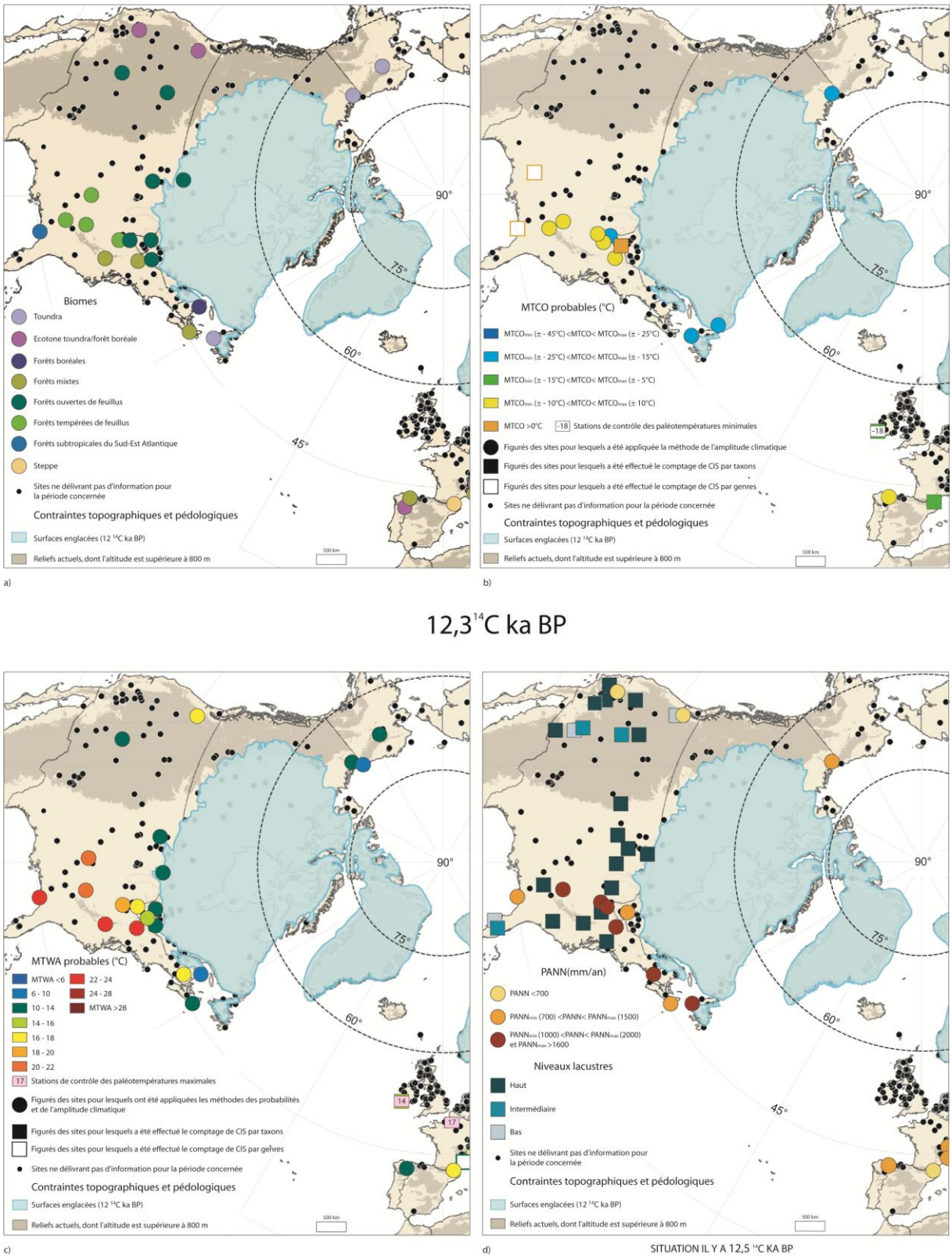


Fig.20 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (12 300 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques : WDCP ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : DYKE A.S. & PREST V.K. (1987), gracieusement communiqué par S. OCCHIETTI.

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

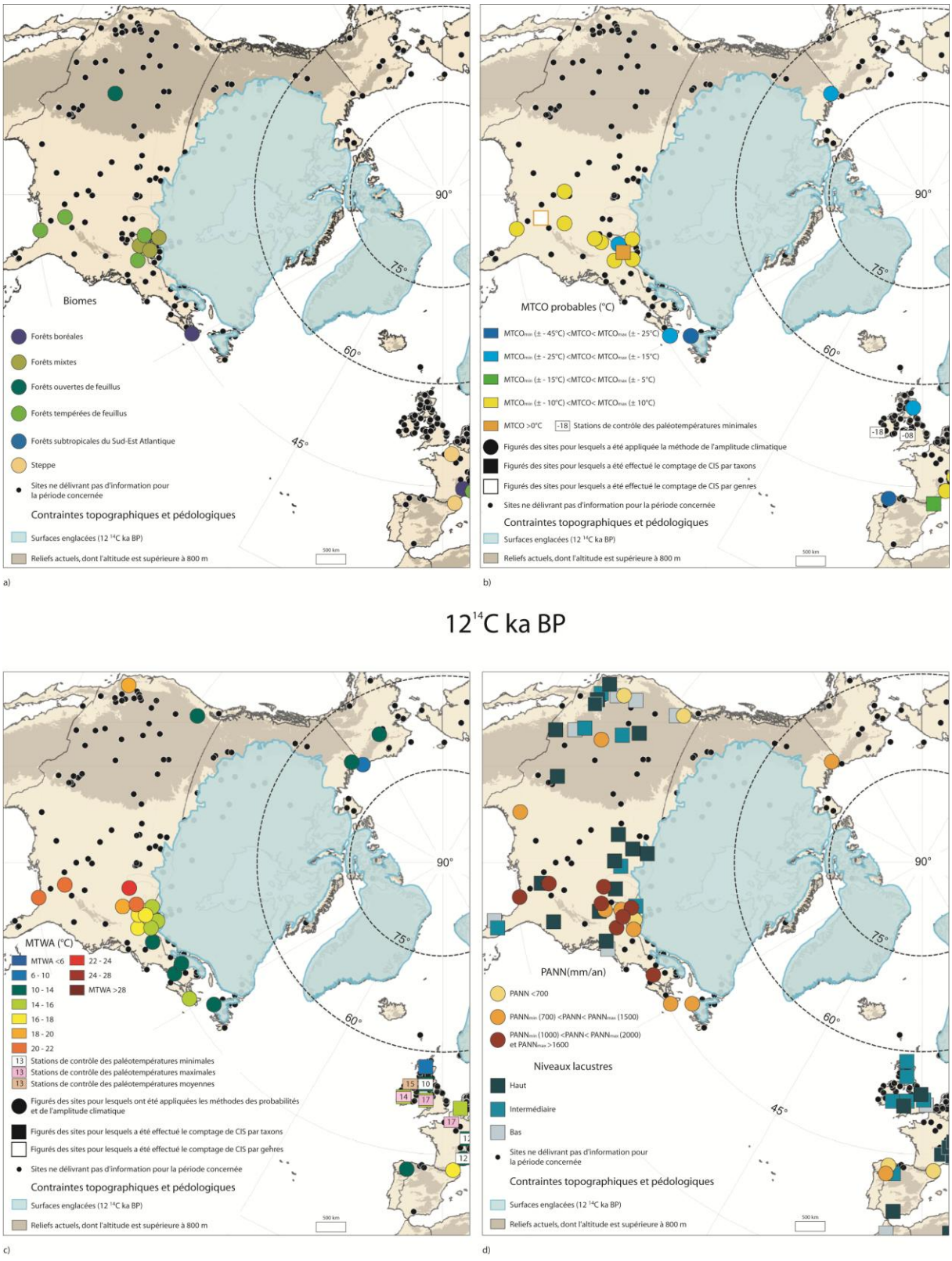


Fig.21 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (12 000 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques : WDCP ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; données polliniques, périglaciaires et paléothermiques européennes : MPDB ; tracé des inlandsis : DYKE A.S. & PREST V.K. (1987), gracieusement communiqué par S. OCCHIETTI.

Conception et réalisation : © Didier SOTO (2010)

Cette configuration, qui se révèle **non analogue à l'actuel** du moins à si petite échelle, tend à prouver que :

- **le contraste thermique devait être intense à l'échelle aussi bien saisonnière qu'annuelle ;**
- la dynamique de l'inlandsis était particulièrement forte pour l'autoriser à pénétrer dans un domaine bioclimatique qui n'est pas le sien.

À l'Est des Rocheuses, seuls trois domaines bioclimatiques semblent échapper à l'implacable domination de la forêt mixte puis de la forêt tempérée. Il s'agit :

- du refuge floridien, qui abrite une forêt de pins subtropicaux, dont l'existence n'est cependant pas mise en évidence sur les cartes, hormis sur la figure 19. Il s'agit ici d'une limite de ce travail puisque SHUMAN B. *et al*, (*op.cit*) dévoilent que *Pinus* a effectivement occupé tout le sud de la péninsule floridienne jusqu'à la fin du Bølling : les assemblages polliniques sont composés à plus de 20% par *Pinus* mais aussi à plus de 15% par *Quercus*, dans une configuration assez proche de l'actuel.
- de la façade orientale de la calotte glaciaire, à hauteur de la presqu'île de Gaspésie, de la Nouvelle-Écosse et de Terre-Neuve. Trois biomes occupent l'espace, en l'occurrence, la toundra, la « forêt-toundra », mais aussi la forêt mixte localisée spécifiquement en Nouvelle-Écosse. Ici également, **le contraste bioclimatique latitudinal est accentué entre la position méridionale des taxons arcto-alpins et l'établissement septentrional de la forêt mixte.**
- de l'Arctique canadien non englacé, occupé, pendant toute la durée du Bølling, par de la toundra, au sein de laquelle poussent quelques *Salix* et *Betula*.

Enfin, en ce qui concerne la bande littorale à l'ouest des Rocheuses, les données sont trop peu nombreuses pour permettre de délivrer une tendance sur la dynamique de la végétation. Seule la période 12 300 (± 200) ^{14}C BP (**fig.20**) témoigne de la présence de la « forêt-toundra », plaquée sur le versant occidental des montagnes.

2.3.2. Variabilité spatio-temporelle des domaines climatiques pendant le Bølling

Les figures 18, 19, 20 et 21 permettent de géovisualiser la variabilité des cinq domaines climatiques prédéfinis pendant la période 15-13 000 ^{14}C BP. Des évolutions plus ou moins marquées les concernent. En effet :

1) Le domaine climatique très froid et sec des piémonts montagneux des Rocheuses et de l'Arctique canadien ne se repère pas aussi distinctement, notamment à cause d'un manque général de données aux latitudes concernées.
   Sur la **côte** ouest-américaine, il semble que prédomine toujours un climat sec, marqué par des températures estivales en hausse. Une distinction peut être opérée entre le nord et le sud, le nord se caractérisant par un climat froid et sec (**fig.21**), le sud par un climat légèrement plus humide (hauts niveaux lacustres) et doux (MTWA > 18°C).

L'Arctique canadien non englacé constitue toujours une usine à froid. Les températures hivernales sont généralement comprises entre -25 et -15°C alors que les températures estivales avoisinent 10°C. Les précipitations annuelles (> 700 mm/an) permettent toutefois le développement de certains arbres comme *Betula* ou *Salix*.

Enfin, il semblerait qu'il faille être moins catégorique sur la sécheresse du climat du piémont oriental des Rocheuses, pour lequel les données polliniques font toujours défaut. Ce domaine se caractérise par un climat froid dont les températures estivales ne dépassent pas 14°C. Les niveaux lacustres, bien que n'étant pas des indicateurs directs de la quantité d'eau précipitée, demeurent tous élevés et suggèrent que **la bordure sud-occidentale de l'inlandsis laurentide était bien arrosée pendant le Bølling**.

2) Le domaine climatique froid et humide localisé autour des Grands Lacs subit un **réchauffement continu**. La hausse des températures concerne **particulièrement les MTWA**, qui s'élèvent entre 20 et 22°C à *Wintergreen** (MANNY B.A. *et al*, 1978). Le **gradient thermique est prononcé** depuis la bordure de l'inlandsis jusqu'à la latitude 40°N (**fig.21**). Les températures hivernales sont supérieures à -10°C et demeurent positives pendant tout l'hiver dans certains sites bien abrités, comme l'atteste la présence régulière de *Quercus ilex* dans la région des Grands Lacs.

   L'ensemble est toujours très arrosé : les valeurs de précipitations annuelles dépassent en de nombreuses localités 1 000 mm/an. Leur distribution reprend toujours **la même logique spatiale**, selon un alignement SO-NE, en suivant la direction des Appalaches.

   Parallèlement, la chaîne des Cascades continue à être exposée aux flux dépressionnaires : les niveaux lacustres sont élevés, même si la tendance commence à s'inverser à partir de 12 000 (± 300) ^{14}C BP. Les reliefs internes ne sont pas sujets à des variations sensibles des niveaux lacustres. Seul le site de *Lahontan** (THOMPSON R.S. *et al*, 1986), en plein cœur du plateau du Colorado, subit une baisse, sans qu'elle puisse être attribuée avec certitude à un changement climatique.

3) Le domaine climatique froid et modérément arrosé de la façade orientale de la calotte laurentide semble connaître un **réchauffement moins marqué et plus graduel** que celui de la région des Grands Lacs. Les températures estivales les plus élevées ne dépassent pas 18°C alors que certains sites connaissent des conditions encore drastiques, notamment en hiver (MTCO ≤ -25°C).

   Cette impression de réchauffement graduel est également partagée par le groupe NASP (1994), qui a analysé de nombreux sites du Nord-Est atlantique, tous caractérisés par une augmentation graduelle voire une stabilisation des températures du début à la fin du Bølling.

   Certaines localités de **la façade atlantique enregistrent même une baisse des températures**, **qui semble préfigurer le Dryas Moyen**. L**e Bølling ne constitue donc qu'un interstade relatif** (MOTT R.J. *et al*, 1986 ; MOTT R.J., 1994)**,** marqué cependant par des **précipitations plus abondantes** : en certains sites, les valeurs annuelles dépassent 1 000 mm/an.

4) Au sud de la latitude 35°N, il est possible d'observer une **hausse des températures**, qui atteignent les valeurs les plus élevées d'Amérique du Nord (20°C ≤ MTWA ≤ 24°C ; MTCO ≥ -10°C). De même, les précipitations annuelles sont en augmentation et les niveaux lacustres élevés.

5) Le refuge floridien se caractérise par un climat subtropical, qu'affectionnent les peuplements de *Pinus*. Paradoxalement, **cette configuration bioclimatique n'est pas typique d'un interstade** : chacun des GI enregistrés au cours des 60 000 dernières années à *Tulane Lake* (GRIMM E.C. *et al*, 2006) révèlent plutôt une composition à dominante de *Quercus*, caractéristique d'un climat généralement plus frais. Ici, **les hivers sont doux** (MTCO ≥ 0°C) **et les étés chauds** : la température moyenne avoisine 24°C près du Golfe du Mexique. Toutefois, bien que situées en bordure de l'océan, les stations du Sud-Est américain ne sont pas les plus arrosées : les niveaux lacustres ne sont pas forcément élevés et les PANN sont médiocres.

Au final le Bølling s'apparente à un **épisode d'accroissement général des précipitations et des températures**, à l'origine de la migration vers le nord des principaux biomes nord-américains, notamment la forêt tempérée de feuillus, au sein de laquelle *Quercus* joue un rôle dominant. Dans cette optique, la reconstitution et l'analyse paléoclimatique proposée s'inscrit dans la continuité des travaux déjà publiés et permettent d'affirmer que le Bølling constitue **l'optimum thermique du Tardiglaciaire**, analogue au **premier épisode de Dansgaard/Oeschger** (D/O n°1). Toutefois, il semble que **cet épisode soit ressenti de manière inégale** selon les domaines étudiés. Ainsi, les paléoenvironnements des Grands Lacs expérimentent une hausse rapide et continue des températures alors que le Nord-Est atlantique subit précocement le coup de froid du Dryas Moyen.

2.4. Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord pendant la seconde partie de l'interstade

2.4.1. Le coup de froid du Dryas Moyen (GI-1d)

Le Dryas Moyen, également connu sous le nom d'oscillation d'Aegelsee, constitue un **coup de froid** assez bien documenté par les palynologues, les archéologues ou les océanographes. Dans cette étude, il est possible de le dater **entre 12 000 (± 300) et 11 800 (± 200) ^{14}C BP**. Selon la géochronologie NGRIP, l'événement GI-1d commence autour de 14 075 b2k et s'achève vers 13 954 b2k pour une durée proche de **120 ans**.

La **fig. 22** permet d'analyser les principales évolutions bioclimatiques générées par ce coup de froid, qui **interrompt l'implantation de la forêt tempérée de feuillus** jusqu'à proximité de la bordure

méridionale de l'inlandsis. La **forêt mixte** redevient **le biome dominant** des paysages végétaux nord-américains, depuis les Grands Lacs jusque vers la façade atlantique canadienne. La forêt boréale s'autorise même une incursion à *Pyle**, au sud du lac Michigan (SHANE L.C.K. & ANDERSON K.H., 1993). L'essor des forêts mixtes et boréales repousse au-delà de la latitude 35°N les peuplements de forêts décidues, comme c'est le cas à *Cahaba Pond** (DELCOURT H.R. *et al*, 1983). La façade atlantique du Nord-Est américain est également conquise par la forêt boréale, qui s'implante en Nouvelle Écosse mais aussi sur l'île de Terre-Neuve. Quant aux sites de Gaspésie, à proximité du culot de glace résiduel de l'estuaire du Saint-Laurent, ils mettent en évidence des conditions climatiques favorables au développement de la toundra.

Les sites en bordure « immédiate » de la calotte glaciaire sont donc ceux qui expriment la plus grande sensibilité au coup de froid. En revanche, les autres localités ne témoignent **pas d'évolution paléoenvironnementale majeure** : l'actuel Texas demeure toujours peuplé par une formation végétale composée à la fois de forêts décidues et de steppes ; l'Arctique canadien demeure le terrain de prédilection de la toundra alors que le site de *Carp Lake**, au pied des Rocheuses occidentales, abrite la « forêt-toundra ». Toutefois, la densité des sites est trop faible pour dégager des conclusions définitives.

Le Dryas Moyen perturbe donc considérablement en moins de 200 ans la dynamique des végétaux en Amérique du Nord. Cette évolution très rapide montre à quel point **l'équilibre de la couverture forestière est fragile**. La présence importante dans les assemblages polliniques de taxons arcto-alpins et de la forêt boréale, caractéristiques des paysages ouverts, explique en partie la rapidité avec laquelle se reforment les biomes les mieux adaptés à un climat froid, malgré la résistance des taxons tempérées dans les endroits les mieux exposés.

D'ailleurs, l'événement GI-1d revêt plusieurs aspects selon l'espace étudié: dans la région des Grands Lacs, **ce ne sont pas forcément les MTCO qui connaissent une chute significative mais les MTWA**. Ainsi, le gradient thermique estival, caractéristique du Bølling, laisse place à des températures uniformément plus froides du nord au sud (10° ≤ MTWA ≤14°C). Les valeurs de MTCO demeurent toutefois suffisamment basses pour ne pas autoriser la présence régulière de certains taxons tempérés (*Quercus ilex*, *Castanea*) dans les assemblages polliniques du Centre-Est américain.

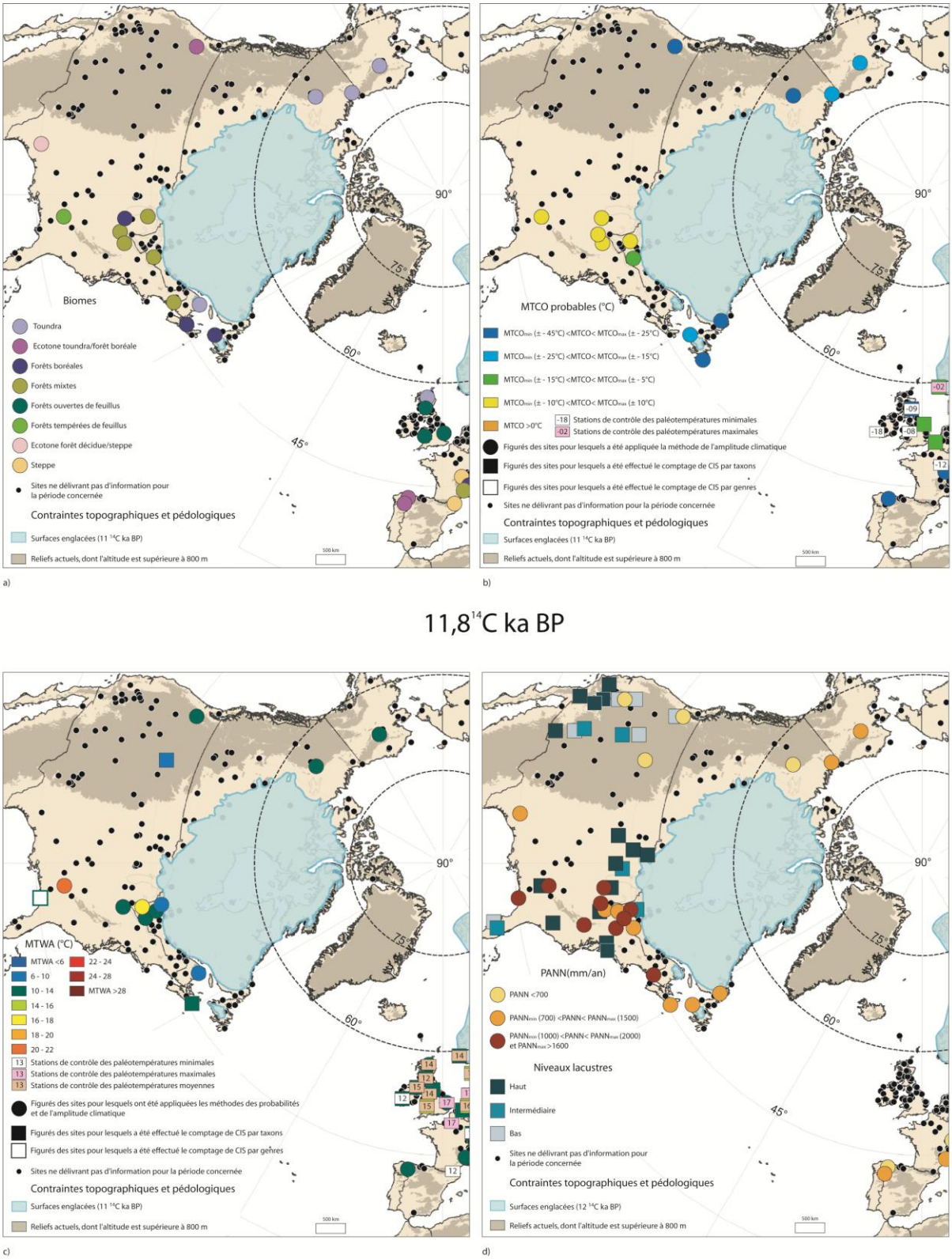


Fig.22 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (11 800 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques : WDCP ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; données polliniques, périglaciaires et paléothermiques européennes : MPDB ; tracé des inlandsis : DYKE A.S. & PREST V.K. (1987), gracieusement communiqué par S. OCCHIETTI.

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

En revanche, il semble que cette tendance s'inverse sur la façade atlantique canadienne. Les sites de Terre-Neuve permettent de penser que le refroidissement des MTCO (- 45° ≤ MTWA ≤ - 15°C) est prononcé. Les températures moyennes estivales oscillent entre 6 et 10°C, comme l'atteste la présence de certains CIS.

De même, la côte ouest-américaine connaît depuis le début du Tardiglaciaire des conditions froides et sèches, si bien que **se pose la question de l'identité climatique de l'interstade Bølling/Allerød** (HENDY I.L. *et al*, 2002), particulièrement à la latitude du bassin de Santa Barbara (35°N), où les analyses isotopiques pratiquées sur des coquilles de foraminifères aboutissent à la conclusion selon laquelle il n'y a **pas eu de réchauffement marqué**.

L'étude des données d'autres sites, peu nombreux et inégalement dispersés sur l'espace nord-américain, ne permet **pas de déterminer une tendance climatique** pour le Dryas Moyen :

- L'Arctique canadien affiche des similitudes avec le domaine climatique de la bordure orientale de l'inlandsis (MTCO <- 15°C ; MTWA < 14°C).
- Le Sud américain, représenté seulement par un site (*Cahaba Pond**) semble connaître des hivers inférieurs à 0°C et des étés dont les températures ne dépassent pas 22°C : ces conditions permettent d'abriter la forêt tempérée de feuillus, en provenance du nord.

La dynamique des **précipitations moyennes annuelles** évolue de manière différente selon les domaines climatiques si bien qu'(e) :

- le long des Appalaches, les valeurs dépassent en plusieurs localités 1 000 mm/an. Les niveaux lacustres demeurent généralement élevés, mis à part en Floride, pour des raisons à la fois bioclimatique mais aussi eustatique (élargissement de la surface continentale et adaptation du niveau piézométrique, consécutivement au bas niveau marin selon GRIMM E.C. *et al*, 2006).
- sur la côte atlantique canadienne, les valeurs de PANN sont comprises entre 700 et 1 000 mm/an, comme c'était déjà le cas pendant le Bølling.
- aux latitudes polaires et circumpolaires de l'ouest canadien, le régime des précipitations n'évolue pas même si une tendance à un climat plus sec se profile dans le couloir libéré par la glace (**fig.23**).
- Dans les Montagnes Rocheuses, les niveaux lacustres enregistrent une baisse notamment au nord de la latitude 35°N. C'est également le cas pour les chaînes côtières de l'ouest américain (Chaîne des Cascades, Sierra Nevada, Chaînes Côtières) entre 50° et 40°N. En revanche, entre 40° et 35°N, les niveaux lacustres sont élevés si bien qu'on peut penser que la zone est plus arrosée. Toutefois, l'intervention d'un facteur local (arrêt de la fonte des glaciers de montagne) n'est pas à exclure.

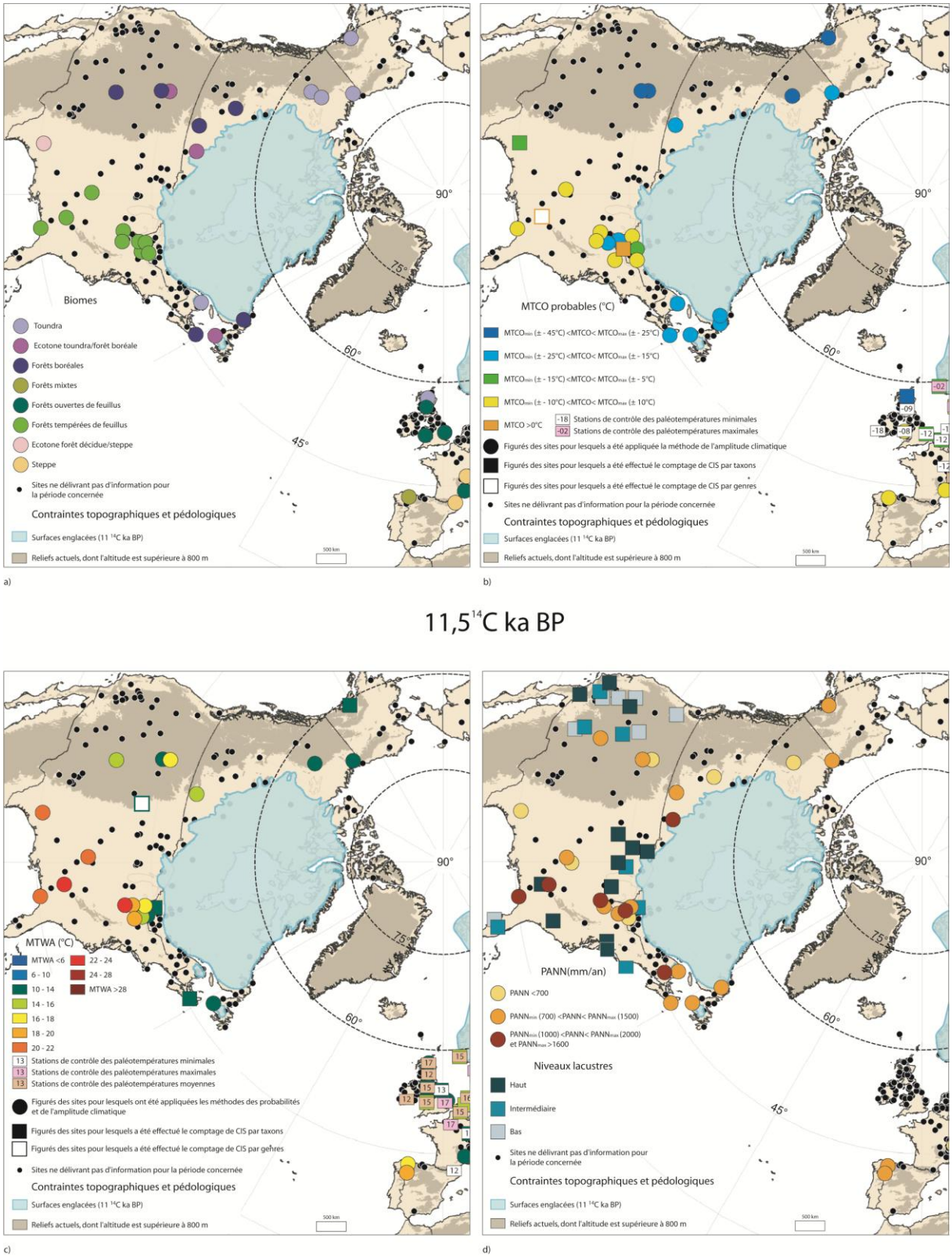


Fig.23 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (11 500 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques : WDCP ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; données polliniques, périglaciaires et paléothermiques européennes : MPDB ; tracé des inlandsis : DYKE A.S. & PREST V.K. (1987), gracieusement communiqué par S. OCCHIETTI.

Conception et réalisation : © Didier SOTO (2010)

2.4.2. L'Allerød ou la seconde partie de l'interstade (GI-1c)

Dans les géochronologies de référence, l'Allerød est considéré comme la seconde partie d'un interstade, pendant lequel les températures diminuent progressivement jusqu'à atteindre un minimum qui clôt un cycle de Bond qui couvre le Tardiglaciaire. En Amérique du Nord, l'inlandsis poursuit sa déglaciation : les calottes des îles arctiques canadiennes perdent une grande partie de leur volume[71] ; la liaison physique avec l'inlandsis groenlandais, si tant est qu'elle ait existée, se démantèle. Par ailleurs, la densité plus importante des sites rend l'étude de cette période plus précise, notamment à partir de 11 300 (± 200) ^{14}C BP. Elle s'explique en partie par le fait que l'espace libéré par la glace est truffé de surcreusements au sein desquelles se logent des plans d'eau.

2.4.2.1. Dynamique de la végétation au cours du début de l'Allerød (GI-1c)

Les cartes de végétation permettent de constater que **la forêt tempérée de feuillus reprend ses droits** dans le **Centre-Est** (**fig.23**). *Quercus* en est le taxon dominant bien que se retrouvent aussi *Fraxinus*, dont l'abondance peut dépasser 40% dans certains sites, *Carya* ou *Ostrya*. Un tel assemblage pollinique se retrouve dans de nombreux sites tels que *Pyle** ou *Stœtzel-Leis** (YU Z.C., 2000). L'équilibre encore fragile des écosystèmes forestiers montre qu'il **n'y a pas de biome dominant dans cette unité spatiale** si bien qu'à chaque oscillation climatique, les taxons arcto-alpins ou tempérées quittent leurs refuges pour coloniser rapidement les paléoenvironnements.

En revanche, la façade atlantique du Nord-Est ne semble pas connaître d'évolution majeure depuis le Dryas Moyen : la toundra domine toujours dans le Nouveau-Brunswick et en Gaspésie alors que la « forêt-toundra », composée entre autres de *Populus tremoides* et de *Picea mariana*, et la forêt boréale peuplent les paléoenvironnements de Nouvelle-Écosse, de Terre-Neuve et du Labrador (ASNONG H., 2000).

L'espace libéré par la glace profite à la végétation qui découvre de **nouvelles voies de migration**. L'une des plus intéressantes concerne celle qui s'ouvre **entre les Rocheuses et l'inlandsis**, à la latitude des provinces canadiennes de l'Alberta et du Saskatchewan. Elle est occupée par la toundra qui laisse place, plus au sud, à la forêt boréale, indiquant un climat froid. Plus au sud, en se dirigeant

[71] Le lecteur constatera sûrement sur les cartes l'absence des figurés zonaux habituels pour représenter la superficie occupée par la glace au Groenland et sur les îles arctiques. Il s'agit ici d'une limite au travail proposé qui s'explique par le fait que le jeu de données utilisées ne répertorie plus l'englacement de ces surfaces à partir de la période 12 000 ^{14}C BP. **Dans un objectif premier de géovisualiser les contraintes au déplacement des masses d'air et des végétaux**, il a été choisi de représenter la surface actuellement englacée au Groenland et sur les îles arctiques, somme toute similaire à ses devancières de l'Allerød et du Dryas Récent (LETREGUILLY A., 1991). En revanche, son figuré est marron clair, de la même couleur que les reliefs dont l'altitude est supérieure à 800 mètres si ce n'est qu'il s'agit ici de glace et non de roche.

vers le Golfe du Mexique, l'absence de données ne permet pas de déterminer quel biome dominait pendant l'Allerød. A *Boriack Bog** (Texas), la forêt décidue laisse progressivement place à la steppe (BRYANT Jr V.M., 1977), mieux adaptée à un climat sec, dont les précipitations minimales ne dépassent pas 700 mm/an (**fig. 23d**).

Enfin, les données permettent de supposer que les Montagnes Rocheuses étaient occupées par deux formations végétales distinctes : à *Buckbean Fen**, les résineux, majoritairement représentés par *Pinus*, prédominent (BAKER R.G., 1976) alors qu'à *Blacktail Pond**, c'est la « forêt-toundra », au sein de laquelle abonde *Artemisia* (GENNETT J.A. & BAKER R.G., 1986). Cependant, l'altitude et l'exposition des sites jouent un rôle si crucial qu'il est difficile de procéder à une détermination exacte des paléoenvironnements.

2.4.2.2. Caractéristiques climatiques de l'interstade GI-1c

L'interprétation des données paléoenvironnementales rappelle en certains points la situation connue un millénaire plus tôt pendant le Bølling. L'Amérique du Nord peut ainsi être subdivisée en plusieurs domaines climatiques, parmi lesquels :

1) la façade atlantique du Nord-Est canadien. Le froid semble omniprésent toute l'année : les températures hivernales sont comprises entre -25 et -15°C alors que les températures estivales oscillent entre 10 et 14°C (**fig.23**). Pourtant, l'étude des assemblages fossiles de chironomes de plusieurs sites du Nouveau-Brunswick, (Canada) et du Maine (Etats-Unis), suggèrent que les températures de surface lacustre oscillaient pendant l'interstade GI-1c, entre 15 et 20°C (LEVESQUE A. *et al*, 1997), le site de *Trout Pond* affichant même des valeurs supérieures à 25°C (**fig.24**). Le groupe NASP (1994) conclut même que les sites du Nord-Est connaissent leur optimum thermique entre 11 500 et 11 000 ^{14}C BP. Les précipitations demeurent supérieures à 700 voire 1 000 mm/an en Gaspésie. **Il est donc probable que cette région ait connu, pendant l'interstade GI-1c, un réchauffement, dans un contexte d'augmentation continue de l'insolation**.
2) la région des Grands Lacs, à nouveau marquée par un gradient thermique estival prononcé depuis la bordure de l'inlandsis (MTCO < 14°C) jusqu'au nord des Appalaches (MTCO > 18°C). Les hivers sont caractérisés par d'importants **contrastes longitudinaux de températures**, le long desquels les valeurs de MTCO peuvent varier de -15°C jusqu'à 0°C, comme l'atteste la présence régulière d'un *Quercus ilex* dans les assemblages polliniques de sites probablement bien abrités. **La région est bien arrosée jusqu'à l'ouest des Grands Lacs**, comme le prouvent de nombreuses séries lacustres jusqu'au piémont des Rocheuses.
3) le corridor délimité par les Rocheuses et l'inlandsis laurentide. L'ouverture d'un passage entre les montagnes de roche et de glace contribue à l'établissement d'un **climat très froid et sec depuis l'Arctique jusqu'aux latitudes dites tempérées**. Les températures hivernales

sont très basses et les températures estivales ne s'élèvent qu'entre 10 et 14°C. Les précipitations annuelles sont faibles tout le long du piémont montagneux.

4) le Sud-Est des Etats-Unis depuis la latitude 35°N, même si la densité des sites est hétérogène. La température du mois le plus froid est supérieure à -10°C voire à 0°C. L'interprétation des valeurs de MTWA permet de deviner qu'elles dépassaient régulièrement 20 voire 22°C. Les conditions thermiques sont donc idéales pour que se développe la forêt tempérée de feuillus. **Les précipitations les plus abondantes se répartissent toujours le long d'un couloir qui s'étale de la Floride aux Grands Lacs** en passant par les Appalaches. Ce couloir très arrosé se démarque du Centre-Ouest américain, où les valeurs de PANN ne dépassent guère 700 mm/an.

À l'ouest des Rocheuses, le faible nombre de données polliniques intégrées dans le SIG ne permet pas de déterminer des tendances climatiques fiables. Ainsi, pour la côte ouest, il n'est possible de se référer qu'au site de *Point Woronzof* *qui indique des **conditions froides et humides en bordure du golfe d'Alaska** (AGER T.A. & BRUBAKER L., 1985). Pour HENDY I.L. *et al*, (2002), l'Allerød constitue une période de réchauffement plus marqué que le Bølling selon l'évolution de la communauté des foraminifères marins de la côte californienne. Toutefois, la présence continue de *Neogloboquadrina pachyderma*, taxon des eaux froides de surface et de sub-surface, suppose la formation régulière d'*upwellings* sur tout le littoral de la Californie.

Au cœur des Rocheuses, les sites étudiés, tous localisés à plus de 2 000 mètres d'altitude, révèlent sans surprise l'établissement d'un climat froid et humide favorable aux résineux (*Buckbean Fen**), même si la « forêt-toundra », mieux adaptée à une ambiance sèche, se retrouve à *Blacktail Pond**. À *Sky Pond** et *Black Mountain Lake**, dans le Colorado, YU Z.C. et WHRIGHT Jr H.E. (2001) partagent le même constat et observent que la concentration des pollens d'arbres est faible : elle ne dépasse pas 30%, mis à part voici 11 500 (± 300) ^{14}C BP, période pendant laquelle *Picea* et *Pinus* constituent les deux taxons dominants. Cependant, là encore, l'altitude et le contexte local jouent un rôle déterminant pour expliquer les différences de composition des paysages végétaux si bien qu'il est difficile d'identifier clairement le signal climatique général du signal écologique local. Par ailleurs, l'étude des niveaux lacustres confirme **la baisse continue des précipitations, entrevue depuis 12 000 ^{14}C BP** (**fig. 21**). Seuls quelques sites des latitudes supra-tropicales connaissent des niveaux élevés ; les autres affichent des valeurs à la baisse.

Les données paléoenvironnementales permettent donc de conclure que l'Allerød (GI-1c) se caractérise comme une phase de réchauffement, agrémentée d'importantes précipitations dans le Centre-Est américain. La Nouvelle-Angleterre expérimente un climat humide marqué par une amplitude thermique très forte. Parallèlement, du côté occidental de la calotte se met en place un climat froid et sec. Quant aux Montagnes Rocheuses, elles s'inscrivent dans une tendance de baisse générale des précipitations. La mosaïque climatique ainsi reconstituée rappelle en certains points celle de la fin du Bølling. La coïncidence est d'autant plus troublante que ces deux périodes sont interrompues ou entrecoupées par des coups de froid : le Dryas Moyen pour le Bølling, l'*Intra-Allerød Cold Period* pour l'Allerød.

2.4.3. L'Intra-Allerød Cold Period (GI-1b) et la fin de l'Allerød (GI-1a)

L'*Intra-Allerød Cold Period* correspond à l'épisode climatostratigraphique **GI-1b**, daté entre ± **13 311** et ± **13 099** b2k dans les carottes glaciaires groenlandaises. En Amérique du Nord, il est mieux connu sous le nom d'**oscillation de Killarney** (LEVESQUE A. *et al*, 1993, 1997), daté entre **11 300 et 10 900 ^{14}C BP**. Identifiée pour la première fois dans les sédiments lacustres de Nouvelle-Écosse et de Gaspésie (MOTT R.J. *et al*, 1986 ; MOTT R.J., 1994), dont le site éponyme de *Killarney**, l'oscillation se caractérise par une **diminution soudaine des températures que traduit le retour en Amérique du Nord-Est (fig.23) des formations végétales les mieux adaptées à un climat froid**, notamment les *Betula* (*Betula glandulosa* en Gaspésie), *Salix* ou autres éléments constitutifs de la toundra ou de la « forêt-toundra ». Le groupe NASP (1994) évoque également un refroidissement prononcé en Nouvelle-Écosse, sur l'île de Terre-Neuve, au nord de la péninsule du Labrador et au sud de l'île de Baffin. Le Nord-Est américain semble donc avoir pleinement ressenti ce coup de froid d'après les informations relevées dans la littérature. Désormais, il convient de savoir si la portée de cette oscillation est générale dans toute l'Amérique du Nord.

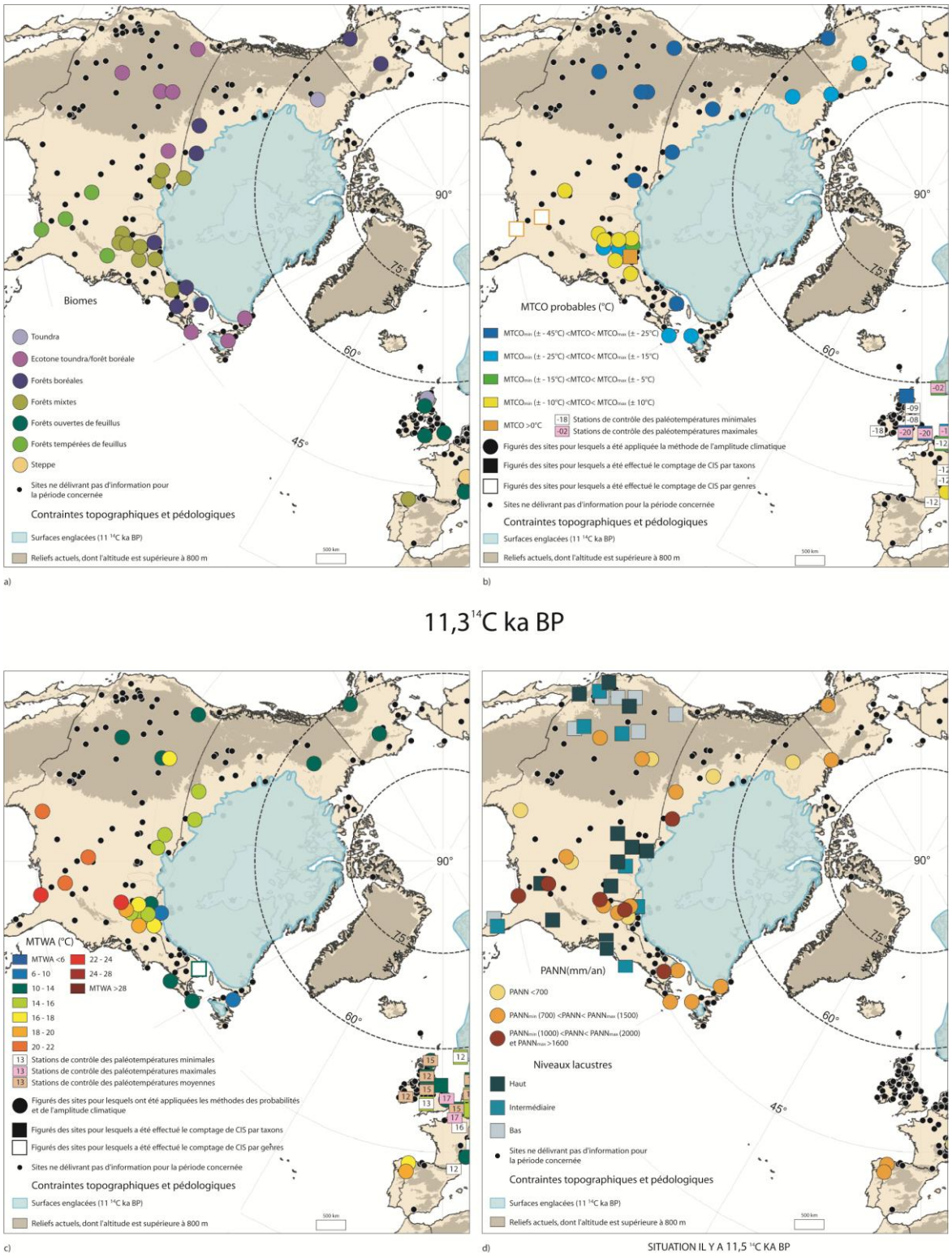


Fig.24 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (11 300 ^{14}C BP)[72]

[72] Le lecteur sera attentif, sur la fig. **26b**, à la différence entre certaines valeurs minimales (- 18 ; - 12 ; - 9 ; -8° C) et les valeurs maximales de MTCO (-20° C), qui semble révéler une erreur. Or, ce n'est pas le cas. Les valeurs maximales ont été interprétées à partir de la position du pergélisol, qui se forme lorsque les températures demeurent inférieures à - 20° C. Pour ce cas de figure, $MTCO_{MAX}$ < - 20° C. Les valeurs minimales ont été interprétées à partir des assemblages polliniques fossiles. Ainsi, $MTCO_{MIN}$ >- 18° et/ou $MTCO_{MIN}$ > - 12° et/ou $MTCO_{MIN}$ >- 9 et/ou $MTCO_{MIN}$ >- 8 C. Il s'agit donc d'une limite de ce travail, liée à la difficulté de croiser des indicateurs paléoenvironnementaux divers, sans pour autant que ce ne soit une erreur. À noter que cette remarque est valable pour toutes les cartes à venir.

2.4.3.1. Caractéristiques bioclimatiques de l'oscillation de Killarney (GI-1b)

Les écosystèmes forestiers semblent avoir été particulièrement sensibles au refroidissement de Killarney (**fig.24**), d'autant plus que les données offrent une assez large couverture spatiale de l'événement. De prime abord, il est possible de constater le **retour de la forêt mixte**, comme pendant le Dryas Moyen. Les résineux (*Picea, Abies, Pinus, Larix*) migrent à partir de leurs refuges, localisés dans le Nord-Est américain et/ou sur la bordure méridionale de l'inlandsis, pour composer une forêt mixte, qui s'étend de l'estuaire du Saint-Laurent à l'ouest des Grands Lacs. Cette bande à composante zonale de forêt mixte, qui ne s'étale pas au-delà de 40° N, est encadrée :

- du côté atlantique par :
    - La forêt boréale, depuis l'estuaire du Saint-Laurent jusqu'en Gaspésie ;
    - La « forêt-toundra » en Nouvelle-Écosse, sur l'île de Terre-Neuve et sur l'extrémité de la péninsule du Labrador.
- du côté des Montagnes Rocheuses par la toundra et la forêt boréale ; cette dernière se développe vers la frontière actuelle entre le Canada et les États-Unis ainsi qu'au pied de la chaîne de Brooks.

Deux domaines bioclimatiques peuvent encore être distingués (**fig. 24a**) :

- La **forêt tempérée de feuillus**, au sein de laquelle prédomine *Quercus*. Elle se développe depuis la latitude 35°N jusqu'au golfe du Mexique. Les pins subtropicaux de Floride deviennent, à leur tour, minoritaires dans les assemblages polliniques au profit du genre *Quercus*.
- Les **forêts ouvertes des Montagnes Rocheuses**, au sein desquelles coexistent des taxons arcto-alpins, des herbacées et des résineux comme *Pinus*.

La répartition géographique des biomes permet de procéder à une subdivision de l'aire d'étude en quatre domaines climatiques (**fig. 24b, 24c**) :

1) **Un domaine froid et sec dans le « corridor ouest-américain »** déglacé il y a 12 000 ^{14}C BP. Les MTCO varient entre -45 et -15°C alors que les MTWA oscillent autour de 10°C. Les précipitations minimales sont très inférieures à 700 mm/an. Les conditions climatiques ne sont donc pas favorables au développement des phanérophytes : seules quelques herbacées parviennent à survivre (*Poaceae*, *Artemisia*, *Cyperaceae*). La forêt boréale ne se retrouve d'ailleurs qu'à partir de la latitude 45°N, où il n'est pas rare que les hivers connaissent encore des températures moyennes proches de - 30° voire - 40°C.
2) **Un domaine froid et humide dans le Nord-Est américain**. Les températures moyennes hivernales sont très basses : elles ne dépassent pas -15°C pendant toute la durée de l'oscillation de Killarney. Les températures estivales sont fraîches (entre 10 et 14°C). Nos données cartographiques ne permettent cependant de géovisualiser **la gradation des températures**

estivales, comprises entre 15 et 25°C (**fig.25**), selon des estimations effectuées à partir d'assemblages fossiles de chironomes (LEVESQUE A. *et al*, 1997).

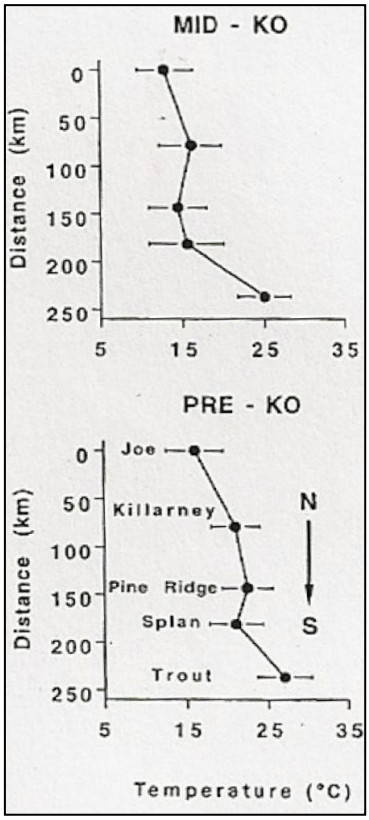


Fig.25 : Gradient Nord-Sud de distribution des températures estivales de surface lacustre de cinq sites du Nouveau-Brunswick et du Maine, quantifiées à partir d'assemblages fossiles de chironomes.
Source : LEVESQUE A. *et al*, (1997)

Avant l'oscillation de Killarney (PRE-KO), les MTWA oscillent autour de 20° C, avec un pic supérieur à 25°C à Trout Pond.
Pendant l'oscillation de Killarney (MID-KO), les MTWA avoisinent 15°C, même si la température à la surface du site de Trout Pond demeure plus élevée que les autres lacs.

3) **Un domaine bien arrosé depuis la Floride jusqu'à l'ouest des Grands Lacs**. Les précipitations annuelles dépassent 700 voire 1 000 mm/an ; les niveaux lacustres sont élevés.
Ce domaine peut être subdivisé en plusieurs provinces climatiques**.** Ainsi, **un gradient thermique N-S semble se dessiner dans le Centre-Est américain**, **particulièrement en été** : les valeurs de MTWA demeurent froides à proximité du front glaciaire (14-16°C) alors qu'elles sont relativement plus élevées au nord des Appalaches. En hiver, le contraste latitudinal de température est également élevé, comme le suggère la présence concomitante de taxons arcto-alpins et tempérées, qui apprécient une ambiance relativement chaude et humide. Il semble que les MTCO aient été supérieures à -10°C, même si certains sites enregistrent des valeurs inférieures. En revanche, **à l'ouest des Grands Lacs, les MTCO sont comprises entre - 45 et - 25°C**. Compte tenu de la valeur des MTWA (≤16°C), il se manifeste dans cette province un climat continental assez marqué. Enfin, dans le **Sud- Est américain**, les températures sont douces en hiver (MTCO > 0°C) et chaudes en été (MTWA > 20°C).

4) Un domaine climatique **chaud et assez peu arrosé**, qui concerne le **Sud-Ouest américain**. Les températures moyennes hivernales sont douces (MTCO > 0°C) et les températures estivales élevées (MTWA > 20°C). En ce qui concerne les précipitations annuelles, elles demeurent inférieures à 700 mm/an, comme c'est le cas à *Boriack Bog** (BRYANT Jr V.M., 1977) ou à *Old Field* * (KING J.E., 1981).

L'oscillation de Killarney, équivalent de l'événement GI-1b de la géochronologie groenlandaise, peut donc être décrite comme un épisode de refroidissement soudain en Amérique du Nord. **À l'Est des Rocheuses, il se caractérise par l'établissement d'une ceinture zonale de forêt mixte, autour de laquelle s'implantent forêts boréales et « forêts-toundra »**. Les feuillus sont repoussés au sud de la latitude 40°N. **Les domaines climatiques les plus affectés par ce refroidissement se localisent le long du corridor formé entre les Rocheuses et l'inlandsis**, où sévissent des hivers très froids, mais aussi dans le Centre et le Nord-Est américain, pour lesquels **la variabilité des températures est forte sur une échelle aussi bien spatiale que temporelle**. En revanche, l'espace au sud de la latitude 35°N ne connait pas d'évolution bioclimatique majeure.

Compte tenu du manque de données, **il est difficile de dégager une tendance climatique significative concernant l'aire ouest-américaine**. L'étude des sites montagneux révèle un climat froid en toutes saisons, qui ne profite réellement qu'à des formations ouvertes de résineux. La côte ouest, représentée seulement par deux sites (*Point Woronzof** et *Carp Lake**) semble connaître les mêmes conditions si ce n'est qu'une forêt boréale, composée essentiellement de *Pinus*, prend ses quartiers sur les hauteurs de l'Alaska, probablement à partir d'un refuge situé sur l'Archipel Alexandre (HANSEN B.C.S & ENGSTROM D.R., 1996). L. BENSON *et al*, (1997) déduisent de l'analyse des sédiments d'*Owens Lake* l'entrée dans une **phase plus sèche** voici 13 000 cal BP (± 11 300 ^{14}C BP), qui paraît logique au vu des bas niveaux lacustres enregistrés par les sites de la chaîne des Cascades depuis 12 000 ^{14}C BP.

2.4.3.2. La fin de l'Allerød (GI-1a)

Le nombre désormais conséquent des sites d'étude permet de procéder à un examen plus précis des caractéristiques bioclimatiques du sous-continent nord-américain pour la fin de l'Allerød (**fig.25**). De prime abord, il semble que **l'aire d'étude n'ait pas connu d'évolution bioclimatique majeure depuis l'oscillation de Killarney**, comme le prouve la distribution des biomes.

La ceinture de forêts mixtes est toujours établie en bordure de l'inlandsis, mais la part des feuillus continue à diminuer à l'ouest depuis 11 300 ^{14}C BP, si bien que ce sont les forêts boréales qui occupent désormais les paysages végétaux depuis le corridor déglacé jusqu'aux Grands Lacs. La présence continue de *Salix*, de *Betula* et de cypéracées laisse supposer que ces paysages demeurent ouverts, portant les stigmates d'un interstade inabouti. En effet, les **températures hivernales demeurent très basses et le froid intense se ressent jusque vers la latitude 45°N**. En été, les températures oscillent entre 10 et 14° C alors que les précipitations minimales annuelles fluctuent autour de 700 mm/an.

La forêt mixte évolue dans la région géographique des Grands Lacs sous des conditions relativement froides et humides. Les températures descendent régulièrement sous - 15°C en hiver alors que les étés se soldent par des valeurs de MTWA comprises entre 14 et 16°C, bien qu'elles puissent dépasser 20 voire 22°C plus au sud. **Le développement de la forêt tempérée de feuillus est donc toujours contraint au sud de la latitude 45°N**. D'ailleurs, l'aire de dispersion de *Fraxinus* a largement diminué depuis l'optimum du Bølling (**fig.27**).

Sur la façade nord-orientale, la forêt mixte, emmenée par certains feuillus comme *Corylus* ou *Tilia*, grignote à l'est l'espace perdu à l'ouest. Elle se retrouve près de l'estuaire du Saint-Laurent et en Gaspésie, même si l'immédiate proximité de la forêt boréale ou de la « forêt-toundra » (*Picea-Cyperaceae*), garantit une représentation importante des résineux (*Picea*) dans sa composition. Il s'agit ici de la seule évolution bioclimatique depuis l'oscillation de Killarney. Les températures hivernales sont toujours basses et ne dépassent jamais - 15°C. Elles descendent même dans certains sites sous -25°C. Les températures estivales dépassent 10° voire 15°C en certaines localités. A.LEVESQUE *et al*, (1997) rapportent que les températures de surface lacustre du Maine et du Nouveau Brunswick, inférées à partir d'assemblages fossiles de chironomes, oscillent entre 15 et 20°C. Par rapport à l'événement GI-1b, le **réchauffement estival est marqué**, sans qu'on puisse savoir s'il est la conséquence directe d'une augmentation de l'insolation ou bien s'il reflète un changement climatique spécifique. Le Nord-Est du continent demeure toujours arrosé, même si **l'implantation de *Pinus* en Pennsylvanie et dans le New-Jersey** (SHUMAN B. *et al*, 2002), **couplée à celle des *Poaceae* au sud de l'île de Terre-Neuve, laisse supposer une baisse des précipitations**, qui peuvent, en certains endroits, chuter sous la valeur seuil de 700 mm/an.

Au sud de 35° de latitude nord, **les conditions climatiques favorisent l'établissement de forêts tempérées de feuillus, composées essentiellement de *Quercus***. **Ainsi, le chêne s'étend depuis la Floride jusqu'aux grandes plaines du Centre-Est américain** (**fig.27**) **et concurrence le pin subtropical sur ses terres originelles**. Si les températures du mois le plus froid ne varient plus depuis 11 300 (± 200) BP, il semble que **les valeurs de MTWA chutent légèrement**, ce que traduit la modification de la composition des assemblages polliniques, comme c'est le cas à *Tulane Lake*, où les épisodes à dominante de *Quercus* témoignent l'établissement d'un climat plus frais, notamment en hiver (GRIMM E.C. *et al*, 2006). Par ailleurs, il est possible de déduire une diminution des précipitations, suite à la plus faible représentation de certains taxons (*Fraxinus*) dans les assemblages polliniques. Les valeurs de PANN demeurent cependant supérieures à 700 mm/an, hormis à *Old Field** (KING J.E., 1981), où les herbacées abondent.

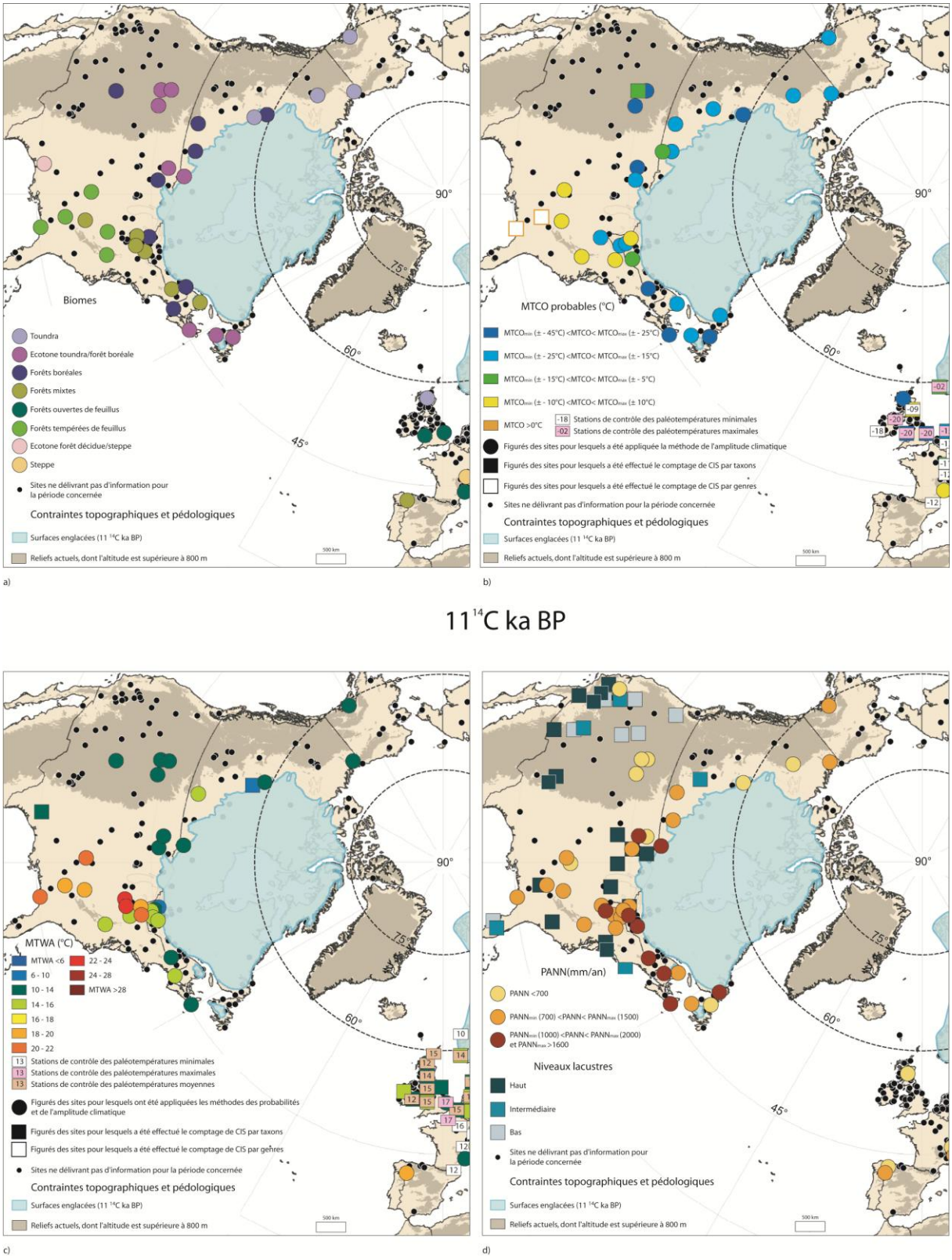


Fig.26 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (11 000 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques : WDCP ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; données polliniques, périglaciaires et paléothermiques européennes : MPDB ; tracé des inlandsis : DYKE A.S. & PREST V.K. (1987), gracieusement communiqué par S. OCCHIETTI.

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

Au cœur des Montagnes Rocheuses se retrouve logiquement un climat très froid (MTCO <- 25°C; MTWA <14°C), qui s'individualise, de part et d'autre de la latitude 40°N, selon :

- **un domaine plutôt sec au nord**, caractérisé par des précipitations inférieures à 700 mm/an et des bas niveaux lacustres ; les paysages végétaux demeurent très ouverts, occupés aussi bien par des taxons forestiers que par des herbacées (*Artemisia*) ;
- **un domaine plus arrosé au sud**, au sein duquel s'épanouit la forêt boréale.

Sur la côte ouest, l'absence de données polliniques est préjudiciable. Toutefois, il est possible de penser que **la bande littorale au pied des montagnes subit un climat sec au sud de 45°N**, en raison des bas niveaux atteints à *Carp Lake** (GRIGG L.D. & WHITLOCK C., 1998) ou bien des faibles précipitations estimées à *Owens Lake** (BENSON L.V. *et al*, 1996). Plus au nord, près du Golfe d'Alaska, la donne change : les précipitations minimales dépassent 700 mm/an.

Après avoir connu son optimum thermique voici 14 600 ans**, l'interstade Bølling/Allerød**, dans sa terminologie nord-européenne, **se caractérise par une chute progressive des températures**, conformément à la géochronologie NGRIP. Cette baisse est amplifiée lors des deux épisodes de refroidissement: **le Dryas Moyen** et **l'*Intra-Allerød Cold Period***. Tous deux vont perturber l'équilibre fragile des biomes et favoriser le retour des résineux au détriment des feuillus dans les assemblages polliniques. Si les températures se relèvent après le Dryas Moyen, particulièrement pendant la saison estivale, tel n'est pas le cas après l'oscillation de Killarney. En ce sens, **l'événement GI-1a peut être considéré comme un épisode de transition,** d'une durée proche de 200 ans, avec le refroidissement millénaire du Dryas Récent.

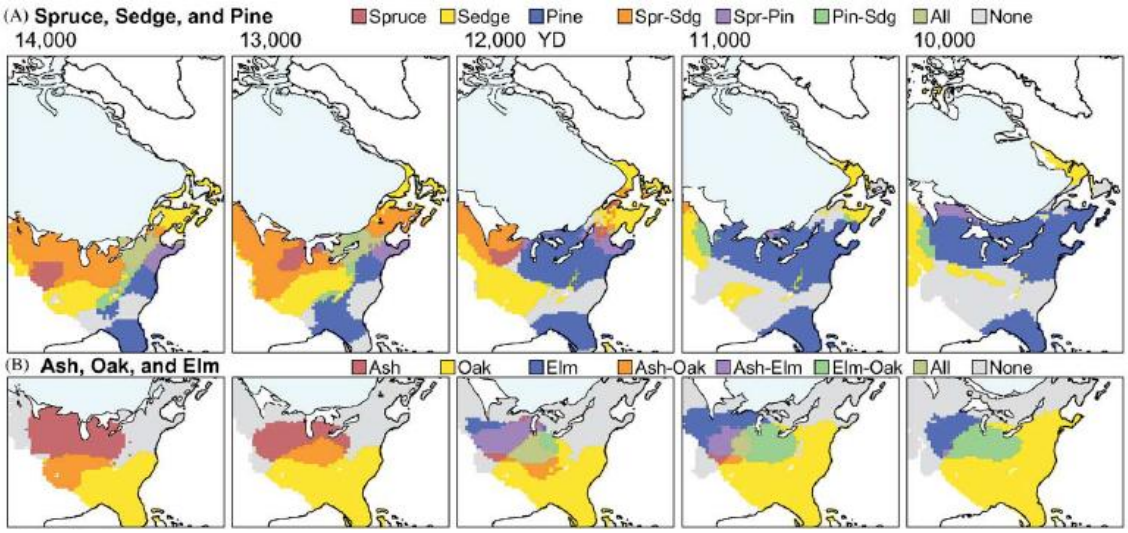


Fig. 27 : Distribution de certains genres végétaux pendant le Tardiglaciaire.

Source : SHUMAN B. *et al*, (2002).

***Spruce*:** *Picea* (> 20 % des effectifs polliniques)

***Sedge*:** *Cyperaceae* (> 5 %)

***Pine*:** *Pinus* (> 20 %)

***Ash*:** *Fraxinus* (> 5 %)

Oak: *Quercus* (> 15 %)

***Elm*:** *Ulmus* (> 6 %)

2.5. L'événement GS-1 ou le coup de froid du Dryas Récent

Le Dryas Récent est un des événements climatiques parmi les plus connus et les mieux documentés du passé: il constitue un coup de froid qui a affecté considérablement les paléoenvironnements nord-américains (SOTO D., 2003). Son déclenchement, voici 12 900 ans (± 11 000 ^{14}C BP) s'inscrit dans la continuité du refroidissement amorcé dès la fin de l'Allerød.

La géovisualisation des contraintes glaciaires (**fig. 28, 29, 30** et **31**) montre que l'inlandsis poursuit sa déglaciation, à une vitesse cependant moindre que pendant l'interstade précédent. **Le « corridor ouest-américain » entre les Rocheuses et le dôme de Keewatin s'élargit et permet une communication plus aisée entre les mondes arctique et américain, aussi bien d'un point de vue biotique qu'abiotique, par la circulation des masses d'air**. D'un point de vue scientifique, **le nombre de sites prospectés augmente** et permet de couvrir ainsi plusieurs domaines bioclimatiques.

2.5.1. Dynamique de la végétation pendant le Dryas Récent

Le Dryas Récent est aujourd'hui assimilé à une période pendant laquelle **les paysages végétaux ont considérablement changé en Amérique du Nord au profit des taxons arcto-alpins et des résineux de la forêt boréale** (fig. **28a, 29a, 30a** et **31a**). La distribution de la végétation reprend d'ailleurs la même logique que celle qui prédomine à la fin de l'Allerød.

Les données paléoenvironnementales prouvent que **le « corridor déglacé » est occupé**, **pendant le Dryas Récent**, **par une couverture végétale peu dense**, **qui alterne entre forêt boréale** (*Picea*) **et toundra**, peuplée par des taxons arcto-alpins, auxquels peut être ajouté *Artemisia*. **Entre 11 000 et 10 000 ^{14}C BP, l'ensemble connaît un déplacement vers le nord**. Ainsi, aux alentours de 10 800 (± 200) ^{14}C BP, les forêts boréales campent au sud de l'actuelle frontière canadienne (± 50°N) alors qu'à la fin du Dryas Récent, elles parviennent quasiment jusqu'à la latitude 60°N. Toutefois, l'équilibre atteint par la forêt boréale est fragile : **les paysages ne sont pas fermés**, comme l'atteste la représentation atteinte par *Artemisia* dans certains sites, qui varie entre 10 et 30 % des effectifs polliniques. De plus, il n'est pas rare de trouver des taxons arcto-alpins en quantité aux latitudes tempérées : c'est le cas à *Canyon Lake** (DAVIS M.B., 1981), près du lac Michigan (**fig.28a**) ou bien à *E Lake** (RITCHIE J.C., 1976), situé non loin de la latitude 50°N (**fig. 29a**).

Pendant le Dryas Récent, **la forêt boréale s'établit durablement dans le Minnesota** (Etats-Unis) **et dans le Manitoba** (Canada). La concentration des résineux devient plus importante : *Picea* est abondant et atteint près des 50 % des assemblages polliniques, comme le confirment YU Z.C. *et al*, (1998) pour les sites de *Crawford** et *Twiss Marl Pond**, B. SHUMAN *et al*, (2002) ou bien GRIMM E.C.

(2002). **L'épicéa reste toutefois consigné à l'ouest des Grands Lacs**, bien qu'il s'autorise une incursion depuis l'Iowa jusqu'à l'Ohio, entre 10 600 et 10 200 ^{14}C BP (SHANE L.C.K. & ANDERSON K.H., 1993 ; YIFRU D.D. *et al*, 2002), qui peut être géovisualisée sur les figures 27 et 29a. **La forêt boréale se développe également entre les Grands Lacs et la façade atlantique nord-américaine, mais elle est cette fois-ci dominée par *Pinus*, dont la représentation dépasse 20 % des effectifs polliniques** (**fig.27**). **Son expansion à partir du foyer de Pennsylvanie et du New-Jersey est telle que le pin parvient à occuper tout le Nord-Est américain** (SHUMAN B. et al, *op.cit*). **Sa présence témoigne d'une baisse des précipitations dans cette région**.

La dynamique de la végétation du Nord-Est atlantique diffère de celle du Centre-Est américain dans le sens où **la toundra constitue le biome dominant** (MOTT R.J. *et al*, 1986) depuis le Maine jusqu'à Terre-Neuve, notamment au début du Dryas Récent (**fig.28a**). Les taxons arcto-alpins et les herbacées (*Cyperaceae* et *Artemisia*) sont majoritaires dans les assemblages polliniques, de même que *Betula* ou *Salix,* probablement sous leur forme naine. D'ailleurs, R.B. DAVIS *et al*, (1975) constatent que le début de l'événement coïncide avec le développement des boulaies dans le Maine. Progressivement, **la couverture forestière se densifie**, au sein de laquelle se mêlent *Betula*, *Picea* dont la présence se fait de plus en plus rare[73], et *Pinus* localisé plus au sud (SHUMAN B. *et al*, 2002). H. ASNONG (2000) souligne également l'établissement en Gaspésie d'une **couverture arborescente** composée de *Populus tremoides* et de *Picea mariana*, dès 10 700 ^{14}C BP. **Au final les forêts boréales auraient pu occuper toute la bordure méridionale de l'inlandsis si la forêt mixte des Grands Lacs n'avait pas perturbé cet agencement**.

En son cœur, ce sont toutefois les résineux qui sont majoritaires, **bien représentés par *Pinus* à l'est, *Picea* à l'ouest, ou encore *Larix* et *Abies***, en accord avec les travaux de YU Z.C. &WHRIGHT Jr H.E. (2001) et de SHUMAN B. *et al*, (*op.cit*). La présence des feuillus est moindre. C'est notamment *Fraxinus* qui souffre le plus de ce coup de froid sec : sa présence n'est plus effective dans les assemblages polliniques hormis à l'ouest du lac Michigan où les précipitations sont encore suffisantes pour assurer sa survie. ***Quercus* et surtout *Ulmus* s'adaptent mieux que *Fraxinus,* particulièrement à la fin de l'épisode, et parviennent à garantir l'existence de cette forêt mixte** (**fig. 30a et 31a**).

Vers 40°N, latitude au-delà de laquelle la densité proposée des sites est moindre, l'interprétation se révèle plus complexe. **Il est probable qu'une forêt tempérée de feuillus, représentée majoritairement par *Quercus*, ait trouvé refuge depuis le nord de la Floride jusqu'au nord des Appalaches** (SHUMAN B. *et al*, *op.cit*). L'implantation d'une forêt subtropicale de pins paraît toutefois effective dans la péninsule floridienne, aussi bien au nord, à *Camel Lake* (WATTS W.A. *et al*,

[73] À *Joes Pond**, il représente encore plus de 50% des effectifs polliniques (ANDERSON T.W. & LEWIS C.F.M., 1992).

1992), qu'au sud, à *Tulane Lake* (GRIMM E.C. *et al*, 2006), où **les analyses à haute-résolution ont permis d'identifier des palynozones à dominante de *Pinus* pendant le Dryas Récent.**

Les sites de haute altitude des Montagnes Rocheuses abritent toujours pendant le Dryas Récent une couverture forestière très ouverte, apparentée à de la « forêt-toundra » car les conditions climatiques ne permettent pas l'établissement durable d'une forêt boréale. Ce n'est qu'à partir de 10 500 (± 300) ^{14}C BP que cette dernière peut être identifiée à *Sky Pond**, *Black Mountain Lake**, *Wilcox Pass** (BEAUDOUIN A.B. & KING R.H., 1990) et *Buckbean Fen**, où la concentration de *Pinus* atteint 70 % vers 10 000 ^{14}C BP (BAKER R.G., 1976). Nos observations sont confirmées par les travaux de YU Z.C. et WHRIGHT Jr H.E. (2001), qui affirment que les hauteurs du Sud-Ouest-américain (Colorado) étaient couvertes de taxons non arborés pendant le Dryas Récent. Ce n'est qu'à partir de 10 000 ^{14}C BP que ces mêmes auteurs authentifient l'établissement d'une forêt boréale peuplée par *Picea*, *Abies* et même *Quercus*.

La côte ouest-américaine, pour laquelle les cartes n'apportent que peu d'informations, semble avoir également subi un important refroidissement, qui a abouti au développement de la toundra au détriment d'une forêt de *Pinus*. C'est le cas, au Sud-Est de l'Alaska, à *Pleasant Island**, entre 10 600 et 9 900 ^{14}C BP (HANSEN B.C.S & ENGSTROM D.R., 1996), à *Point Woronzof** (AGER T.A & BRUBAKER L., 1985) et sur l'île Kodiak, en plein cœur de l'archipel des Aléoutiennes, où **la toundra constitue** également **le biome dominant** (GISS, 2002). Plus au sud, le littoral de l'Oregon, semble abriter, comme cela a été souvent le cas pendant le Tardiglaciaire, un climat qui se caractérise par des hivers froids et des étés secs, favorables au développement de *Pinus monticola*, notamment entre 12 400 et 11 000 cal BP (GRIGG L.D. & WHITLOCK C., 1998).

Le Dryas Récent marque donc un sérieux coup d'arrêt à la recolonisation végétale, en favorisant un retour des plantes les mieux adaptées à des conditions climatiques de type glaciaire (taxons arcto-alpins et résineux de la forêt boréale). Fragilisés par les refroidissements précédents du Dryas Moyen et de l'oscillation de Killarney, les paysages végétaux demeurent ouverts même aux latitudes « tempérées ». Cela implique un refroidissement d'envergure, dont les caractéristiques doivent être étudiées.

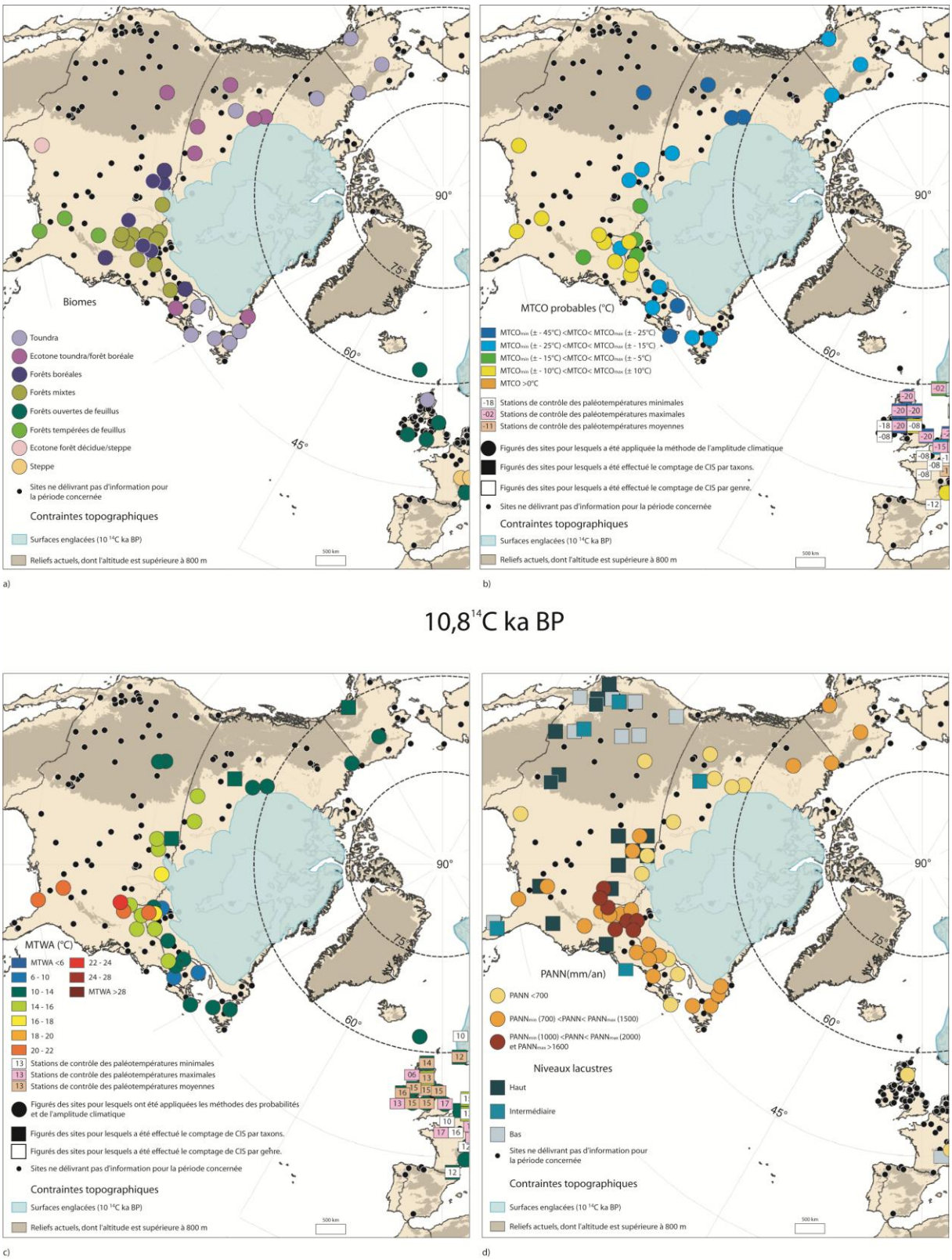


Fig. 28 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (10 800 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques : WDCP ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; données polliniques, périglaciaires et paléothermiques européennes : MPDB ; tracé des inlandsis : DYKE A.S. & PREST V.K. (1987), gracieusement communiqué par S. OCCHIETTI.

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

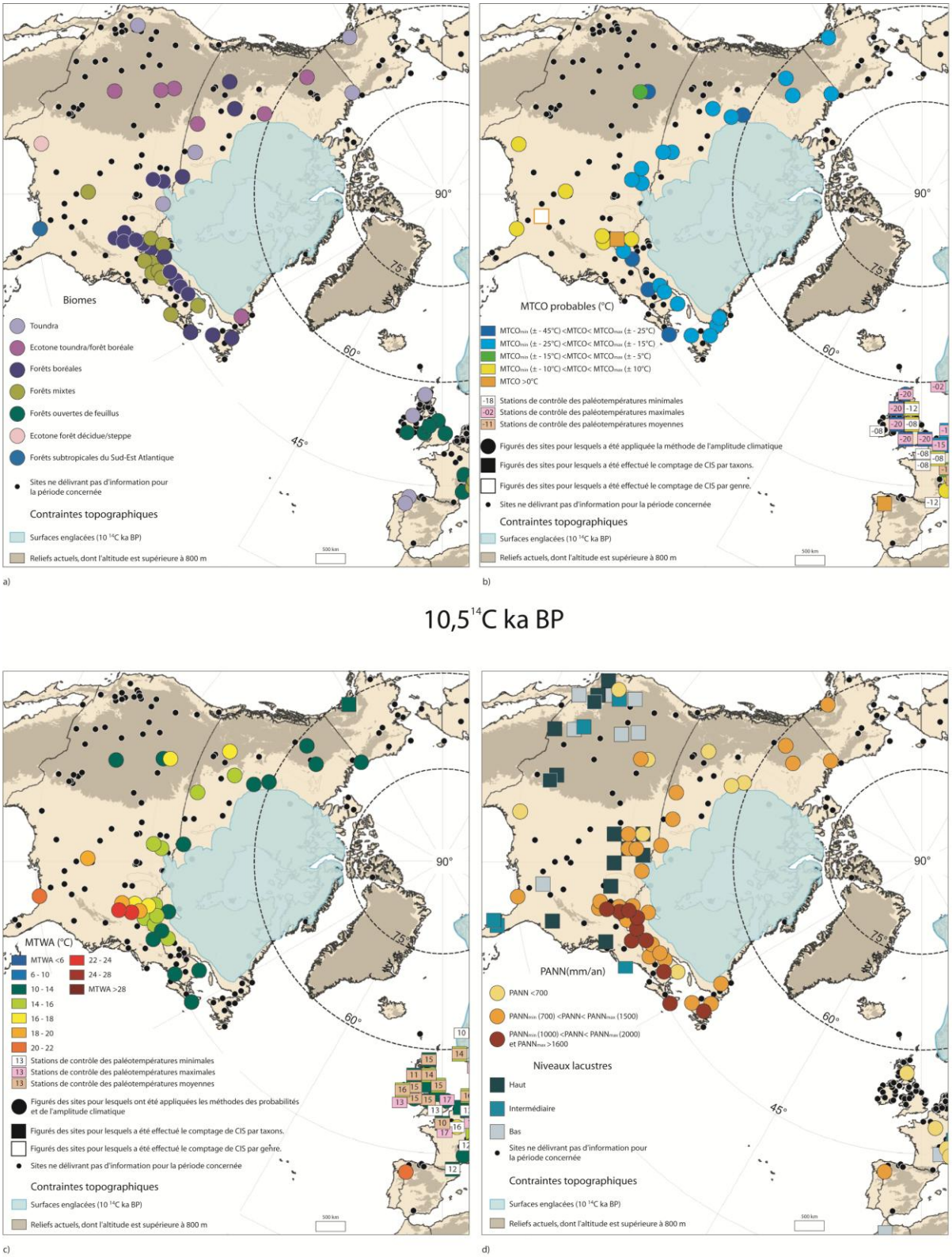


Fig. 29 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (10 500 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques : WDCP ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; données polliniques, périglaciaires et paléothermiques européennes : MPDB ; tracé des inlandsis : DYKE A.S. & PREST V.K. (1987), gracieusement communiqué par S. OCCHIETTI.

Conception et réalisation : © D.SOTO (2010)

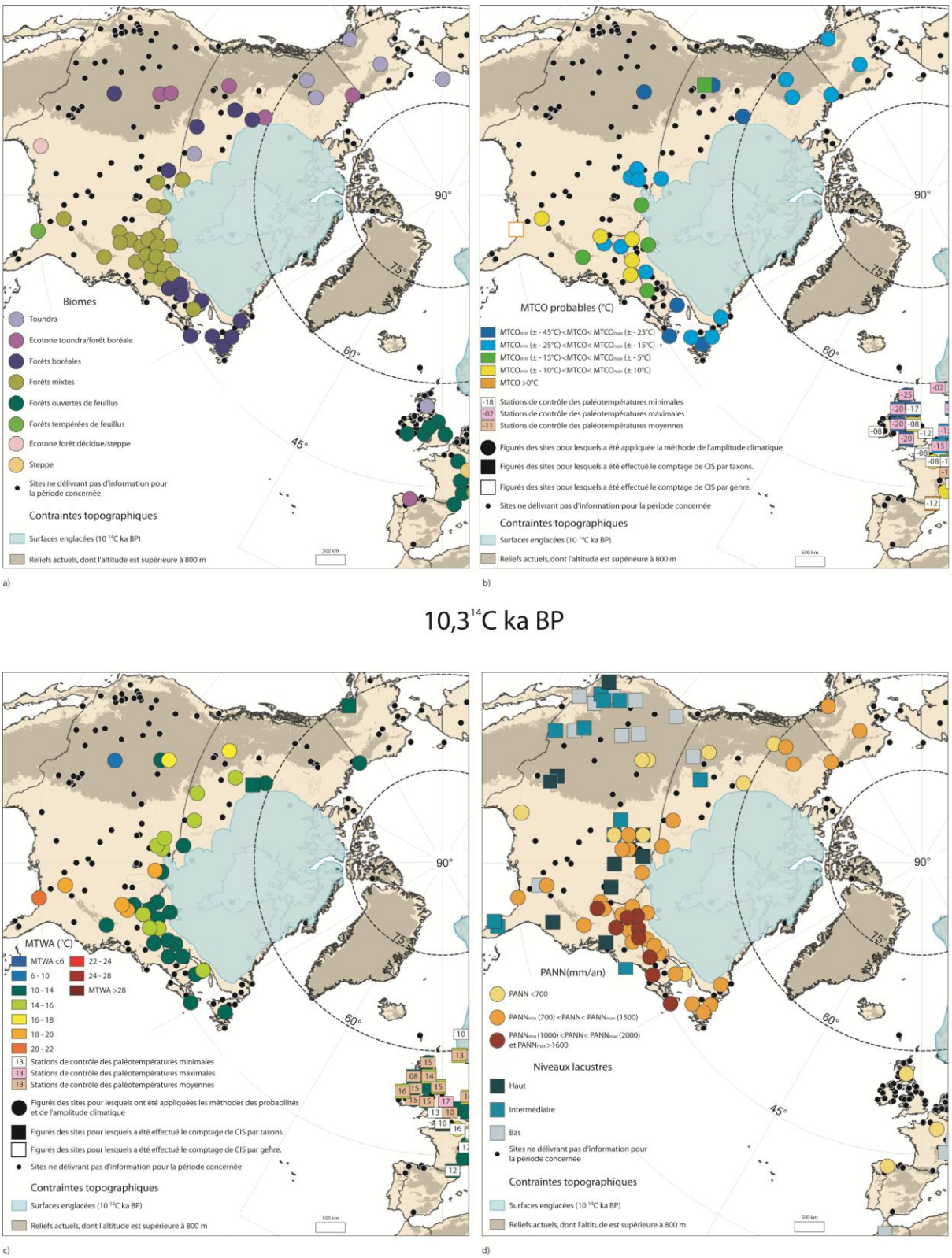


Fig. 30 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (10 300 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques : WDCP ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; données polliniques, périglaciaires et paléothermiques européennes : MPDB ; tracé des inlandsis : DYKE A.S. & PREST V.K. (1987), gracieusement communiqué par S. OCCHIETTI.

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

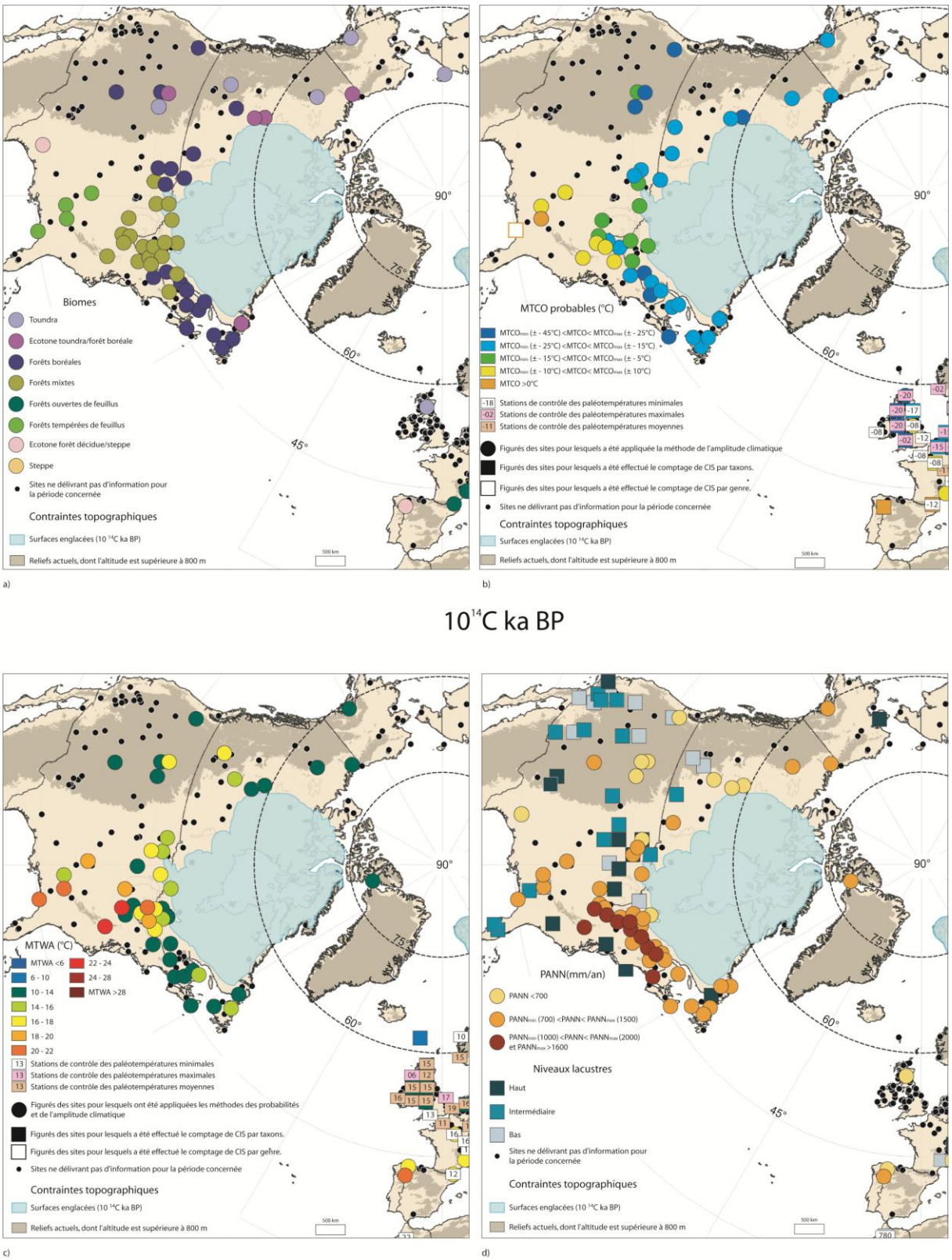


Fig. 31 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (10 000 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques : WDCP ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; données polliniques, périglaciaires et paléothermiques européennes : MPDB ; tracé des inlandsis : DYKE A.S. & PREST V.K. (1987), gracieusement communiqué par S. OCCHIETTI.

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

2.5.2. Le Dryas Récent : un refroidissement d'ampleur

La géovisualisation des données (**fig. 28**, **29**, **30** et **31**), particulièrement des MTCO, permet d'individualiser une **aire froide**, **qui s'étend des rivages de l'Océan Glacial Arctique aux latitudes** « **tempérées** »: **les températures hivernales oscillent entre -45 et -15°C**.

Son pendant ouest (corridor déglacé) se caractérise par des hivers très rigoureux, comme l'attestent les sites près de l'actuel Grand Lac des Esclaves, où la présence dominante d'*Artemisia* et de *Cyperaceae* garantit des valeurs très basses de MTCO, que seuls quelques taxons de la forêt boréale (*Larix*, *Betula* ou *Picea)* parviennent à tolérer. En été, les températures oscillent entre 10 et 16°C. Les nombreuses classes de température estivale qu'autorise l'analyse probabiliste d'A.A. VELICHKO *et al*, (2002), permet de distinguer :

- **une région dont les MTWA sont comprises entre 10 et 14°C**. Elle se localise dans le « corridor », au sein duquel évoluent les taxons arcto-alpins ainsi que *Betula* ;
- **une région aux étés plus doux** (**14 ≤ MTWA ≤ 16°C**), plus au sud, qui correspond à l'aire de distribution de *Picea*.

La même distinction peut être opérée en ce qui concerne les précipitations :

- **Le « corridor » se caractérise par un froid sec** : les PANN moyennes sont inférieures à 700 mm/an ; les niveaux lacustres sont bas (**fig.32**).
- **Plus au sud, l'implantation de forêts d'épicéas témoigne d'un froid plus humide**, comme le laissent supposer les hauts niveaux lacustres et certaines quantifications réalisées dans le Minnesota.

Le pendant Est correspond à la façade atlantique du Canada et du Nord-Est des Etats-Unis. Les températures du mois le plus froid alternent entre -45 et -15°C selon la présence plus ou moins effective des *Poaceae*, des *Cyperaceae* ou d'*Artemisia*. Les températures estivales ne dépassent pas 14°C, hormis à la fin du Dryas Récent. Les sites de *Joe Lake**, *Killarney Lake**, *Pine Ridge Pond*, *Splan Pond* et *Trout Pond*, dont les MTWA oscillaient entre 16 et 20°C à la fin de l'Allerød, enregistrent désormais des valeurs comprises entre 5 et 10°C, soit **une baisse proche de 10°C** (LEVESQUE A. *et al*, 1997). Les assemblages de chironomes, pour ces sites, permettent également d'authentifier un **refroidissement substantiel, du Maine au sud de l'île de Baffin en passant par la Nouvelle-Écosse** (*NASP members*, 1994). De même, au *Lac A Magie* (WHITNEY B.S. *et al*, 2005), au sud de la péninsule, le Dryas Récent se caractérise par une chute de près de 5°C des températures moyennes inférées à la surface de l'eau en juillet selon la composition des moucherons fossiles. **Cet épisode de refroidissement s'accompagne d'un retour à des conditions sèches** : **de la Gaspésie** à la **Nouvelle-Écosse**, plusieurs sites permettent de supposer des précipitations minimales inférieures à 700 mm/an dans une région habituellement bien arrosée. Ces résultats peuvent être associés aux **bas**

niveaux lacustres estimés dans l'État de New York, à *Houghton's Bog* (MILLER N.G., 1973) et à *Belmont Bog* (WEBB R.S., 1990). **Le Nord-Est américain enregistre donc une phase froide et sèche particulièrement au début du Dryas Récent, qui permet le retour de la toundra et l'expansion de *Pinus* à partir de son refuge de Pennsylvanie et du New Jersey**.

Cependant, la toundra et les forêts boréales ne s'étendent pas tout autour de l'inlandsis puisqu'elles sont supplantées dans la région des Grands Lacs par la forêt mixte majoritairement peuplée de résineux. Son existence est rendue possible par des températures hivernales moyennes rarement inférieures à -10°C, condition *sine qua non* pour permettre aux feuillus comme *Quercus* ou *Ulmus* de survivre. **Le contraste thermique est très accentué selon une composante spatiale si bien qu'il n'est pas rare en été que $MTWA_{MIN}$ = ± 10°C dans le Michigan et $MTWA_{MIN}$ = ± 22°C en Virginie, dans deux États séparés par moins de 500 km**. La présence de *Picea* permet toutefois de supposer que les températures estivales moyennes devaient osciller autour de 14 à 16°C. Puis, comme le laisse supposer le déclin de *Picea* et l'émergence de *Pinus* dans les assemblages polliniques, les températures estivales chutent encore, particulièrement à partir de 10 300 (± 200) ^{14}C BP. **La région demeure toujours bien arrosée**, comme le confirme la présence continue de *Tsuga* ou bien les hauts niveaux lacustres estimés par A.E. VIAU et K. GAJEWSKI (**fig.32**). **Ces précipitations importantes pourraient expliquer l'avancée glaciaire d'Algonquin**, identifiée par les géologues grâce aux moraines frontales retrouvées en Ontario ou dans le Michigan**,** et datée entre 11 000 et 10 100 ^{14}C BP (YU Z.C. & WHRIGHT Jr H.E., 2001). Pourtant, plusieurs travaux stipulent que le Centre-Est américain subit au même moment une baisse des précipitations annuelles, comme le confirment les bas niveaux lacustres, aussi bien à *Lake Mendota*, dans l'Ohio (WINKLER M.G. *et al*, 1986) qu'à *Clear Lake* dans le nord de l'Indiana (BAILEY R.E., 1972). De même, l'expansion de *Pinus* semble conditionnée par une baisse des précipitations, sans laquelle *Picea* serait toujours présent. Il est donc encore difficile d'identifier précisément la nature du changement climatique qui survient dans cette région. Des travaux plus approfondis devront être menés.

Au sud du 35ème parallèle de latitude nord, les données sont encore rares si bien qu'il est difficile de se prononcer avec certitude sur les changements climatiques survenant pendant le Tardiglaciaire. Toutefois, en associant nos résultats avec les informations tirées de la littérature, il devient possible de distinguer deux domaines climatiques distincts :

- **Le Sud-Est américain**, qui constitue l'aire d'expansion de la forêt tempérée, bien représentée par *Quercus,* alors que *Pinus* domine dans la péninsule floridienne. Les hivers sont frais (MTCO ± 0° C) et les étés plutôt chauds (MTWA ≥ 20°C). Les précipitations moyennes annuelles dépassent 700 mm/an et les niveaux lacustres demeurent élevés (**fig.32**). À ce titre, **l'identification d'un nouvel épisode à *Pinus* dans les sédiments de *Tulane Lake*** (GRIMM E.C. et al, 2006) **constitue une preuve supplémentaire de l'établissement d'un**

climat plus chaud et plus humide pendant les stades associés aux événements d'Heinrich que pendant les interstades.

- **Le Sud-Ouest américain.** Du fait de l'absence généralisée de plans d'eau, la quantité de sites d'étude est rare, comme le montre particulièrement la figure 32. Il est donc nécessaire de se référer à des *proxies* de substitution, comme les dépôts éoliens. HOLLIDAY V.T. (2000) a particulièrement travaillé sur cette problématique dans les Grandes Plaines du Sud-Ouest (Nebraska, Kansas, Oklahoma, Nouveau Mexique, Texas). Dans cette région, le Dryas Récent est mieux connu sous le nom de **période de *Folsom*** (10 900-10 200 ^{14}C BP), déterminée à partir des chronostratigraphies de sites tels que *Clovis**, *Lubbock Lake** ou *Mustang Springs*. **L'événement se caractérise par d'importants dépôts éoliens** (placages sableux, dunes), **qu'on suppose révélateurs d'un réchauffement du substrat continental, accompagné d'une déflation intense**. **Il se met donc en place un climat chaud et sec dès 10 900 ^{14}C BP, qui succède à l'épisode plus humide de *Clovis*** (11 200-10 900 ^{14}C BP). **Il n'y a dès lors que la steppe qui puisse s'adapter à de telles conditions si bien qu'elle se propage depuis les plaines du Colorado jusqu'au Nebraska, en passant par le Texas**[74]. En revanche, le climat évolue rapidement dès lors qu'on se rapproche du bassin du Mississippi : les valeurs de PANN dépassent 700 mm/an et les niveaux lacustres sont élevés (**fig.32**).

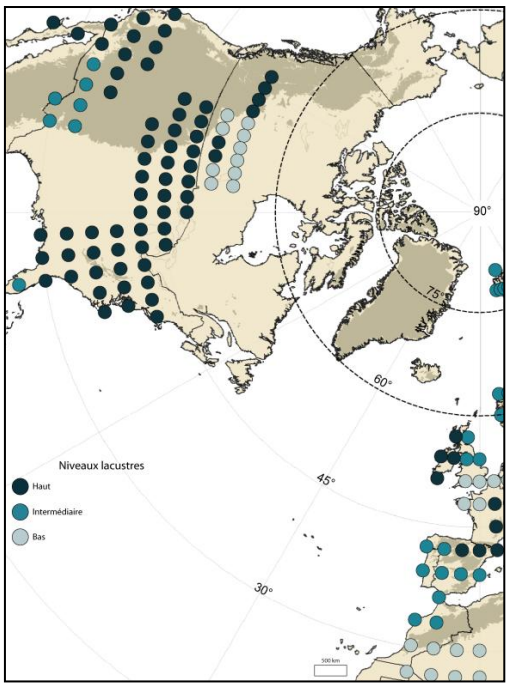


Fig.32 : Maillage des niveaux lacustres en Amérique du Nord voici 12 000 ans (± 10 300 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte Arc Map 8 © ESRI® ; VIAU A.E. & GAJEWSKI K. (2001)

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

Sur cette figure s'opposent distinctement :

- *Les domaines bioclimatiques bien arrosés (bordure méridionale de l'inlandsis, Centre-Est américain) ;*
- *Les domaines bioclimatiques qui connaissent des précipitations moins soutenues (« corridor ouest-canadien », sud des Montagnes Rocheuses). L'absence de données dans le Sud-Ouest américain est probablement liée à l'établissement d'un climat très sec, qui empêche la formation de plans d'eau.*

Dans les Montagnes Rocheuses, les données polliniques se font également rares, si bien qu'il est difficile d'interpréter les changements climatiques survenant pendant le Dryas Récent, d'autant plus que les localités étudiées ne montrent pas de changements significatifs depuis l'Allerød. Les sites de l'étage montagnard subissent logiquement des conditions très froides en toutes saisons

[74] Le site de *Boriack Bog* (BRYANT V.M., 1977) révèle d'ailleurs que les précipitations annuelles minimales ne devaient pas dépasser 700 mm/an pendant le Dryas Récent.

(MTCO<-25°C ; MTWA < 18°C[75]). De plus, les niveaux lacustres sont bas, particulièrement pendant la première moitié de l'évènement ; les quantifications pluviométriques font d'ailleurs état de PANN inférieures à 700 mm/an. La végétation est donc composée de taxons de la « forêt-toundra » malgré quelques campements de *Pinus* qui deviennent plus nombreux à la fin du Dryas Récent**. Au sud du 40ème parallèle de latitude nord, la situation est radicalement différente : les niveaux lacustres sont plutôt élevés** (**fig.32**). Les précipitations peuvent dépasser 700mm/an, comme c'est le cas à *Sky Pond** (YU Z.C. & WHRIGHT H.E. Jr., 2001). Les glaciers de montagne ne semblent cependant pas conditionnés par cette partition spatiale du régime des précipitations. **Ils enregistrent généralement une phase d'avancée, mieux connue sous le nom de stade de *Crowfoot*** aussi bien :

- en Alberta (Canada), entre 11 300 et 10 000 ^{14}C BP (YU Z.C. & WHRIGHT H.E. Jr., *op.cit*)
- dans le Wyoming (États-Unis) (Monts de la *Wind River*, EASTERBROOK D.J., 2002) ;
- dans le Montana (États-Unis), entre 13 000 et 11 400 cal BP (MENOUNOS B. & REASONER M.A., 1997) ;
- dans le Colorado (États-Unis), entre 13 200 et 11 000 cal BP (MENOUNOS B. & REASONER M.A., *op.cit*).

Il est intéressant de constater qu'**une grande majorité de glaciers commence à osciller dès l'événement GI-1a**, **ce qui tend à prouver l'hypothèse selon laquelle la fin de l'Allerød introduit le refroidissement du Dryas Récent**. Paradoxalement, les informations délivrées par les glaciers contrastent avec les bas niveaux lacustres au nord de la latitude 40°N, où se situent pourtant les chaînes du Montana ou du Wyoming. **Ceci traduit la difficulté de procéder à une interprétation des changements climatiques à petite échelle en montagne** compte tenu des effets de l'altitude, de l'exposition, de l'enclavement, des climats locaux ou bien de la réaction spécifique des glaciers par rapport à un changement climatique.

Cette étude sur le Dryas Récent s'achève par l'analyse des caractéristiques climatiques de la **côte ouest**. Les données sont encore une fois peu nombreuses, ce qui limite la pertinence des reconstitutions. En effet, seuls trois sites ont pu être compilés dans le SIG :

- *Point Woronzof**, localisé près du Golfe d'Alaska. Ce site connaît des conditions très froides (MTCO< - 15°C ; MTWA < 14°C) et humides (PANN > 700 mm/an), qui profitent à la toundra (AGER T.A. & BRUBAKER L., 1985).
- *Tulare*, en plein cœur de la vallée de San Joaquin en Californie (JANDA R.G. & CROFT M.G., 1967), qui affiche des hauts niveaux lacustres pendant toute la durée du Dryas Récent, en adéquation avec les informations de la figure 35.

[75] La détermination de ces valeurs est justifiée par la présence abondante de *Pinus* (entre 40 et 60 % des effectifs polliniques) à partir de 10 500 (± 300) ^{14}C BP.

- *Owens Lake* (BENSON L.V. *et al*, 1996), dont l'analyse des sédiments laisse deviner le déroulement de deux épisodes secs :
    - D3, daté de 12 200 cal BP (± 10 400 ^{14}C BP) ;
    - D4, qui survient vers 11 300 cal BP (± 10 000 ^{14}C BP).

  Tous deux sont précédés par deux phases plus humides. **La géochronologie obtenue à *Owens Lake* laisse donc présager une partition du Dryas Récent**. Il est à noter que l'événement GS-1 semble perdurer jusqu'à 11 300 cal BP, près de 400 ans après sa fin selon la géochronologie NGRIP.

L'hypothèse d'une fin prolongée du Dryas Récent sur la côte ouest-américaine n'est d'ailleurs pas à exclure. En effet, l'étude de la composition isotopique de l'oxygène de carottes prélevées dans le bassin de Santa Barbara (HENDY I.L. *et al*, 2002) permet de conclure que **l'événement GS-1, à l'origine d'un refroidissement de 4° C des eaux de surface, s'achève vers 11 200 cal BP**. En l'absence de données supplémentaires, il est encore difficile de se prononcer sur l'origine de ce décalage temporel, d'autant plus lorsque sont comparées des stratigraphies marines et continentales.

Le Dryas Récent nord-américain correspond donc à un épisode de refroidissement aux latitudes polaires et tempérées. La baisse des températures, aussi bien en hiver qu'en été, est effective particulièrement dans :

- Le **Nord-Est atlantique et le « corridor ouest-américain », qui connaissent un froid sec très accentué, notamment au début de l'événement** (± 10 800 – ± 10 500 ^{14}C BP).

- Le **Centre-Est**, qui expérimente un refroidissement moins prononcé, notamment en été, à l'origine d'**un gradient thermique marqué selon une composante zonale**. **Ce domaine demeure toujours arrosé**, ce qui pourrait expliquer en partie les avancées glaciaires dans l'Ontario et le Michigan.

A contrario, **le Sud des États-Unis enregistre des hivers assez doux et des étés chauds**. **La principale distinction s'opère entre le Sud-Ouest, qui connaît un réchauffement accompagné d'une sécheresse prononcée, et le Sud-Est (péninsule floridienne) caractérisée par un climat plus chaud et plus humide, comme lors de l'événement H1**. Enfin, la côte occidentale se caractérise par un froid sec au nord et humide au sud.

Dans les stratigraphies groenlandaises et américaines, le Dryas Récent a coutume d'être partitionné en trois sous-épisodes. Malgré une volonté d'adopter un pas de temps assez court (200 à 300 ans ^{14}C) et de compiler un maximum de sites, il est difficile d'observer cette partition sur les cartes. Tout du moins constate-t-on l'établissement d'un climat plus froid et plus sec au début du Dryas Récent, suivi d'une augmentation modérée des températures et des précipitations (Centre-Est américain) vers 10 500 (± 300) ^{14}C BP. Jusqu'à 10 300 (± 200) ^{14}C BP, les températures diminuent légèrement, notamment les MTWA, avant de se relever à la fin de l'événement.

Le Dryas Récent s'achève ainsi sur une augmentation générale des températures. Les **États actuels du Centre-Nord américain** expérimentent d'ailleurs **le réchauffement le plus marqué** en Amérique du Nord si bien que :

- MTWA ≥ 18°C en bordure de la calotte et MTWA ≥ 22°C au sud de la latitude 35°N.
- MTCO ≥ - 10°C au nord et MTCO ≥ 0°C au sud de ce même parallèle.

Cette hausse des températures profite aux taxons de la forêt mixte, qui s'étalent jusqu'aux bordures de la calotte glaciaire depuis le Minnesota jusqu'à l'État de New York (**fig. 27**). **À partir de 9 500 ^{14}C BP, la forêt mixte vient même concurrencer la forêt boréale en Nouvelle-Écosse, même si c'est *Pinus* qui en constitue encore le taxon dominant**. La forêt tempérée de feuillus, bien représentée par *Quercus* et *Ulmus*, se déplace depuis son refuge méridional jusqu'à la frontière actuelle du Canada. Les résineux se concentrent davantage aux marges de la forêt mixte : le Nord-Est atlantique est dominé par *Pinus*, qui affectionne des températures hivernales froides, mais des étés plus chauds (16°C < MTWA < 20°C) que ceux supportés par *Picea* (14°C< MTWA < 16°C), qui lui se réfugie dans le « corridor ouest-canadien ». Les résineux se retrouvent également sur les Montagnes Rocheuses et la côte ouest-américaine, caractérisées par des températures encore froides (MTCO <- 15 C ; MTWA < 15°C).

Enfin, **le déficit pluviométrique est beaucoup moins marqué notamment à l'est du méridien de longitude 100°O** : les PANN dépassent systématiquement 700 voire 1000 mm/an, comme c'est le cas dans la région des Grands Lacs. *A contrario*, le « corridor », les grandes plaines du Sud-Ouest, de même que l'ensemble des Montagnes Rocheuses ou la côte occidentale connaissent des précipitations moins abondantes. La répartition des pluies se fait donc de manière hétérogène sur **l'ensemble du continent, qui demeure arrosé à l'est mais sec à l'ouest.**

Synthèse

L'analyse des cinq mille années passées en Amérique du Nord pendant le Tardiglaciaire permet de procéder à une analyse spatiale qui met en avant plusieurs aires et domaines bioclimatiques, parmi lesquels :

- A **l'est des Rocheuses** :
  - L'**Arctique canadien**, dont la limite déborde de celle du Cercle Polaire Arctique lors des épisodes de refroidissement. C'est une « usine à froid » permanente, pour reprendre l'expression de J.P. VIGNEAU.
  - L'**Ouest canadien**, conditionné par l'ouverture puis l'élargissement d'un « **corridor »** entre les montagnes Rocheuses et le dôme de Keewatin.
  - Le **Centre-Est américain**, particulièrement la région élargie des Grands Lacs, qui révèle un climat relativement plus chaud et humide que le Nord-Ouest et le Nord-Est américain. Il se manifeste notamment, pendant les épisodes de refroidissement, un gradient thermique prononcé selon une composante zonale.
  - La façade maritime atlantique du Canada et des États-Unis, particulièrement **réactive aux changements climatiques** qui surviennent de manière synchrone dans l'espace Nord-Atlantique.
  - « Les Sud » (au-delà du 35ème parallèle de latitude nord), dont se distinguent :
    - Le **Sud-Ouest américain**, affecté par un climat sec qui atteint son paroxysme pendant le Dryas Récent ;
    - Le **Sud-Est atlantique**, qui a été en tout temps un refuge pour les variétés subtropicales et tempérées de *Pinus* et *Quercus*, qui se succèdent au gré des épisodes de réchauffement ou de refroidissement. Ce domaine n'imprime cependant pas le même rythme climatique que les espaces situées aux latitudes subpolaires et « tempérées ».
- **Les Montagnes Rocheuses et la côte Ouest**, dont les caractéristiques bioclimatiques diffèrent sensiblement de celles de l'Est américain, dans le sens où elles sont soumises à des conditions sèches pendant la majorité du Tardiglaciaire. Si les données empêchent de procéder à une analyse bioclimatique plus précise, **il est possible toutefois d'opérer une distinction entre le nord et le sud**, la limite entre les deux oscillant en fonction des siècles entre 50 et 40° de latitude nord.

L'interprétation des données utilisées permet également de remarquer que :

- **Le signal pollinique suit le même rythme que le signal imprimé dans les géochronologies groenlandaises et européennes**, bien que les datations ^{14}C puissent parfois différer des âges

réels de ces enregistrements. **Ce problème est imputable aux limites de la datation par le radiocarbone particulièrement pendant les âges-plateaux** (*cf. partie 1.2. du chapitre I*). Les cartes permettent néanmoins de géovisualiser assez clairement l'impact bioclimatique du Dryas Ancien, de l'optimum climatique du Bølling, du Dryas Moyen, de l'oscillation de Killarney (*Intra-Allerød Cold Period*) et du Dryas Récent. Par contre, elles se révèlent moins disertes dès lors qu'il s'agit de reconstituer des variations plus abruptes, comme c'est le cas pour la tripartition du Dryas Récent.

- **La dynamique de la végétation suit une logique de déplacement méridien.** Chaque épisode de réchauffement coïncide avec une migration vers le nord des principaux biomes alors qu'à chaque refroidissement, ils retournent près de leurs refuges originels, plus au sud. De la même manière, chaque coup de froid met nettement en avant la représentation des résineux dans la composition des forêts mixtes et boréales alors que les épisodes de réchauffement valorisent la part des feuillus.
- **La couverture forestière ne s'implante aux latitudes « tempérées » qu'à la fin de la période d'étude : les milieux ouverts ont donc longtemps composé les surfaces continentales nord-américaines**.
- **Les assemblages polliniques dévoilent des configurations singulières de paysages végétaux. Il n'était pas rare, pendant l'interstade Bølling-Allerød, de trouver aux latitudes tempérées des « forêts ouvertes de feuillus », au sein desquelles pouvaient coexister à la fois des herbacées, des résineux et des feuillus**. Cette singularité s'explique par les conditions climatiques spécifiques pendant le Tardiglaciaire, qui exacerbent les contrastes saisonniers. Les valeurs relativement basses des MTCO couplées à des MTWA élevées sont également à l'origine de l'extension de *Pinus* aux latitudes « tempérées » dès la fin de l'Allerød.

Par ailleurs, le choix de géovisualiser les caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord de manière aussi bien qualitative (variation des niveaux lacustres) que quantitative, en croisant trois méthodes différentes d'inférence (géovisualisation des CIS par taxons ou genres, détermination de l'amplitude climatique, analyse des probabilités) se révèle pertinent, dans le sens où l'analyse croisée des variables livre des résultats cohérents, **en phase avec les travaux déjà publiés dans la littérature**. **Le choix d'utiliser et de croiser ces méthodes se révèle donc pertinent car il permet de reconstituer à petite échelle assez précisément la succession de changements climatiques plurimillénaires. Le choix de recourir à un SIG constitue également un moyen efficace de géovisualisation, complémentaire aux sorties des modèles numériques**. Toutefois, nos conclusions auraient gagnées à être affinées si :

- l'amplitude des classes de températures avait pu être davantage discriminée, particulièrement concernant les valeurs de MTCO. Pour cela, il n'aurait pas fallu dépendre seulement de la méthode de l'amplitude climatique pour inférer cette variable.
- les quantifications n'avaient pas uniquement dépendu des assemblages polliniques passés. Elles auraient gagné à tirer partie des informations d'autres indicateurs écologiques

(coléoptères, moucherons…). Cela implique forcément une réflexion future sur l'acquisition de ce type de données, la qualité de leur couverture spatiale ou bien le protocole de traitement et d'intégration dans un modèle.

- Le temps n'avait pas manqué pour intégrer davantage de sites, consulter plus de références bibliographiques afin de commenter plus précisément les caractéristiques bioclimatiques des unités spatiales pour lesquelles la densité des sites traités est faible. Là également, les perspectives de recherche sont nombreuses.

3. … En Eurasie

L'Eurasie[76] enregistre une variété de climats, liée à la fois au processus radiatif, à la circulation des masses d'air mais également à l'influence de la circulation océanique, perceptible sur une bande de 20° de longitude depuis son finistère occidental. L'immensité de son aire terrestre, très compartimentée par les reliefs, détermine des domaines bioclimatiques, parmi lesquels s'opposent ceux qui relèvent d'un climat océanisé et ceux qui sont teintés d'une continentalité plus ou moins marquée.

3.1. Présentation bioclimatique de l'Eurasie

3.1.1. Entre océanicité et continentalité

On entend par le terme océanisé le climat tempéré des façades océaniques occidentales, **qui se caractérise généralement par l'abondance de la pluie**, d'autant plus lorsque s'opposent aux flux troposphériques d'Ouest des barrières rocheuses, comme c'est le cas des Andes au sud de la latitude 40°S (VIGNEAU J.P., 2000). En Europe occidentale, la conjoncture topographique dessine un vaste amphithéâtre ouvert sur l'Atlantique, qui permet au climat océanisé de s'étendre plus largement à l'intérieur des terres. Actuellement, son influence se fait sentir au sein d'une aire qui s'étend :

- depuis le nord de l'Espagne jusqu'à la Norvège selon une logique méridienne ;
- de l'Irlande aux Pays-Bas selon une composante zonale.

Au sein de cette aire, la température moyenne annuelle oscille autour de 10°C. **La température du mois le plus chaud dépasse 15°C et celle du mois le plus froid 0°C**, mis à part aux confins septentrionaux (Islande, Norvège). **Les précipitations dépassent 1 000 mm/an** et peuvent culminer jusqu'à 3 000 voire 4 000 mm/an en Norvège ou en Écosse. (VIGNEAU J.P, 2000).

Cependant, plus on s'avance à l'intérieur du continent, plus les effets de l'océanicité s'estompent et plus se fait ressentir la continentalité (**fig.33**). **La transition entre climat océanisé et continental survient en Europe le long d'une bande zonale d'une vingtaine de degrés de longitude, au sein de**

[76] On entend ici par le terme Eurasie l'ensemble des surfaces continentales depuis le finistère européen jusqu'à au détroit de Béring à l'exception des terres localisées au sud des chaînes de montagne du Tien Chan-Altaï et des hauts-plateaux russes.

laquelle se manifeste un climat semi-océanisé (VIGNEAU J.P., *op.cit*). Il s'étend en Europe centrale depuis la Norvège jusqu'au nord de la Grèce, mais aussi du Sud-Est de la France à l'extrémité Ouest de la Russie. Aux confins de l'Europe centrale et orientale, la Roumanie constitue un parfait exemple de la synthèse des influences circulatoires atlantique (flux à composante zonal) et russe (flux subméridien), à laquelle s'ajoute l'obstacle orographique carpatique qui multiplie les interférences entre les masses d'air. Entre autres peut être distinguée une Roumanie extra-carpatique occidentale d'une Roumanie extra-carpatique orientale et moldave (AUBERT S., 2007), dont les particularités climatiques sont brièvement évoquées ci-dessous.

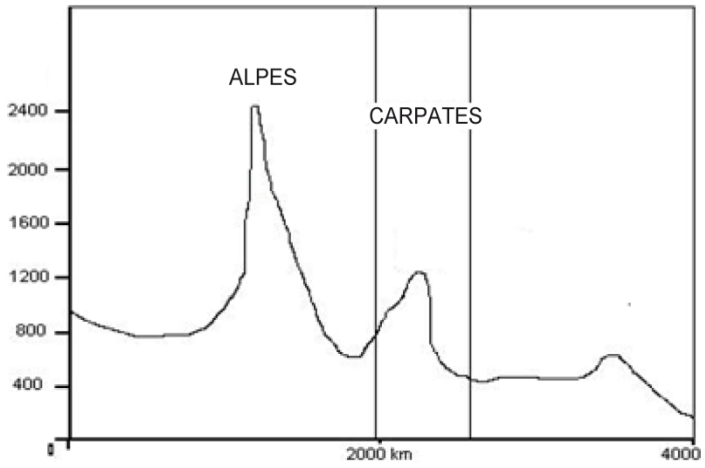


Fig.33 : Profil pluviométrique du continent européen entre Nantes et Astrakhan.

Sources : G. BÂZÂC (1983), S. AUBERT (2007).

Les totaux annuels de précipitation diminuent dès lors qu'on pénètre sur le continent. Le rôle déterminant des montagnes dans l'interception des précipitations est particulièrement perceptible. Le premier pic correspond spécifiquement à l'alignement Jura/Préalpes du Nord, nommé « Alpes » sur la figure par commodité graphique.

J.P. VIGNEAU (2000) subdivise l'espace climatique européen central et oriental en deux domaines :

- Un **domaine à « saison sèche »** (mai à octobre), qui fait transition avec le climat méditerranéen. Il se retrouve au sud d'une ligne formée par les Alpes et les Carpates. La température du mois le plus froid varie autour de 0°C. En revanche, les étés sont chauds : les valeurs de MTWA dépassent 22°C. L'amplitude thermique est donc prononcée (supérieure à 20°C). Les précipitations moyennes sont moins abondantes qu'en Europe occidentale : elles avoisinent 1 000 mm/an près du domaine océanisé mais se rapprochent davantage de 700 mm/an en Europe centrale. Dans ce cas de figure, la Roumanie extra-carpatique occidentale et méridionale constitue un bon exemple dans le sens où, soumis aux flux d'ouest mais également aux influences méditerranéennes, elle connaît :
    - Des valeurs de $MTCO_{MOY}$ proches de 4°C ;
    - Des valeurs de $MTWA_{MOY}$ supérieures à 17°C ;
    - Une amplitude thermique annuelle supérieure à 20°C ;
    - Des valeurs de PANN comprises entre 550 et 600 mm/an ;
    - Une sécheresse estivale, pluviométrique et hydrologique, qui s'accompagne fréquemment d'épisodes caniculaires (AUBERT S., *op.cit*).
- Un **domaine sans « saison sèche »** (VIGNEAU J.P., *op.cit*) en Europe centrale, où la température moyenne annuelle est inférieure à 10°C. La différence par rapport à l'Europe occidentale s'exprime par les valeurs négatives de MTCO alors que la température du mois le

plus chaud alterne entre 17 et 25°C. Les précipitations moyennes dépassent de peu 700 mm/an et sont régulières pendant l'année. La Roumanie extra-carpatique orientale et moldave peut donc être prise en exemple au regard des hivers plus rigoureux qu'elle connaît par rapport à la Roumanie extra-carpatique occidentale (AUBERT S., *op.cit*). Plus au nord, **autour de la mer Baltique, le climat se teint de plus de continentalité** : l'hiver se révèle plus froid, les mois les plus chaud de l'été ne dépassent pas 18°C en moyenne. Les précipitations chutent en dessous de 700 mm/an.

Un climat similaire caractérise l'Europe orientale jusqu'à l'Oural, si ce n'est que les étés sont plus chauds, à l'origine de situations orageuses à risque, comme ce fut le cas en Ukraine lors de l'été 2008[77]. **La continentalité est prégnante : les hivers sont froids et peu arrosés**. Plus à l'est, on pénètre dans **l'aire climatique continentale**. **La température moyenne du mois le plus froid atteint des valeurs extrêmes** : -13°C au Sud-Ouest de l'Oural, -20°C en Sibérie centrale et -45°C en Yakoutie. En contraste, **les MTWA atteignent des valeurs supérieures à 20°C sur la quasi-totalité de l'aire climatique**. **L'amplitude thermique est donc très prononcée**. **Les précipitations annuelles sont généralement médiocres : elles ne dépassent pas 500 mm/an** (VIGNEAU J.P., *op.cit*).

Ce climat continental connaît deux variantes principales :

- Une dans le **bassin arctique**, au nord de la latitude 70°N (pourtours de la mer de Kara, péninsule du Taïmyr, Sibérie arctique). **Le froid est accentué** : la température moyenne annuelle est proche de - 10°C voire de - 20°C en Sibérie arctique. Les **hivers** sont **glacials** : les valeurs de MTCO avoisinent - 20 jusqu'à - 30°C. Les **étés** sont **froids** : la température du mois le plus chaud ne dépasse pas 10°C. Les précipitations sont faibles (< 500 mm/an) et diminuent davantage lorsqu'on se rapproche de la Sibérie orientale. Une variante du climat polaire de type 4 (**tab.11**) se retrouve à l'extrême nord de la péninsule de Kola et au sud de l'archipel de Nouvelle Zemble.
- Une autre, plus au sud, **en bordure des hauts reliefs asiatiques**. Il y sévit un **climat très sec**, caractérisé par une **indigence des précipitations annuelles moyennes**. Celles-ci ne dépassent pas 200 mm/an. Le climat continental se manifeste à merveille : les hivers sont très froids, d'autant plus lorsqu'on se rapproche du cœur du continent eurasien ; les étés sont très chauds.

De l'ouest à l'est du continent eurasien s'étale donc une mosaïque de climats depuis l'océanisé humide à faible amplitude thermique au continental sec à l'amplitude exacerbée par les effets radiatifs et convectifs.

[77] De violents orages ont notamment affecté la ville de L'viv le 23 juin 2008, causant la mort de 4 personnes. (Source : *www.catnat.net*)

Deux types de climats se démarquent de cette mosaïque, en l'occurrence :

- **le climat méditerranéen**, dont la température moyenne annuelle varie entre 16 et 18°C. Les hivers sont doux (MTCO >10°C) et les étés chauds (MTWA >25°C). Les précipitations annuelles moyennes sont médiocres : elles varient entre 350 et 800 mm/an.
- **le climat trans-zonal des montagnes hercyniennes, alpines et périalpines**, individualisé selon l'altitude, l'exposition et la circulation des masses d'air. D'un point de vue thermique, le froid est constant : la température moyenne annuelle est généralement inférieure à 10°C entre 1 000 et 2 000 mètres d'altitude et devient négative au-delà de 2 000 mètres d'altitude. Les étés sont frais (MTWA < 20°C) et les hivers froids (MTCO < 0°C). Les précipitations se répartissent de manière inégale, mais elles ont pour caractéristique commune d'être abondantes. L'Ouest pyrénéen reçoit ainsi plus de 3 000 mm/an alors que le Jura et les Préalpes du Nord bénéficient de près de 2 500 mm/an (**fig.32**).

3.1.2. Les paysages végétaux de l'aire d'étude

La gamme des climats eurasiatiques s'étale donc de l'océanisé au continental et recouvre quelques variétés spécifiques comme le méditerranéen et le montagnard. La végétation « naturelle » s'est adaptée à cette distribution climatique pour proposer plusieurs types de paysages, au sein desquels évoluent alternativement forêts tempérées, boréales ou subtropicales. Pour la clarté de l'exposé, l'espace eurasiatique est subdivisé ici selon trois unités géographiques : l'Europe océanisée et semi-continentale, le bassin méditerranéen et l'Asie au nord de l'Himalaya et à l'Est de l'Oural.

La **forêt tempérée caractérise les plaines et collines de l'Europe « océanisée » et semi-continentale.** Elle est composée actuellement de :

- ***Fagus silvatica***, qui nécessite les conditions douces et humides que peut lui procurer le climat de l'Europe occidentale ;
- ***Quercus f.c.***, mieux adapté en fonction des espèces au domaine semi-continental.

Ces deux taxons constituent les principaux arbres à feuilles caduques de la forêt tempérée. Si le hêtre forme plutôt des groupements mono-spécifiques, le chêne s'associe plus aisément avec *Carpinus*, *Tilia*, *Fraxinus*, *Ulmus*, *Corylus* ou *Betula* (HUETZ DE LEMPS A., 1994).

Avec l'altitude, la végétation arbustive se répand selon une autre logique altitudinale :

- À l'étage collinéen (jusqu'à 600-800 m) se forme une végétation majoritairement composée de feuillus, qui se mêlent cependant aux conifères sur les plaines d'Europe centrale et orientale ;

- À l'étage montagnard (jusqu'à 1700 m) se retrouvent de manière prédominante ces groupements de forêts mixtes de feuillus et de résineux. La hêtraie-sapinière règne au cœur des massifs bien arrosés alors que les groupements mêlant les pins (*Pinus silvestris*, *Pinus nigra, Pinus pinaster*) s'adaptent davantage à un climat moins arrosé.
- À l'étage subalpin, les feuillus disparaissent progressivement ; seuls subsistent des conifères comme *Picea excelsa*, *Pinus cembra*, *Pinus uncinata* ou les espèces du genre *Larix*. La limite supérieure des arbres apparaît à partir de 2 300 mètres d'altitude. Seuls quelques conifères sous leur forme naine supportent le froid, qui ne convient qu'aux pelouses alpines.

Ces généralités ne s'appliquent évidemment que dans une **conception globale et schématique de la montagne européenne**. L'étagement de la végétation peut ainsi varier selon la latitude, l'exposition ou l'orientation par rapport aux flux atmosphériques (HUETZ DE LEMPS A., *op.cit*).

Les paysages végétaux de l'espace périméditerranéen sont très contrastés en fonction de la distribution spatiale des pluies et de l'intensité de la sécheresse estivale. **Refuge pendant les périodes glaciaires, le bassin méditerranéen abrite depuis une flore originale composée de taxons de la zone tempérée, mais aussi d'espèces endémiques**. L'arbre le plus représentatif du domaine climatique méditerranéen est ***Quercus ilex***, dont la rusticité lui permet de supporter la sécheresse estivale et de s'étendre dans tout le bassin. Sur les marges supra-tropicales, il se mêle à *Quercus f.c.,* à d'autres feuillus (genres *Platanus*, *Populus* et *Castanea*) mais surtout aux conifères, qui tiennent une place importante dans les écosystèmes méditerranéens. Le plus répandu est le **Pin d'Alep** (*Pinus halepensis*), qu'il est impossible de distinguer parmi tous les *Pinus* des assemblages polliniques. Il affectionne les climats chauds et secs (PANN < 700 mm/an), qu'il retrouve préférentiellement dans le bassin oriental, même si aujourd'hui il a également envahi toute la partie occidentale, en compagnie de *Pinus pinaster* ou *Pinus pinea*. En montagne méditerranéenne, l'étagement de la végétation varie globalement en fonction de la situation géographique des massifs :

- Au nord du bassin se localisent les formations autochtones jusqu'à l'étage collinéen, surmontées par les feuillus « tempérés » (*Quercus f.c*. et *Castanea*) puis, à partir de 1 000 m d'altitude, par des espèces du genre *Fagus*, *Pinus* ou *Abies*, en fonction de l'exposition, de l'altitude et de la nature des sols ;
- Au sud du bassin, les espèces méditerranéennes occupent tous les niveaux. *Quercus suber* et *Quercus ilex* s'étendent à tout l'étage inférieur alors qu'à partir de 1 700 m d'altitude, la végétation se compose de variétés de *Quercus*, *Cedrus*, *Juniperus* et d'arbustes qui supportent mieux le froid et la sécheresse (HUETZ DE LEMPS A., *op.cit*).

À l'est de l'Oural, **la répartition de la végétation est plus simple : elle obéit à une logique strictement zonale**. Du nord au sud peuvent ainsi être distinguées :

- La **toundra** : elle se retrouve depuis le nord de la Scandinavie jusque sur les hauteurs de la péninsule du Kamtchatka ; elle pénètre plus au cœur du continent au nord de la Russie, entre les vallées de l'Ob et de la Léna.
- **L'écotone forêt-toundra,** dont les paysages végétaux demeurent ouverts, même s'ils sont progressivement occupés par des variétés de *Betula*, *Salix* ou *Alnus*.
- La **forêt boréale** (taïga), dominée par *Picea* et *Pinus silvestris*, qui s'imposent au Sud du Cercle Polaire Arctique. En Sibérie, *Picea* est concurrencé par *Abies sibirica* et *Pinus cembra* car il supporte difficilement des températures inférieures à -35°C. *Larix* prend place sur les surfaces recouvertes par le pergélisol, notamment en Yakoutie.
- **La forêt mixte**, au sud des formations de taïga, dans laquelle les **feuillus** apparaissent (variétés de *Carpinus*, *Quercus* ou *Populus*). Il est à noter que le genre *Quercus* se localise essentiellement dans le Sud-Ouest russe et est contraint par l'Oural. Il est également remplacé par *Betula* en plein cœur de la Sibérie.

Les derniers biomes distinctifs dans cette portion de l'Asie sont la **prairie** et la **steppe**. La première se retrouve depuis l'Ukraine jusqu'au sud de la Russie, où elle pénètre de manière discontinue jusqu'en Sibérie. Plus au sud encore, la steppe s'étend jusqu'au pied des montagnes et constitue une formation homogène composée majoritairement d'*Artemisia*.

Cette étude non exhaustive permet cependant de dresser un référentiel taxonomique actuel (**fig.34**), nécessaire pour analyser, de manière analogique, la dynamique des paysages végétaux eurasiatiques pendant le Tardiglaciaire.

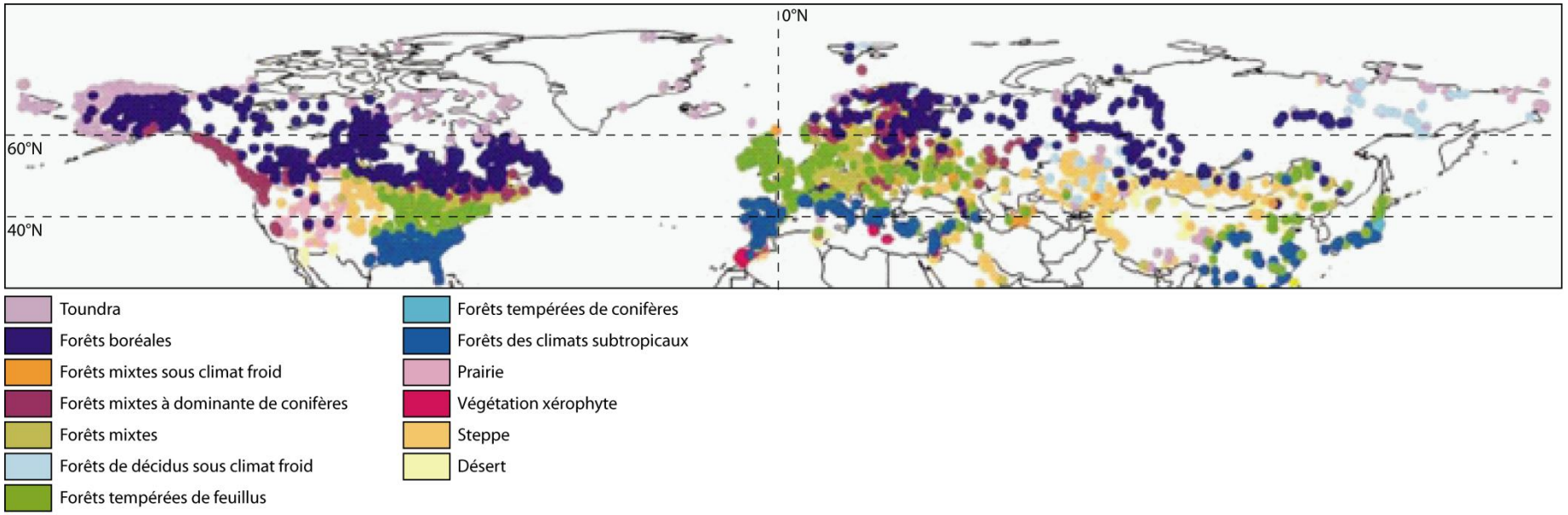


Fig.34 : Répartition des biomes dans l'Hémisphère Nord à l'Actuel.

Source : PRENTICE I.C. *et al*, (2000)

Réalisation : © SOTO D. (2010)

La géovisualisation des biomes ci-dessus a été produite par PRENTICE I.C. et al, (2000), suite à une campagne d'échantillonnage pollinique à la surface, préalable à une reconstitution paléoclimatique par analogie. La classification des taxons dans les catégories de biomes indiquées en légende a été faite par regroupement de PFT (Annexe n°3). Elle permet de disposer d'une carte de végétation globale très proche de la réalité physique, mis à part dans certaines régions où l'échantillonnage pollinique a été rendu difficile en raison des conditions climatiques (Sibérie, Russie orientale).

3.2. Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie avant le réchauffement du Bølling (GI-1e)

Afin d'optimiser la qualité informative des cartes, il a été convenu que seuls les **sites fiables** et **assez fiables** devaient être retenus, selon la terminologie adoptée dans cette étude. (*Annexe n°1*). La géovisualisation des données a permis d'établir une série de cartes de végétation, comparables à celles réalisées sur l'Amérique du Nord, d'un point de vue aussi bien sémiologique que scalaire. La première période étudiée inclut les premiers millénaires du Tardiglaciaire würmien jusqu'au réchauffement du Bølling.

3.2.1. Dynamique de la végétation entre 15 et 13 ^{14}C ka BP.

Il apparaît comme manifeste que **la couverture végétale se répartit de manière inégale sur l'ensemble du continent** (**fig.35a**, **36a**, **37a** et **38a**). Plusieurs raisons sont à l'origine de ce phénomène :

- **L'ampleur de la superficie occupée par la calotte glaciaire** (SIEGERT M.J., 2001 ; SIEGERT M.J. & DOWDESWELL J.A., 2004 ; SVENDSEN J.I. *et al*, 2004). Pendant le DMG et le début du Tardiglaciaire, l'inlandsis recouvre l'intégralité de la péninsule scandinave mais déborde aussi sur les mers épicontinentales (Mer du Nord, Mer Baltique) et les plaines nord-eurasiatiques :
    - depuis la Hollande jusqu'à la péninsule du Taïmyr, en ce qui concerne sa limite d'extension méridionale. En revanche, ni la presqu'île d'Iamal en amont du golfe de l'Ob (FORMAN S.L. *et al*, 1999) ni les bords de l'actuel fleuve Petchora (TVERANGER J. *et al*, 1995), qui se jette dans la mer de Barents, n'ont été englacés. Ces observations ont donc obligé à contraindre l'extension méridionale de l'inlandsis à la latitude 70°N au sud des mers de Barents et de Kara.
    - depuis la Mer de Norvège jusqu'à la péninsule du Taïmyr, en ce qui concerne sa limite d'extension septentrionale. L'inlandsis s'est étendu sur les mers de Barents et de Kara, en englobant le Spitzberg, la Terre François-Joseph ainsi que les archipels de Nouvelle-Zemble et de Severnaïa Zemlia.

  La calotte est elle-même constituée de plusieurs éléments actifs, en l'occurrence les dômes de glace britannique, fennoscandien et eurasiatique plus ou moins coalescents au cours du Tardiglaciaire : ils forment une vaste barrière de glace épaisse de 2 à 3 000 mètres. (FRENZEL B. *et al*, 1992), dont le barycentre est localisé au dessus du golfe de Botnie (SIEGERT M.J., 2001). Il est à noter l'inlandsis eurasiatique ne s'est pas formée spécifiquement pendant le DMG ou le Tardiglaciaire : il résulte d'un processus d'accumulation commencé il y a 160 000 ans, qui a atteint trois phases de paroxysme, respectivement entre 160 et 130 ka (glaciation du Saalien), mais aussi entre 90 et 80 ka, 60 et 50 ka, et entre 20 et 15 ka cal BP (SIEGERT M.J., *op.cit* ; SVENDSEN J.I. *et al*, *op.cit*). **La période étudiée correspond à la déglaciation de l'inlandsis, qui commence dès qu'il atteint**

son extension maximale. Ce sont les marges septentrionales maritimes et littorales qui sont les premières à disparaître, en partie à cause du **relèvement progressif du niveau de la mer**, consécutif au processus de déglaciation (LAMBECK K., 1993b ; VORREN T.O. *et al*, 1998). Ainsi, à partir de 16 000 cal BP, seuls demeurent deux culots de glace en Europe occidentale (**fig.38 à 41**). Progressivement, le barycentre de l'inlandsis se déplace à l'Ouest du Golfe de Botnie.

- **Les facteurs climatiques et édaphiques**, dont la nature et l'influence seront déterminées par la suite.

- **Les limites fonctionnelles de ce travail**, en l'occurrence :
    - **Une inégale répartition spatiale des sites d'étude** (**fig.7**). La densité des sites est hétérogène sur l'ensemble du continent : elle est ainsi très élevée en Europe occidentale et en Europe centrale, dans des zones planes où se concentrent de nombreuses étendues d'eau, alors qu'elle est plus faible en Russie. Les raisons sont multiples à la fois :
        - **d'ordre bioclimatique**, lié à l'extension passée et présente du pergélisol (**fig.62**), pratiquement jusqu'à la latitude 45°N en Sibérie centrale, qui a empêché le piégeage des grains de pollen dans des formations lacustres pérennes ;
        - **d'ordre fonctionnel** : l'inégale répartition des sites n'est pas liée à l'intégration incomplète des localités d'étude, comme en Amérique du Nord, puisque tous les sites des bases de données eurasiatiques ont pu être inclus dans le SIG. Il s'agit donc ici d'une limite fonctionnelle, qui a empêché de procéder à une analyse spatiale homogène de l'évolution bioclimatique du continent pendant le Tardiglaciaire. Par conséquent, il faut être conscient que l'impression d'inégale répartition de la végétation est amplifiée, sans que la cause en soit forcément naturelle.
    - **La non-publication systématique des fichiers « *Top 15* »** (*Annexe n°4*) dans les bases de données polliniques. Ce constat est valable pour une grande majorité des sites européens mais aussi pour certains sites russes. Sans ce type de documents, il est impossible de disposer des pourcentages de présence et/ou d'abondance des quinze principaux taxons par site d'étude et donc de reconstituer efficacement la dynamique de la végétation. Seuls les fichiers «*Complete Data* » peuvent dans ce cas être utilisés, mais ils ne conviennent qu'à un seul usage : le comptage des CIS (**tab.4**).
    - **La période couverte par les sites**, **très inégale pour le Tardiglaciaire würmien.** La majorité des sites propose une chronologie limitée aux 11 000 dernières années alors que la période étudiée débute voici 17 000 ans. L'amplitude temporelle de l'information est donc limitée, notamment au début du Tardiglaciaire. De plus, **certains sites européens et russes n'ont pas bénéficié de l'application d'un modèle âge/profondeur**. Sans ce modèle, le comptage seul des grains selon la profondeur de la carotte n'est pas utile. Il s'agit là d'une perte considérable d'informations pour cette étude, à laquelle il convient de remédier en cherchant de nouvelles sources de données (nouvelles bases électroniques, littérature).

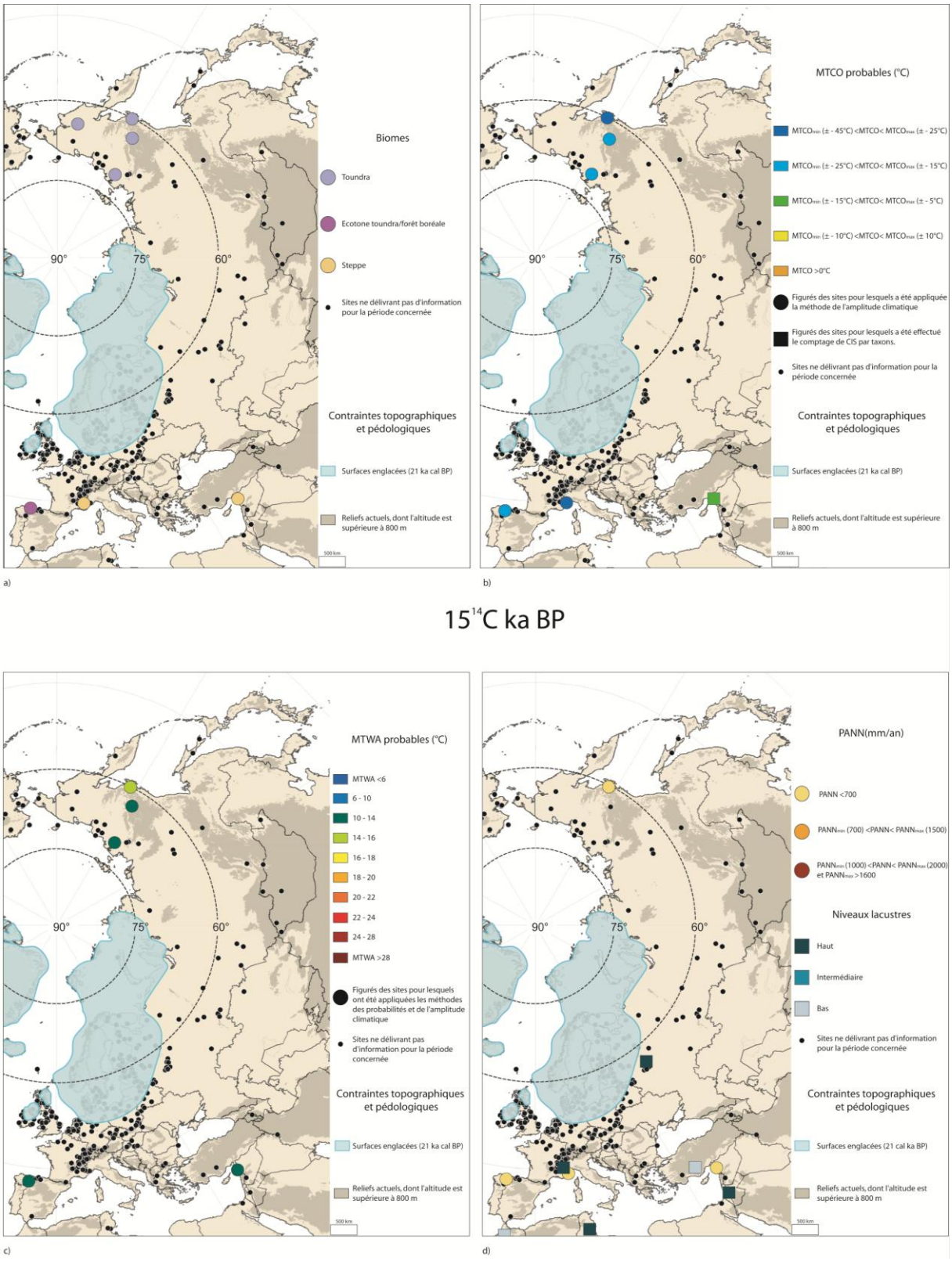


Fig.35 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (15 000 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques : WDCP ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; *FSUM Lake Level Database*, *European Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : programme international de recherche QUEEN.

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

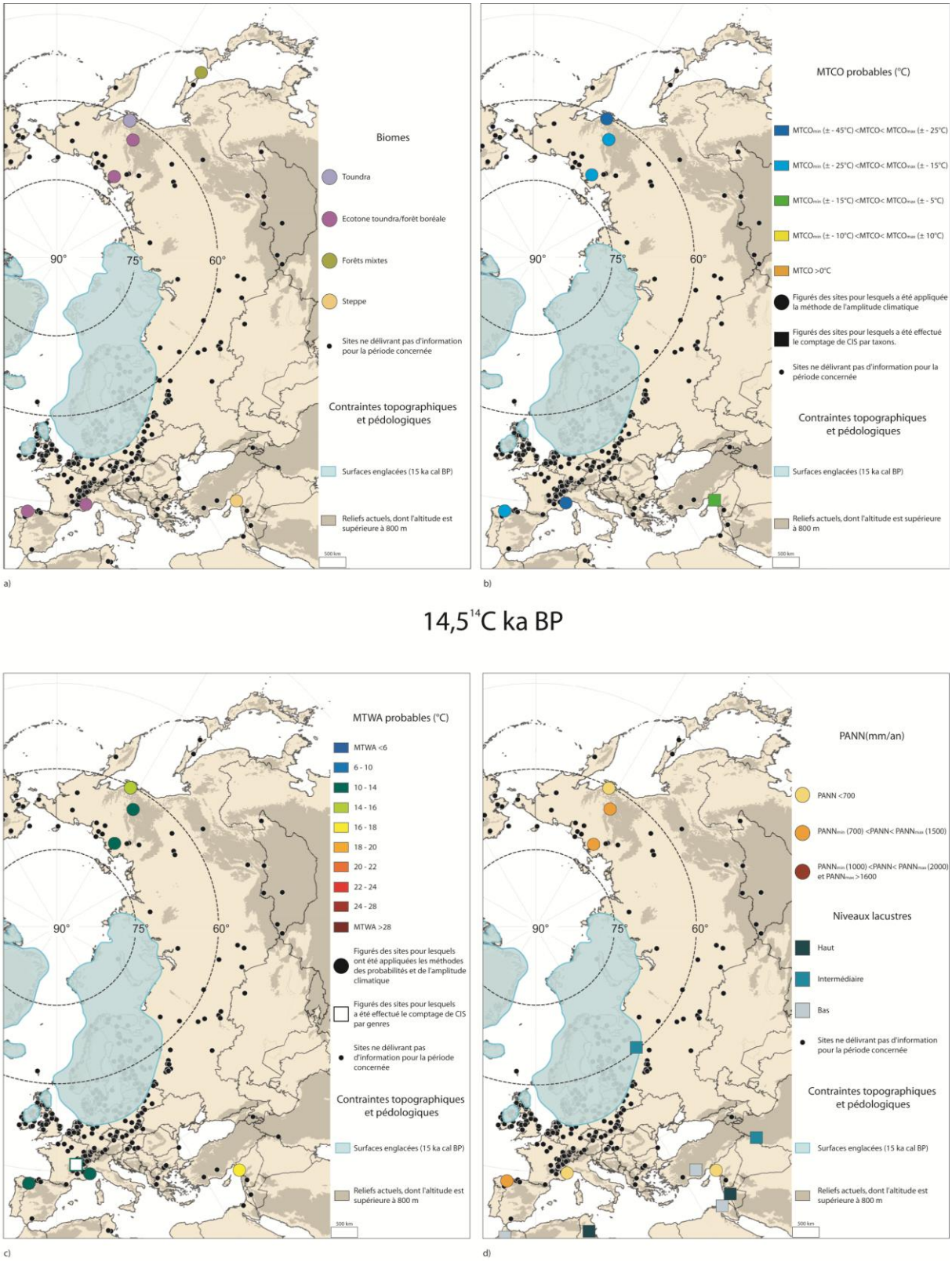


Fig.36 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (14 500 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques : WDCP ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; *FSUM Lake Level Database*, *European Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : SIEGERT M.J. (2001).

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

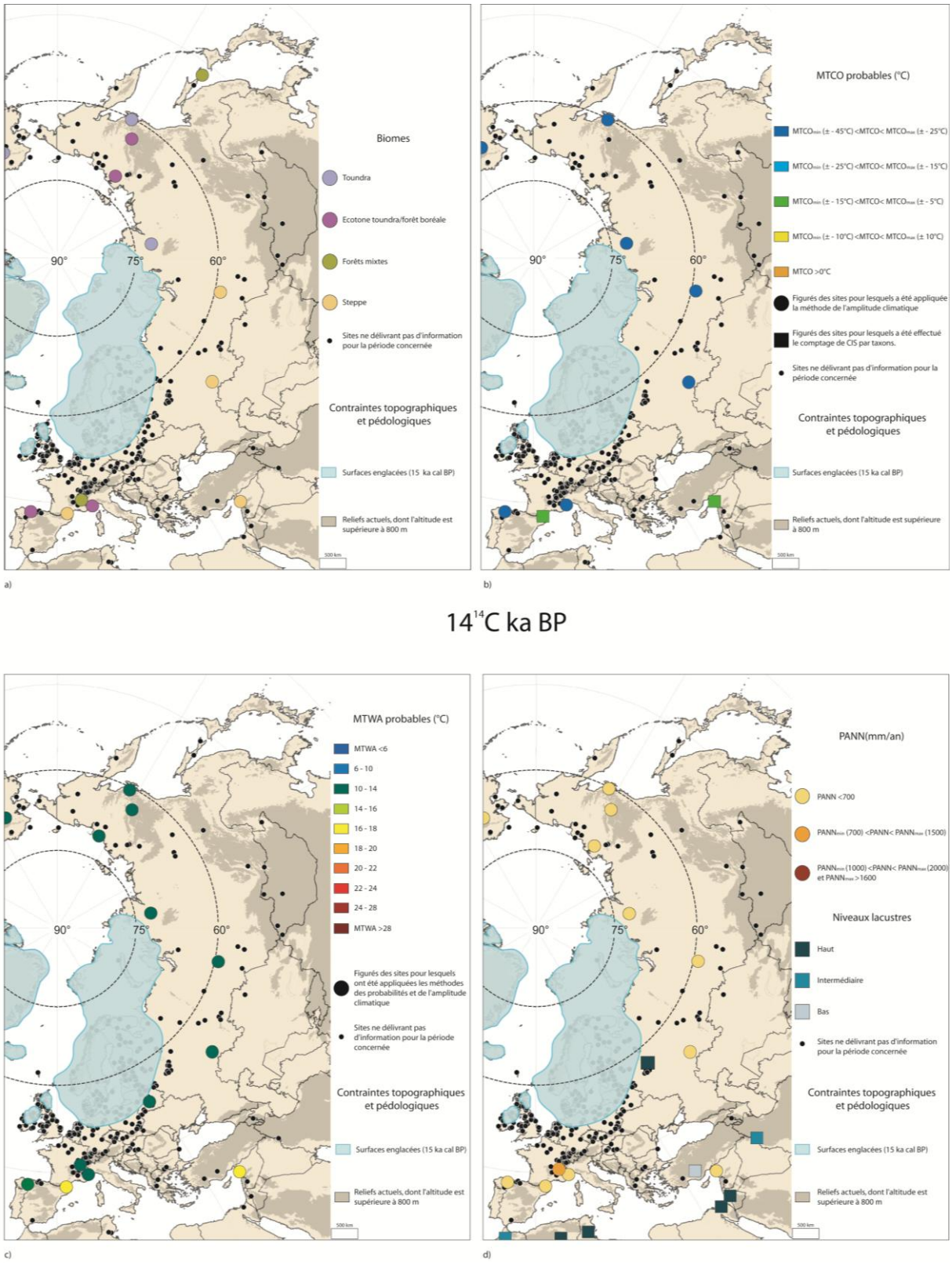


Fig.37 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (14 000 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques : WDCP ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; *FSUM Lake Level Database*, *European Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : SIEGERT M.J. (2001).

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

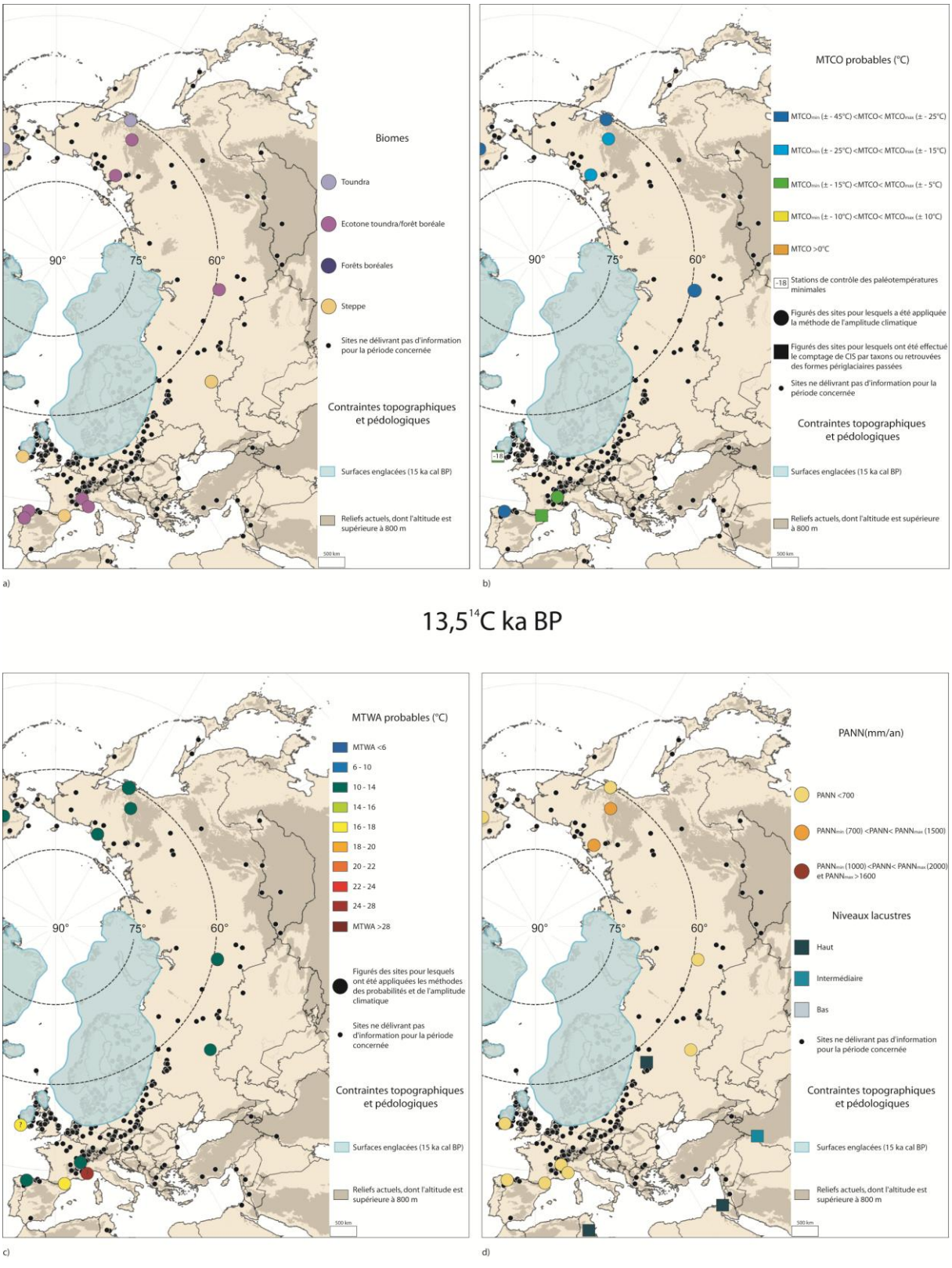


Fig.38 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (13 500 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques : WDCP ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; *FSUM Lake Level Database*, *European Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : SIEGERT M.J. (2001).

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

Le début du Tardiglaciaire demeure assez méconnu en Europe et en Asie, **comme l'atteste le faible nombre de sites recensés**. La synthèse des données utilisées dans cette thèse confortent l'idée selon laquelle **la colonisation végétale est au « point mort » dans de nombreux sites européens entre 15 000 et 13 000 ^{14}C BP.** Seuls les steppiques se démarquent clairement dans les assemblages polliniques. Ainsi, au Sud-Ouest de l'Irlande, à *Tory Hill** (O'CONNELL M. *et al*, 1999), la présence d'*Ephedra* suggère l'établissement d'une steppe froide, qui se retrouve également en plein cœur du Bassin Parisien à *Famechon** (EMONSTPOHL A.F. & VERMEERSCH D., 1991), à *Conty** (ANTOINE P. *et al*, 2002) dans la Somme, mais aussi à *Warluis* (COUTARD S. *et al*, 2010) dans l'Oise. La steppe se retrouve également sur les versants occidentaux du Massif Central (VERGNE V., *op.cit*), occupés par *Artemisia* et des poacées. Cette steppe est peuplée ponctuellement par quelques arbres, tels que *Betula* ou *Salix*. Plus au sud, le constat est le même. À *la Balme de Thuy** ou à *Saint Thibaud de Couz**, situés à l'étage collinéen des Préalpes françaises du Nord, les données polliniques révèlent une domination écrasante des steppiques qui trouvent dans l'omniprésence des conditions froides et sèches un climat optimal pour leur développement (THIEBAULT S. & BINTZ P., 1997).

Ce constat est partagé dans la littérature si bien qu'on peut parler de « temps zéro », comme le fait VERGNE V. (1991) pour décrire l'état de la végétation immédiatement après le DMG. En Europe occidentale, la végétation arborescente ne se développe qu'à proximité des refuges qu'elle a trouvés dans la péninsule ibérique, les Alpes du Sud ou le bassin méditerranéen oriental (DE BEAULIEU J.L., 1991 ; HUETZ DE LEMPS A., 1994). Les paysages végétaux sont donc très ouverts dans les plaines et les collines européennes avec l'établissement d'une steppe claire, dominée par *Artemisia*, au sein de laquelle ne se démarquent que quelques ligneux héliophiles (*Juniperus, Betula, Alnus, Salix*).

Malgré la domination d'une strate herbacée à caractère steppique dans les paysages végétaux, certaines localités de moyenne altitude attestent d'une présence plus importante des arbres, parmi lesquels :

- *Pinus silvestris*[78] à *Chalain**, dans le Jura (RICHARD H. & BEGEOT C., *op.cit*) ou à *Selle di Carnino** dans les Alpes ligures (DE BEAULIEU J.L., 1977) ;
- *Betula* à *Rascaño** dans les Cantabriques (BOYER-KLEIN A., 1984) ;
- *Fraxinus*, *Ulmus*, *Tilia* et *Carpinus* dans les Préalpes françaises, comme c'est le cas à *Saint Thibaud de Couz** ;
- *Quercus f.c.* dans le Massif du Mercantour, la Haute vallée de la Durance (DE BEAULIEU J.L., 1984) et les Alpes ligures (DE BEAULIEU J.L., 1977).

[78] Selon H. RICHARD et C. BEGEOT (2000), la présence de *Pinus* à *Chalain* peut s'agir soit d'une réalité écologique, soit d'une erreur d'interprétation palynologique liée à une forte dissémination des pollens de pins en milieu ouvert (BARTHELEMY L., 1985).

Dans le **bassin méditerranéen**, seul le site de *Ghab** en Syrie (BOTTEMA S., 1997[79]) est exploitable : il indique également la présence d'une steppe plutôt dominée par *Ephedra*.

En Eurasie, à l'Est de l'Oural, les données sont également très disparates. Les sites sur lesquels s'appuyer sont rares et se concentrent plutôt en Sibérie orientale, où dominent, dans un premier temps, la toundra puis la « forêt-toundra », au sein de laquelle s'immiscent *Betula* et *Alnus*. En Sibérie centrale, l'extension du pergélisol repousse le développement de la végétation au-delà de la latitude 60°N. C'est le cas à *Entarnoye** (ARKHIPOV S.A. *et al*, 1980) où s'établit une steppe claire, qui s'enrichit de ligneux seulement vers 13 500 ^{14}C BP. L'abondance d'*Artemisia* entre 14 000 et 13 000 ^{14}C BP au lac *Pobochnoye*, à la frontière entre la Russie et le Kazakhstan (KREMENTESKI C.V. *et al*, 1999) laisse d'ailleurs penser que **la steppe était omniprésente depuis la Sibérie jusqu'en Europe orientale** pendant tout le début du Tardiglaciaire.

L'interprétation des données et la synthèse bibliographique suggèrent que la période tardiglaciaire s'inscrit clairement dans la continuité du DMG en Europe si bien que **la transition entre les deux épisodes climatiques est indécise dans de nombreuses chronostratigraphies européennes**, comme celle de *Cerin**, dans le massif jurassien[80], où il est encore difficile de dater avec précision l'occurrence du Dryas Ancien (RICHARD H. & BEGEOT C., 2000). De ce fait, certains géophysiciens hésitent encore à intégrer cette période pendant le DMG ou le Tardiglaciaire (VAN GEEL B. *et al*, 1989 ; HOEK W., 1997).

3.2.2. Variabilité spatio-temporelle des domaines climatiques entre 15 et 13 ^{14}C ka BP

Selon le petit nombre de données disponibles pour cette période (**fig.35** à **38**), il semble que, sur l'ensemble de l'aire étudiée, un climat froid et sec ait prévalu, caractérisé par des **températures hivernales très basses**, **généralement inférieures à -15°C en Europe et à -25°C en Sibérie**. **Les étés sont froids et dépassent 14°C seulement dans le bassin méditerranéen**. Toutefois, la présence d'*Ephedra* (> 5 %) autorise à penser que les valeurs de MTWA pouvaient être supérieures à 16°C dans certains sites méridionaux, comme à *La Borde**, dans le Sud-Ouest français (REILLE M. & LOWE J.J., 1993) ou *Ghab** en Syrie (BOTTEMA S., 1997) selon la méthode de l'amplitude climatique (FAUQUETTE S. *et al*, 1998b).

[79] Contribution non publiée de S. BOTTEMA à l'*European Pollen Database*.

[80] Trois hypothèses suggèrent un englacement tardif du site jusque vers 18 000 ^{14}C BP. Dans ce cas, le Dryas Ancien aurait pu débuter vers 16 500 ^{14}C BP. Deux autres alternatives suggèrent une déglaciation précoce (21 500 ^{14}C BP), faisant comment le Dryas Ancien vers 18 500 ^{14}C BP.

Les indications cartographiques, sur lesquelles est apposé un point d'interrogation (**fig. 39c**), révèlent les limites des techniques utilisées de quantification. Ainsi, ce n'est pas parce que la présence de *Pinus* dépasse 60% à de nombreuses reprises pendant le Dryas Ancien ou le début du Bølling, comme c'est le cas à *Selle di Carnino** dans les Alpes ligures (DE BEAULIEU J.L., 1977), que les valeurs moyennes de MTWA oscillent réellement entre 24 et 28°C, comme indiqué sur la figure. Il s'agit là d'un biais méthodologique d'autant plus apparent lorsque les données sont peu nombreuses pour infirmer ou confirmer des valeurs inférées. Un grand scepticisme survient également quant à la valeur de 16°C atteinte en été à *Tory Hill** au Sud-Ouest de l'Irlande (O'CONNELL M. *et al*, 1999) déduite de la seule présence d'*Ephedra*.

Si la reconstitution des paléotempératures laisse planer un doute sur certaines valeurs, il n'en est pas de même concernant les précipitations. Les données polliniques révèlent sans ambiguïté **qu'un climat sec caractérise l'Europe au début du Tardiglaciaire**. Les précipitations moyennes sont inférieures à 700 mm/an sur le continent eurasiatique pendant plus de 2 000 ans, à quelques exceptions près lorsque l'arbre fait son apparition (*Betula*). Les données de niveaux lacustres se font rares : ils sont élevés à l'ouest de l'actuelle Russie (site de *Kubenskoe**), mais aussi, de manière remarquable au sud du bassin méditerranéen notamment à partir de 14 000 ^{14}C BP.

La confrontation des résultats présentés ci-dessus avec des travaux déjà publiés met en avant leur concordance, malgré la disparité et la rareté des données utilisées. Ainsi, selon l'approche couplée de H. RENSSEN et R.F.B. ISARIN (2001), la température du mois le plus froid, inférée grâce à la localisation de modelés périglaciaires fossiles et/ou simulée selon un modèle climatique (**fig.39**), augmente logiquement selon un gradient N-S :

- Au nord de la latitude 55°N, les valeurs de MTCO sont inférieures à -25°C, aussi bien celles interprétées à partir des données que celles déduites de la sortie de modèle ECHAM-4. Elles avoisinent même -40°C dans le domaine arctique.
- Entre 55° et 50°N (Grande-Bretagne puis de la Hollande à la province polonaise de *Pojezierze Mazurski*), les températures hivernales sont inférieures à -20°C. Cela coïncide approximativement avec les valeurs reconstituées dans le Sud-Ouest de l'Irlande à partir des CIS.
- Entre 50° N et 45° N, les températures ne dépassent pas - 15°C.
- Au sud de 45°N, les MTCO ne sont plus directement quantifiables à l'aide de la seule position des systèmes morphogéniques périglaciaires, puisque le pergélisol ne s'étend pas pendant le Tardiglaciaire au sud de cette latitude (VAN VLIET-LANOË B., 1991). En se référant aux sorties du modèle ECHAM-4 (**fig.42b**), H. RENSSEN et R.F.B. ISARIN ont estimé que les valeurs moyennes des MTCO demeuraient positives au nord du 45ème parallèle.

Le gradient thermique est donc particulièrement élevé aux latitudes tempérées, notamment entre 50 et 45°N, en accord avec les quantifications proposées. **La distribution de la température du mois**

le plus chaud (fig.39c), quantifiée par H. RENSSEN et R.F.B. ISARIN grâce aux CIS polliniques, permet de visualiser le même gradient, le long duquel les valeurs de MTWA passent de 11 à 17°C, selon les données polliniques. Selon le modèle ECHAM-4, les températures estivales sont très froides (MTWA < 5°C) en Mer de Norvège et sur l'inlandsis. En revanche, elles s'élèvent aux latitudes tempérées. Elles atteignent ainsi :

- 15°C dès la latitude 52°N ;
- 20°C au 45ème parallèle, hormis dans le bassin méditerranéen occidental, où les valeurs atteignent 25°C;
- 25°C au sud de la latitude 40° N.

La confrontation des résultats avec ceux de H. RENSSEN et R.F.B. ISARIN (2001) permet donc d'apprécier une certaine concordance entre les deux reconstitutions, même si les valeurs calculées par le modèle ECHAM-4 demeurent supérieures à celles obtenues à partir des proxies biotiques et abiotiques, aussi bien les nôtres que celles des deux chercheurs néerlandais. Ces derniers partagent d'ailleurs le même constat et suggèrent de modérer les quantifications issues du modèle climatique, en soulignant sa sensibilité excessive à la croissance de l'insolation estivale pendant la période. Cela générerait automatiquement des températures estivales trop élevées par rapport à la réalité des données paléoenvironnementales**.**

Le début du Tardiglaciaire eurasiatique, tel qu'étudié dans le cadre de cette thèse, se démarque donc nettement de son homologue américain par l'homogénéité et la rigueur des conditions climatiques établies. Les températures des surfaces continentales sont froides (MTCO < -15°C et MTWA <14°C au nord de la latitude 45°N) et les précipitations faibles (< 700 mm/an). Ces conditions ne profitent qu'à la steppe, peuplée par *Artemisia*, *Poaceae*, puis par *Juniperus* vers 13 000 ^{14}C BP. Le domaine méditerranéen se caractérise par des températures plus élevées (MTWA >16°C) et par un climat qu'on suppose plus arrosé, particulièrement sur les pourtours du continent africain, en accord avec les travaux de P. ROGNON et G. COUDE-GAUSSEN (1996) sur la frange littorale marocaine.

Les données ne permettent cependant pas de procéder à une analyse pertinente de la variabilité temporelle du climat entre 15 000 et 13 000 ^{14}C BP. Les travaux consultés ne renseignent pas davantage sur la question : **le froid et les faibles précipitations semblent être une constante en ce début de Tardiglaciaire**. Seuls les sites à haute résolution du Jura (*Chalain*, *Cerin*) laissent penser à H.RICHARD et C. BEGEOT (2000) que le Dryas Ancien aurait pu être bipartite, rythmé par une phase à *Pinus*, suivie d'un épisode à *Artemisia*, sans toutefois les distinguer clairement. D'autres sites permettent d'identifier des anomalies climatiques plus ou moins prononcées :

- **l'interstade de Lascaux** (18 450 – 15 450 ^{14}C BP) notamment dans l'Ouest et le Sud-Ouest européen. C'est le cas à l'*Abri Fritsch* (Centre-Ouest de la France), où il se manifeste par un pic de

PA, dont des taxons thermophiles parmi lesquels *Pinus pinaster* (LEROI-GOURHAN A., 1967). Dans les Cantabriques, les sites de *Chufin** et de *Rascaño** présentent une signature assez distincte de cet interstade, qui profite notamment à *Corylus*, dont la représentation atteint quasiment 12 % (BOYER-KLEIN A., 1984)

- Le *Pre-Bølling Warming*, déjà observé sur la côte ouest-américaine, qui surviendrait en Europe occidentale entre 14 400 et 13 900 ^{14}C BP à *Arcy-sur-Cure* (RENAULT-MISKOVSKY J. & LEROI-GOURHAN A., 1981) et dans les Cantabriques (BOYER-KLEIN A., *op.cit*).

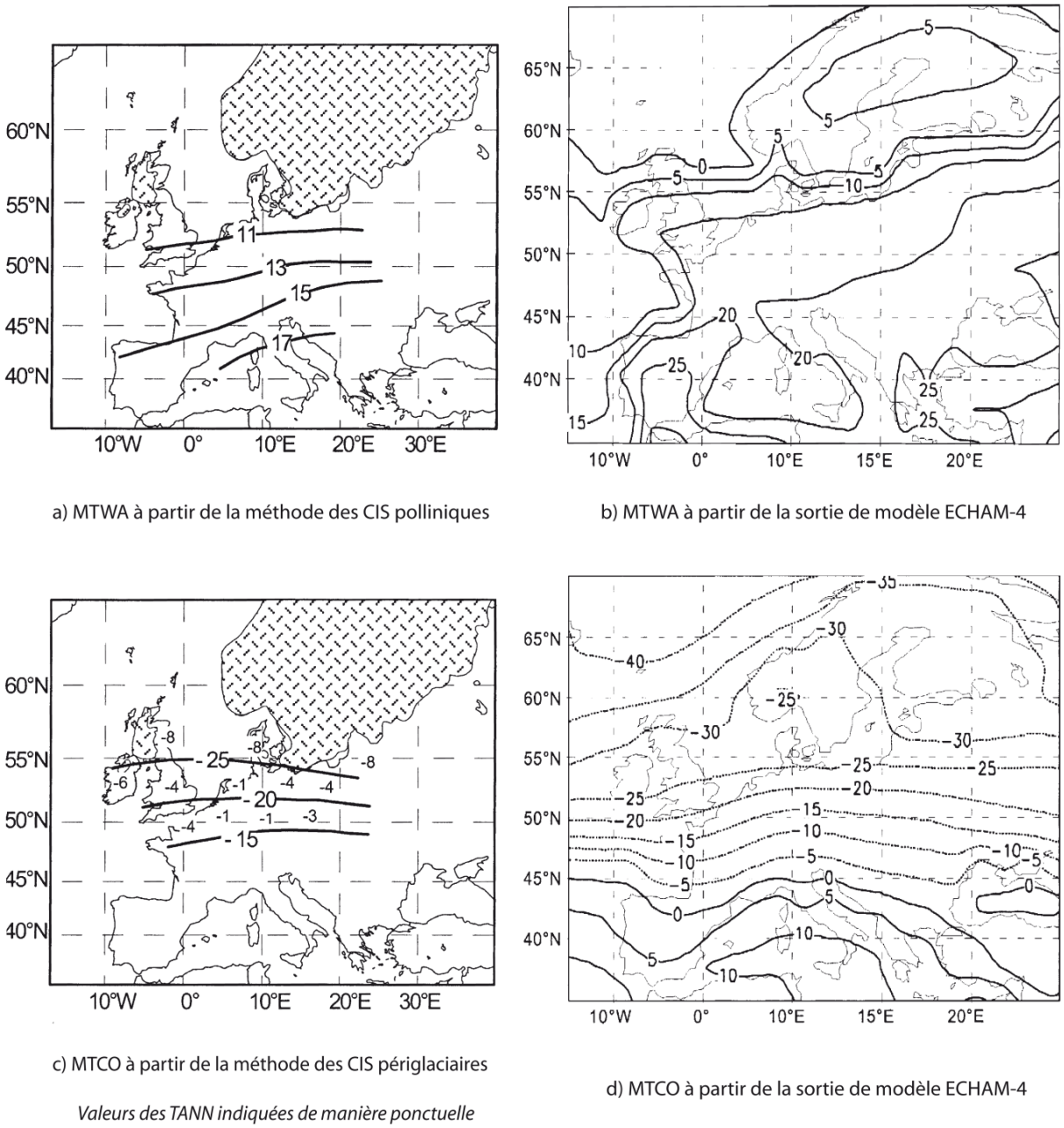


Fig.39 : Températures saisonnières en Europe pendant l'événement GS-2a selon une approche couplant données paléoenvironnementales et sorties de modèle.

Sources : RENSSEN H. & ISARIN R.F.B. (2001)

Réalisation : © SOTO D. (2010)

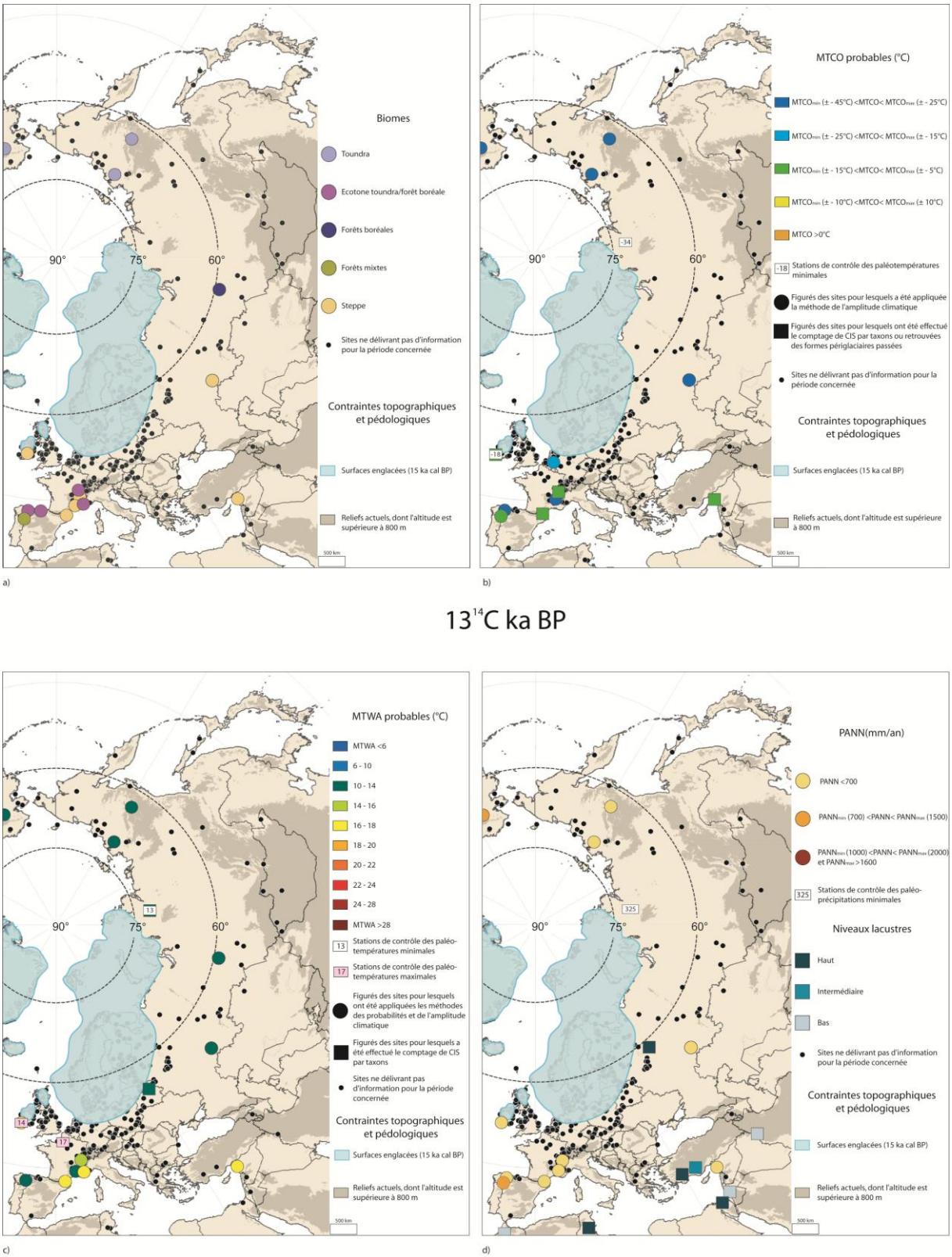


Fig.40 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (13 000 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques : WDCP ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; *FSUM Lake Level Database*, *European Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : SIEGERT M.J. (2001).

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

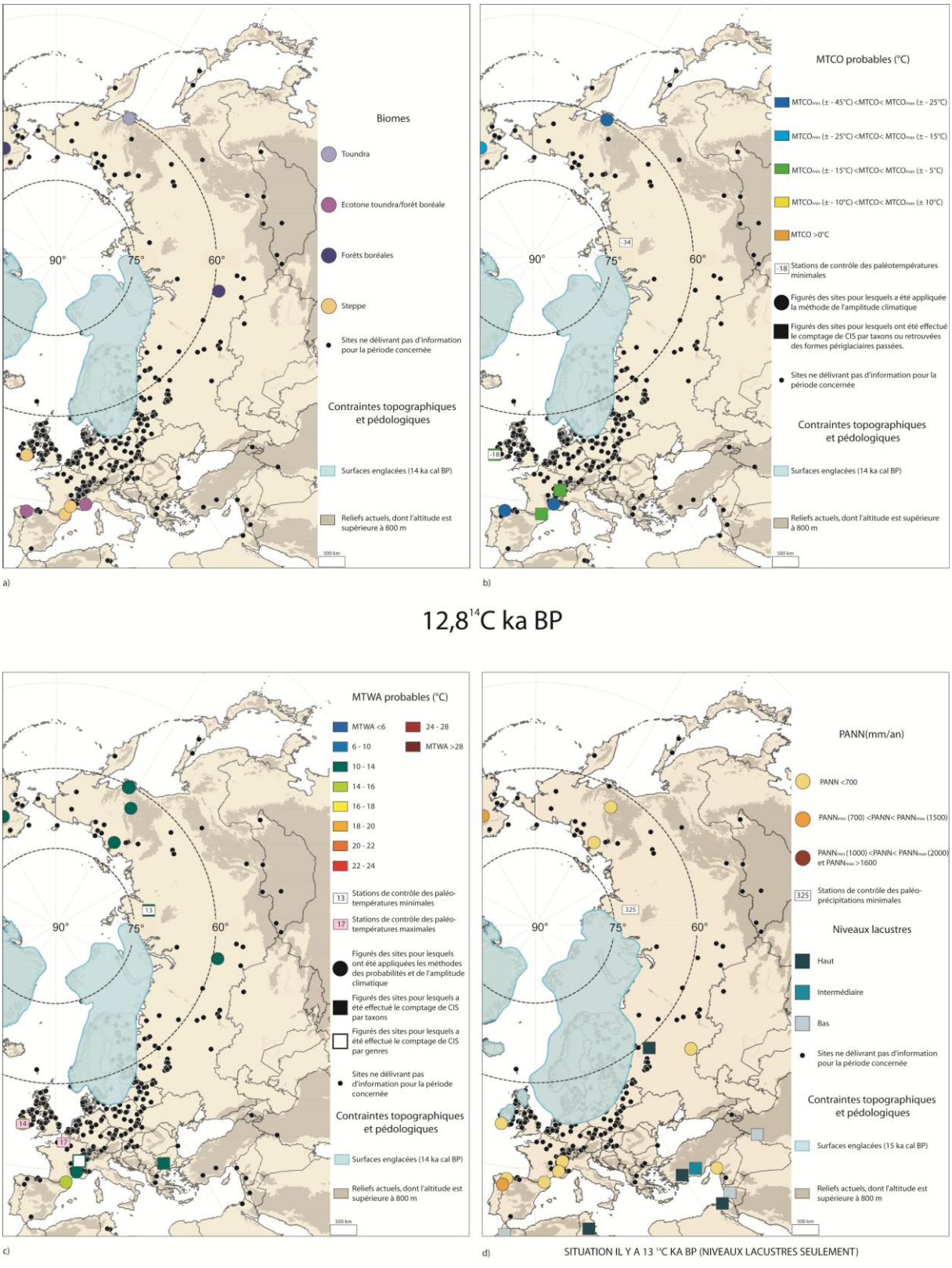


Fig.41 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (12 800 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques : WDCP ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; *FSUM Lake Level Database*, *European Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : SIEGERT M.J. (2001).

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

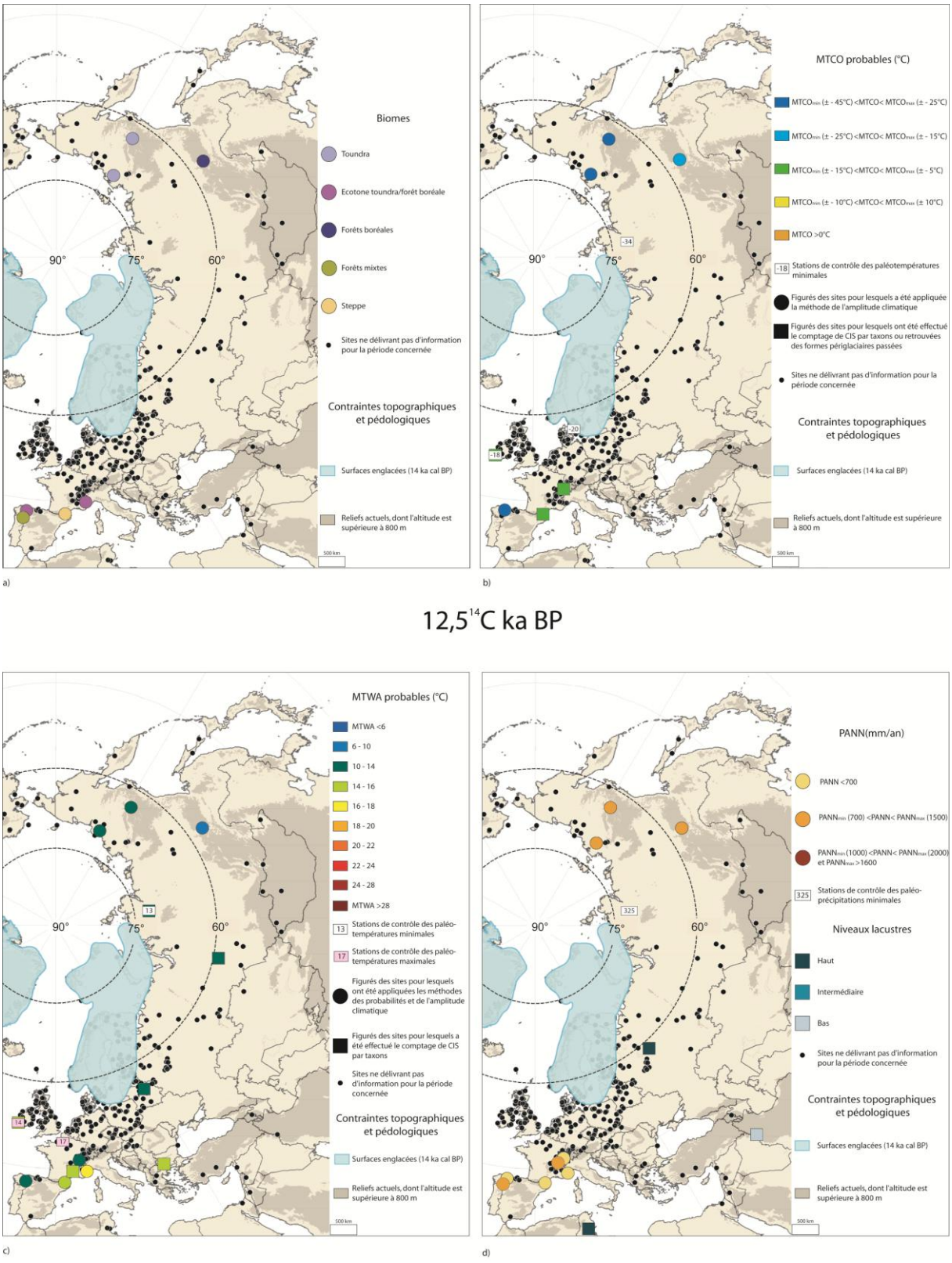


Fig.42 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (12 500 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques : WDCP ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; *FSUM Lake Level Database*, *European Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : SIEGERT M.J. (2001).

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

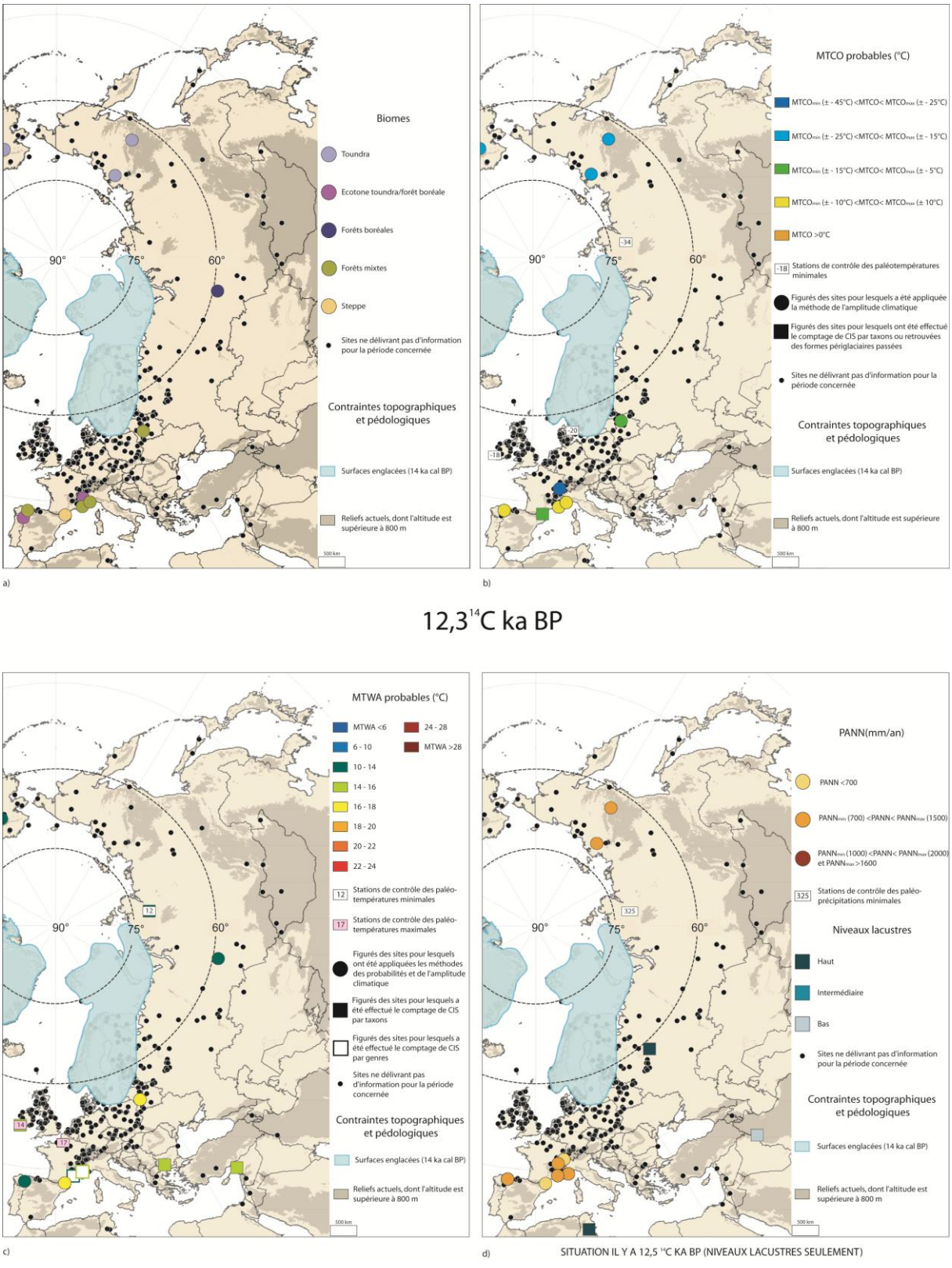


Fig.43 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (12 300 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques : WDCP ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; *FSUM Lake Level Database*, *European Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : SIEGERT M.J. (2001).

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

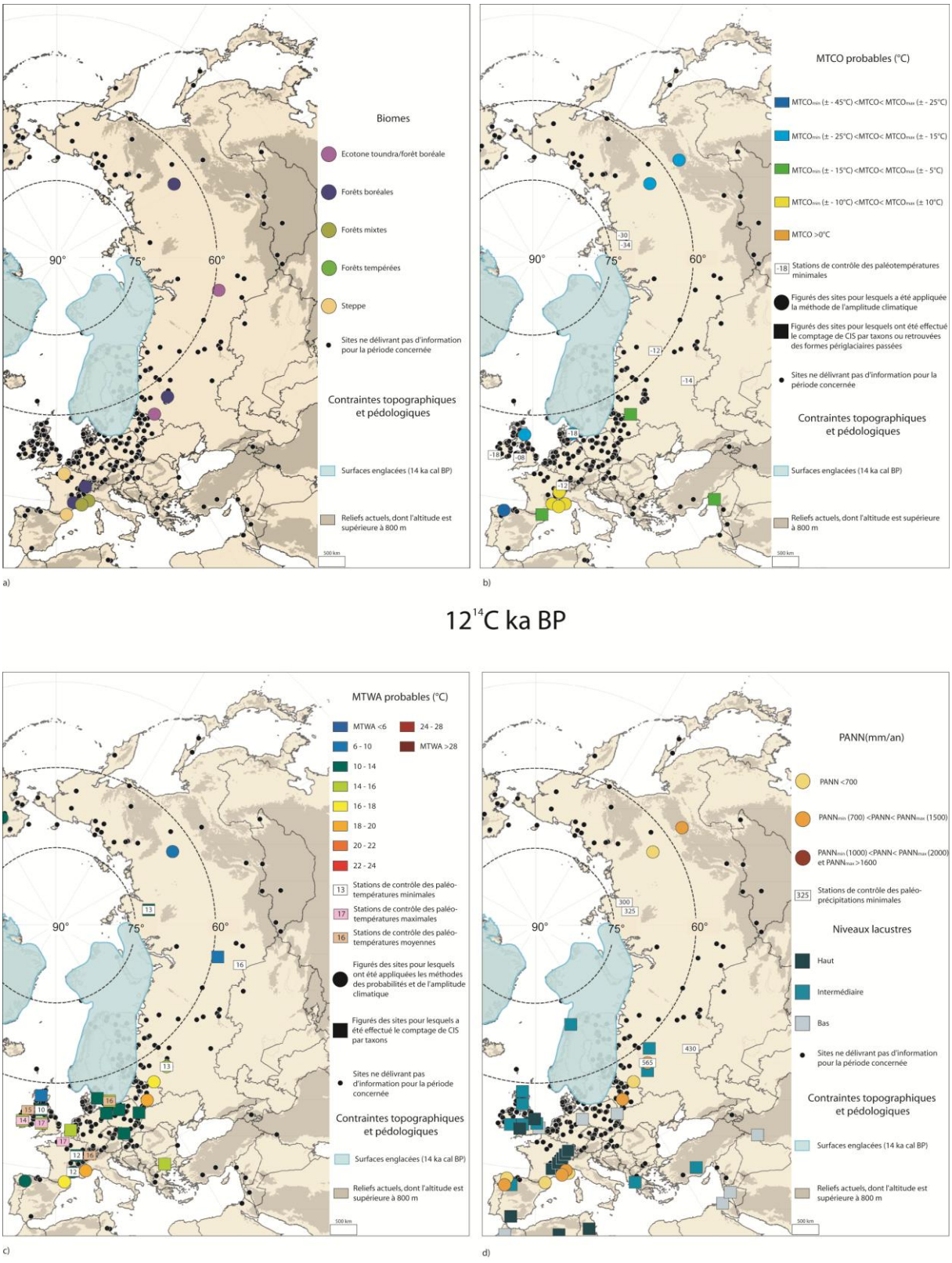


Fig.44 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (12 000 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques et périglaciaires : WDCP, MPDB ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; *FSUM Lake Level Database*, *European Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : SIEGERT M.J. (2001).

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

3.3. Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie pendant l'optimum climatique du Tardiglaciaire

3.3.1. Dynamique de la végétation pendant le Bølling (GI-1e)

L'analyse de la dynamique de la végétation nécessite au préalable de présenter les principales contraintes à son développement, en l'occurrence pour la période étudiée l'étendue des domaines glaciaires et périglaciaires. Pendant l'optimum climatique du Tardiglaciaire, **la déglaciation connaît une accélération**. La géovisualisation des masses de glace pendant le Bølling montre d'ailleurs, par rapport à la situation connue pendant le DMG, **la disparition des dômes de glace écossais et irlandais** dès 13 500 ^{14}C BP (BARTLEY D.D. & MORGAN A.V., 1990), alors que l'inlandsis fennoscandien connaît un repli rapide vers les mers actuelles de Barents et de Kara. **Son centre de gravité se déplace donc progressivement de la mer Baltique au Golfe de Botnie** (Estonie : SEREBRYANNI L. & RAUKAS A., 1967 ; RAUKAS A. *et al*, 1971 ; environs de Novgorod : KVASOV D.D. (1975); SIEGERT M.J. (2001). Ainsi, au début du Bølling, le volume de l'inlandsis a déjà diminué de plus de 30 % par rapport à la situation connue pendant le DMG.

La végétation européenne profite de ce changement bioclimatique pour commencer sa colonisation spatiale. Aux latitudes circumpolaires arctiques, le processus connaît ses prémices. Un début de turfigenèse est observé aux îles Shetland (sites de *Channerwick* et *Clettnadal*), comme le suggèrent HALL *et al* (2004). En Norvège, au lac *Sandvikatn**, le bouleau atteint même son optimum dès 12 900 ^{14}C BP (PAUS A., 1988).

En Europe occidentale, la fonte du pergélisol discontinu offre de nouvelles possibilités pour le développement des végétaux arborescents. Les sites à haute résolution du Jura, comme celui de *Chalain*, attestent de la présence de taxons tels que ***Juniperus*, *Salix*** ou ***Betula***, qui atteignent leur optimum pendant le Bølling (RICHARD H. & BEGEOT C., 2000), *Pinus* faisant son apparition seulement à la fin de l'épisode. Les assemblages polliniques affichent le même profil dans d'autres sites :

- des Préalpes : à *Saint Julien de Ratz** (CLERC J., 1985), à *Saint Thibaud de Couz** (THIEBAULT S. & BINTZ P., 1997) ou au *lac d'Annecy* (DAVID F. *et al*, 2000) ;
- du Massif Central (DE BEAULIEU J.L. *et al*, 1991) : *lac de la Taphanel* (PONEL P. *et al*, 1991).
- des Pays-Bas : W. HOEK (2001) signale le développement de boulaies de plus en en plus fournies sur tout le territoire.

Il se met donc en place un paysage végétal**,** qui s'apparente à **un écotone entre la forêt boréale et la toundra**. Les steppiques, comme *Artemisia*, *Ephedra* ou *Hippophae* demeurent présentes dans les assemblages polliniques, notamment à *Tory Hill** (O'CONNELL M. *et al*, 1999) en Irlande, *La Borde**

(REILLE M. & LOWE J.J., 1993) ou *Suze la Rousse* en France (ARGANT J., 1990). Toutefois, leur abondance diminue progressivement pendant le Bølling pendant que les peuplements végétaux se densifient : sur certains sites périalpins français, la composition des assemblages polliniques (avec une présence entre autres de *Corylus* et de *Populus*) laisse penser que la couverture végétale appartient davantage à la forêt boréale qu'à la « forêt-toundra » (**fig.44a**).

Le domaine nord-méditerranéen se peuple rapidement d'une couverture végétale au sein de laquelle domine une variété de *Pinus*, aussi bien au pied des Cantabriques (BOYER-KLEIN A., 1984) que dans la moyenne et basse vallée du Rhône, dans laquelle se développe également *Quercus* dès 12 700 ^{14}C BP (TRIAT-LAVAL H., 1978 ; DELHON C *et al*, 2010). **Les conditions bioclimatiques sont donc favorables à l'établissement de forêts mixtes,** au sein de laquelle se démarquent *Corylus* ou *Quercus*, comme c'est le cas à *Tito Bustillo*, dans les Cantabriques[81] (BOYER-KLEIN A., *op.cit*), *Beauchamp-Panières* en Provence (LAVAL H. *et al*, 1991), mais aussi à *Selle di Carnino** ou à *Clapeyret** sur les hauteurs des Alpes du Sud (DE BEAULIEU J.L., 1977), où se réfugient des bouquets de *Tilia* vers 12 000 ^{14}C BP .

Les autres sites étudiés en Eurasie sont très disparates et ne permettent pas de procéder à une analyse spatiale détaillée. En Sibérie centrale et orientale, les paysages végétaux demeurent très ouverts : **l'arbre présente des difficultés à s'implanter durablement au sein de la toundra et de la steppe**. À *Entarnoye*,* en Sibérie centrale, les assemblages polliniques permettent de déterminer l'établissement d'une steppe forestière, qui assure une transition vers les steppes d'Europe centrale. Les sédiments du site de *Pobochnoye* (KREMENESTKI C.V. *et al*, 1999), sur les bords de Volga, révèlent d'ailleurs un pic d'*Ephedra* autour de 13 000 ^{14}C BP. On retrouve cependant des peuplements de forêts boréales, bien représentés par *Alnus*, *Betula* et *Picea*, dans la province d'Iaroslav au nord de Moscou (KHOTINSKII N.A., 1984), mais aussi en Sibérie centrale (ARKHIPOV S.A. *et al*, 1980) et en Yakoutie, précisément :

- à *Derput**, où la représentation de *Betula* atteint près de 66 % de la somme pollinique il y a 12 500 ^{14}C BP (ANDREEV A.A. et KLIMANOV V.A., 1991) ;
- à *Khomustakh**, où *Larix* est abondant il y a 12 000 ^{14}C BP (ANDREEV A.A. *et al*, 1989).

3.3.2 Variabilité spatio-temporelle des domaines climatiques pendant le Bølling

La littérature reconnaît le Bølling comme un épisode de réchauffement, d'autant plus marqué qu'il survient immédiatement après le Dryas Ancien sur les surfaces continentales européennes. Selon les données quantifiées et géovisualisées, il se caractérise également par une augmentation relative des températures.

[81] A. BOYER-KLEIN observe la même signature pollinique dans d'autres sites de la péninsule ibérique, en l'occurrence au Portugal, en Andalousie et sur le piémont français des Pyrénées, dans une plus large extension.

Les valeurs choisies pour discriminer les MTCO ne permettent cependant pas de quantifier précisément le changement climatique qui survient. Tout au moins peut-il être constaté qu'en Europe occidentale les températures hivernales moyennes sont supérieures à –15°C. En Sibérie orientale, seule autre unité spatiale pour laquelle il a été possible de procéder à des quantifications, les valeurs de MTCO demeurent très basses, comprises entre -45 et -25°C au début du Bølling puis entre -25 et -15°C à la fin de l'épisode.

Le plus grand nombre de classes de MTWA permet de procéder à une interprétation plus fine du changement climatique pendant l'événement GI-1e. **Les valeurs moyennes des températures estivales mettent en évidence un réchauffement généralisé en Europe,** qui semble s'inscrire selon un gradient thermique Ouest-Est : ce sont d'abord les sites à proximité de l'océan Atlantique, dont *Tory Hill**, *La Taphanel* (PONEL P. & COOPE G.R., 1990) ou *La Borde**, qui enregistrent précocement les valeurs les plus élevées (entre 14 et 18°C). Puis, à partir de 12 300 ^{14}C BP, le réchauffement s'étend sur toute l'Europe depuis la chaîne alpine jusqu'à la Méditerranée orientale (**fig. 43c** et **44c**). En revanche, **la donne est radicalement différente à l'Est de l'Oural** puisque les quantifications réalisées laissent penser que les températures estivales maximales ne dépassent pas 14°C **:** à *Derput**, en Yakoutie du sud, elles demeurent même inférieures à 10°C (ANDREEV A.A. & KLIMANOV V.A., 1991). Seul le site de *Chernikhovo*, en Biélorussie, déroge à la règle : en ce lieu ont pu être interprétées des valeurs de MTWA comprises entre 16 et 18°C il y a 12 300 ^{14}C BP, consécutives à la présence importante de *Pinus* dans l'assemblage pollinique.

Il est intéressant de souligner à quel point les quantifications proposées se révèlent en adéquation avec les valeurs déjà publiées dans la littérature[82], notamment celles de :

- ANDREEV A.A. *et al*, (2002) à *Labaz Lake** (MTCO min ± -34°C et MTWA min ± 13°C, à partir de données polliniques) ;
- JOHNSSON G. (1986) à *V. Sönnarslöv**, en Suède (MTCO min ± -20°C, à partir de données périglaciaires) ;
- O'CONNELL M. *et al*, (1999) à *Tory Hill** (MTCO min ± -18°C et MTWA max < 14°C, à partir de données polliniques) ;
- GANDOUIN E. *et al*, (2005) à *Conty** (MTWA max ± 17°C, à partir de données entomologiques, particulièrement les chironomes).

Les quantifications sont également concordantes avec celles proposées par RENSSEN H. et ISARIN R.F.B. (2001), qui font état d'**une distribution des MTWA selon un gradient thermique N-S**[83] :

- Au nord de 55°N, les températures estivales moyennes ne dépassent pas 13°C selon la méthode du comptage des CIS et 15°C selon le modèle ECHAM-4[84].

[82] Ces valeurs sont indiquées sur les cartes dans des cartouches de couleur blanche ou rose.

[83] Cette logique de distribution latitudinale des températures est complémentaire à la nôtre, qui s'avère plus longitudinale.

- Entre 55 et 43°N**,** le gradient thermique est prononcé puisque les MTWA oscillent entre 13 et 20°C selon les données polliniques et entre 15 et 25°C selon le modèle. Les reconstitutions que nous proposons se rapprochent de ces valeurs même si elles demeurent légèrement inférieures (10-18°C). Cet écart pourrait être lié pour certains sites à l'effet de l'altitude, vu que les quantifications (**fig.39** à **43**) n'ont pas été ramenées au niveau de la mer. Le choix de l'indicateur paléoenvironnemental peut également être évoqué (*cf. ci-dessous*).
- Au sud du 45ème parallèle de latitude Nord**,** les températures estivales dépassent 20°C selon la méthode des CIS et 25°C selon le modèle. Nos résultats indiquent généralement des valeurs plus basses, mais c'est sans compter sur l'altitude de certains sites (Ex : *Lago de Ajo**, 1570 m ; *La Borde**, 1660 m ; *Selle di Carnino**, 1905 m).

Selon l'approche couplée (données paléoenvironnementales/modèle climatique) de RENSSEN H. et ISARIN R.F.B., Le Bølling se caractérise donc par un réchauffement des températures estivales de 3 à 5°C aux latitudes « tempérées » de l'Europe et de 5 à 10°C aux latitudes circumpolaires. Par ailleurs, la distribution spatiale des températures du mois le plus froid (**fig.45c** et **45d**) permet de localiser les valeurs les plus basses sur les mers du Nord et de Norvège, au nord de la latitude 60°N. S'ensuit un gradient de températures de direction NE-SO, selon lequel l'Europe « tempérée » connaît des MTCO comprises entre -5 et 10°C, comme le confirment les indicateurs abiotiques et biotiques. Le réchauffement est donc d'ampleur puisqu'il peut être chiffré entre 10 et 20°C. Il **est ainsi nettement plus prononcé en hiver qu'en été.**

La reconstitution des précipitations annuelles montre peu de changements par rapport au début du Tardiglaciaire ; entre 13 000 et 12 500 ^{14}C BP peuvent être opposés deux types de régime pluviométrique :

- **Un régime à faibles précipitations annuelles** (PANN < 700 mm/an) **et bas niveaux lacustres**, **en Europe occidentale, en Sibérie centrale**[85] **et orientale ainsi qu'au Proche-Orient ;**
- **Un régime à hauts niveaux lacustres en Méditerranée orientale voire en Europe centrale, inféré cependant à partir d'un nombre restreint de sites.**

[84] Le modèle simule à nouveau des valeurs plus élevées de MTWA que celles inférées grâce aux données paléoenvironnementales.

[85] ANDREEV A.A. *et al*, (2002) ont estimé que les précipitations annuelles à *Labaz Lake**, au sud de la péninsule du Taïmyr, avoisinaient 325 mm/an (figures 43d, 44d, 45d et 46d).

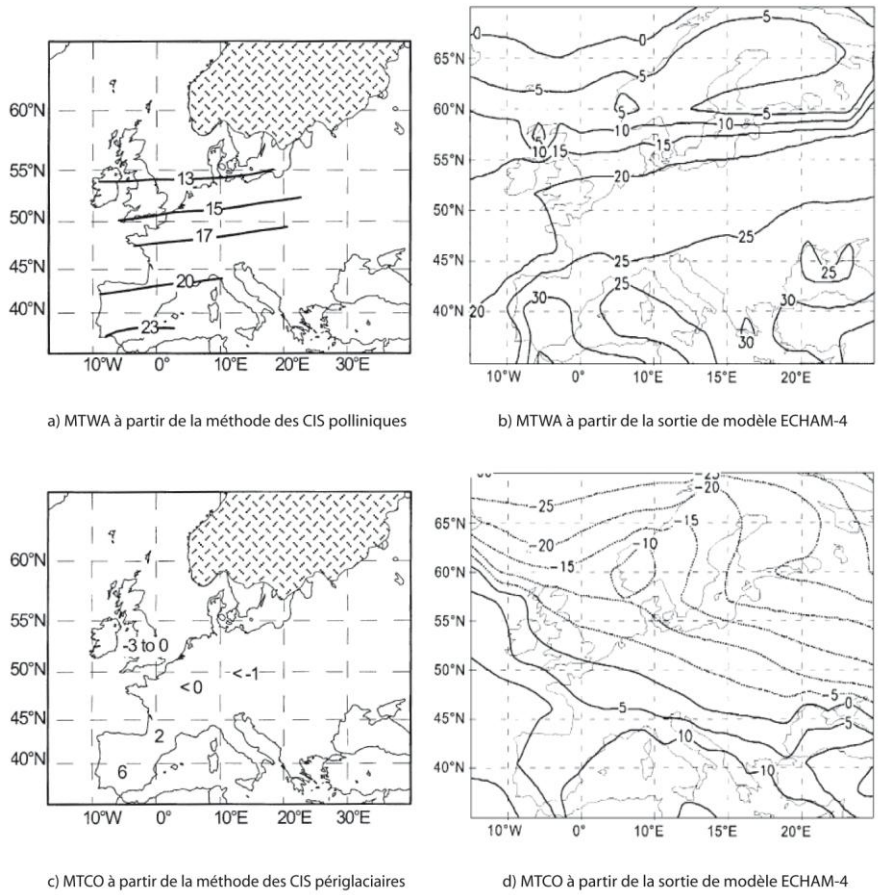


Fig.45 : Températures saisonnières en Europe pendant l'événement GI-1e selon une approche couplant données paléoenvironnementales et sorties de modèle.

Sources : H. RENSSEN & R.F.B. ISARIN (2001)

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

Dès 12 500 ^{14}C BP, la situation bioclimatique évolue en Europe puisque la colonisation de l'espace par les végétaux arborescents, notamment par une variété de *Betula*, implique des précipitations annuelles supérieures à 700 mm/an selon la méthode de quantification de l'amplitude climatique. Ce changement est perceptible dans certains sites (*Lago de Ajo**, *Tito Bustillo*, *Clapeyret**, *Beauchamp-Panières*, *Selle di Carnino**), même si la présence récurrente de taxons tels qu'*Ephedra*, *Artemisia* ou appartenant à la famille des *Poaceae* garantit un climat faiblement arrosé. La littérature précise que les précipitations annuelles ne connaissent pas de changements significatifs, si ce n'est au nord de la Grande-Bretagne et en Scandinavie, où est constatée une hausse de la quantité d'eau précipitée (RENSSEN H. & ISARIN R.F.B., 2001). IVY-OCHS S. *et al*, (2006) ne constatent aucune avancée glaciaire dans les Alpes, contrairement au Dryas Ancien. Ils l'expliquent par des températures estivales trop élevées et par une quantité trop faible de précipitations neigeuses.

La synthèse de nos interprétations et de la littérature révèle que **le Bølling se caractérise comme un épisode de réchauffement climatique particulièrement marqué en Europe occidentale : il coïncide avec une augmentation minimale des températures de plus de 10°C en hiver et de plus de 3°C en été**. En revanche, il est beaucoup moins manifeste dans les autres unités spatiales. Il est difficile d'affirmer avec certitude si cette impression est conforme à la réalité passée des faits ou si elle est provoquée par les limites fonctionnelles de ce travail. Dans les deux cas, des recherches plus approfondies devront être menées. Couplé avec des précipitations annuelles en légère augmentation, l'événement GI-1e, tel que reconstitué par l'ensemble des proxies climatiques, aurait dû contribuer au développement d'une flore arborescente variée, à l'image de ce qui survient en Amérique du Nord. **Pourtant, les paysages végétaux restent encore très marqués par le climat froid et sec qui a sévi pendant le DMG et le début du Tardiglaciaire**. L'arbre se développe progressivement en Europe mais peine encore à s'imposer en Sibérie. Ce **déphasage entre le changement climatique « réel » mieux enregistré par d'autres indicateurs biotiques tels que les insectes** (ATKINSON T.C. *et al*, 1986 ; COOPE G.R. *et al*, 1998) **et le signal pollinique** peut s'expliquer par le temps supplémentaire nécessaire aux végétaux pour coloniser un espace (HOEK W., 2001). **Un autre déphasage est également à constater entre l'enregistrement du Bølling des compositions isotopiques groenlandaises et celui des données paléoenvironnementales**. En effet, GISP2 et NGRIP indiquent que l'optimum thermique survient immédiatement dès 14 700 cal BP. Puis s'ensuit une diminution progressive des températures jusqu'à l'épisode du Dryas Moyen. *A contrario*, les données paléoenvironnementales indiquent une autre tournure de l'événement : les données polliniques intégrées dans le SIG informent que le réchauffement est progressif pendant toute la durée du Bølling. Ce déphasage peut être imputé à la spécificité du signal pollinique. Les analyses du groupe NASP (1994) livrent une autre image de la variabilité temporelle du Bølling : l'optimum thermique est prononcé sur la façade continentale atlantique entre 13 000 et 12 500 ^{14}C BP alors que l'Europe du Nord ne subit qu'un réchauffement progressif. En revanche, entre 12 500 et 12 000 ^{14}C BP, l'Europe du Nord recense une hausse marquée des températures, alors que la Hollande et les îles britanniques subissent un refroidissement relatif. Parallèlement, la France et la péninsule ibérique connaissent un réchauffement progressif. La variabilité climatique revêt donc une identité régionale, dont certains aspects divergent du stratotype groenlandais. Cependant, les données paléoenvironnementales et isotopiques concordent lorsqu'il s'agit d'étudier la fin de cet épisode. L'événement GI-1e s'achève par un coup de froid d'une portée globale : le Dryas Moyen, autrement connu sous le nom d'événement GI-1d dans les stratigraphies polaires.

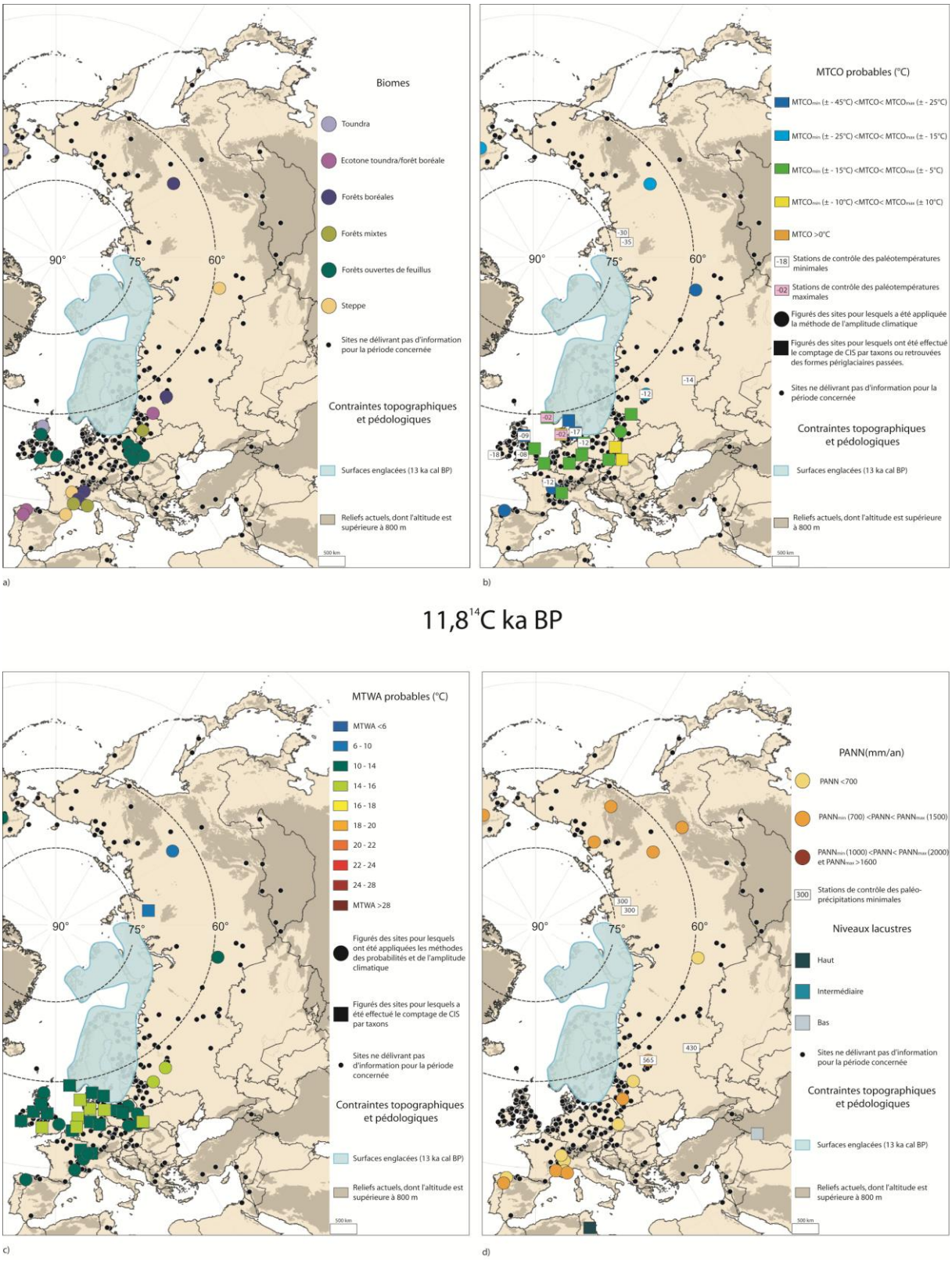


Fig.46 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (11 800 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques et périglaciaires : WDCP, MPDB ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; *FSUM Lake Level Database*, *European Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : SIEGERT M.J. (2001).

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

3.4. Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie pendant la seconde partie de l'interstade

3.4.1. Le coup de froid du Dryas Moyen (GI-1d)

Daté entre 12 000 (± 300) et 11 800 (± 200) ^{14}C BP, le Dryas Moyen est également connu en Europe sous le nom d'oscillation d'Aegelsee. WEGMÜLLER S. (1966) fut parmi les premiers à l'authentifier dans des séries chronostratigraphiques, en constatant l'allure irrégulière des courbes de grains de pollen de *Betula* dans les sédiments du lac jurassien de Chalain. Depuis, le Dryas Moyen a été reconnu dans d'autres stratigraphies notamment en Europe occidentale (NASP *members*, 1994). Les recherches bibliographiques menées pour cette thèse ont permis de l'identifier avec certitude sur toute la façade atlantique, en l'occurrence :

- en Norvège, au lac *Sandvikatn**, entre 12 500 et 12 000 ^{14}C BP (PAUS A., 1988) ;
- en Écosse, à *Morrone Birkwoods** (HUNTLEY B., 1994) ;
- en Irlande, à *Tory Hill** (O'CONNELL M. *et al*, 1999) ;
- en Angleterre, dans plusieurs sites étudiés par les membres du groupe NASP (1994) ;
- en France, comme c'est le cas :
    - à *Conty** et *Famechon** (EMONSTPOHL A.F. & VERMEERSCH D., 1991), où il se caractérise dans les diagrammes polliniques par un pic de PNA (*Cyperaceae*, *Poaceae*, *Artemisia*) vers 12 190 ± 160 ^{14}C BP ;
    - en plein cœur du Massif Central (site de *La Taphanel*) selon PONEL P. et COOPE G.R. (1990) ;
    - en moyenne vallée du Rhône, pendant lequel le démarrage de *Quercus* dans les assemblages polliniques est perturbé (DELHON C. *et al*, 2010) ;
    - dans le Jura (site de *Chalain** et *du Lautrey*), selon RICHARD H. et BEGEOT C. (2000), où il occasionne une rupture dans le cycle de développement de *Betula* ;
    - dans les Alpes internes (COUTEAUX M., 1983) ;
- sur le Mitteland suisse, selon des analyses isotopiques et palynologiques (LOTTER A.F. *et al*, 1992). Dans les assemblages polliniques, il se caractérise également par un pic de PNA et s'accompagne d'une diminution soudaine de la représentation de *Betula*. **Le comptage de varves lacustres a permis d'estimer sa durée à environ 100 ans.**
- en Espagne, dans les Cantabriques, où BOYER-KLEIN A. (1984) a identifié ce même pic de PNA sur trois sites, autour de 12 282 ± 164 ^{14}C BP.

La synthèse des données bibliographiques permet de constater une perturbation du cycle de colonisation végétale des assemblages polliniques, qui se manifeste la plupart du temps par un pic de PNA. Ce constat est confirmé par la géovisualisation des données grâce au SIG, qui s'enrichit, pour la période 12 000-10 000 ^{14}C BP, des quantifications paléo-thermiques produites par un groupe

néerlandais de recherches[86] selon des proxies périglaciaires et polliniques. **Les bénéfices de cette nouvelle base (MPDB) sont multiples : elles permettent de compléter le jeu préexistant de données, mais aussi de réaliser de nouvelles cartes** (**fig.46**), qui autorisent la confrontation des quantifications contenues dans la base MPDB avec les données inférées selon les méthodes exposées au chapitre I. Les documents cartographiques ainsi produits constituent donc des outils pour géovisualiser finement les variations de température en Europe, mais aussi évaluer la qualité des inférences auxquelles nous avons procédé.

Grâce à ce travail cartographique, il est possible de confirmer que le déclenchement du Dryas Moyen entre 12 000 et 11 800 ^{14}C BP vient perturber l'équilibre atteint par les formations végétales à la fin du Bølling. Ainsi, les taxons, qui formaient autrefois les steppes froides et les toundras (*Artemisia*, *Asteraceae*, *Ephedra*), effectuent un retour soudain dans les assemblages polliniques en Europe occidentale (pic de PNA). Ce retour des arcto-alpins s'accompagne logiquement d'une régression assez nette de la végétation arbustive dans les assemblages polliniques pendant toute la durée de l'épisode (**fig**.**46a**).

Cependant, comme évoqué p.152, la reconstitution quantitative de la couverture végétale d'après les banques de données du WDCP ou de la MPDB, souffre de la non-diffusion du pourcentage de présence des taxons arborescents, qui ne permet pas d'établir une reconstitution des biomes dominants et oblige à travailler par taxons. En ce sens, la géovisualisation de *Corylus*, un des seuls non-aquatiques pour lequel la donnée est disponible, pose un réel problème. Dans quelle catégorie de biome faut-il l'intégrer ? Le noisetier se complaît aussi bien au milieu des forêts boréales claires que des forêts mixtes ou tempérées. Pour ne pas fausser l'interprétation, il a donc été choisi de le classer au sein d'une formation végétale spécifique nommé « forêts ouvertes de feuillus », qui se retrouve d'ailleurs au nord de la Grande Bretagne, mais aussi dans la grande plaine d'Europe du Nord, où il évolue parmi les peuplements de forêts mixtes et boréales.

En Sibérie et en Yakoutie, seul un petit nombre de sites a pu être intégré : ils informent de la persistance d'une ceinture de forêts boréales aux latitudes circumpolaires et tempérées. Toutefois, elle est fragilisée par les conditions climatiques extrêmes que subit la Sibérie centrale, où elle peut évoluer en steppe froide bien représentée par *Poaceae* et *Cyperaceae*, comme c'est le cas à *Entarnoye** (ARKHIPOV S.A. *et al*, 1980).

L'analyse des paléotempératures estimées, couplées avec celles quantifiées grâce à la base MPDB, permet de mieux cerner le changement climatique que génère le Dryas Moyen. En ce qui concerne la température du mois le plus froid, **les proxies polliniques et périglaciaires permettent de l'estimer entre -15 et -5°C aux latitudes « tempérées » européennes** (**fig. 44b et 46b**). **Les données du MPDB**

[86] *http://130.37.68.16/multiproxydb/mpdb_index.php?menutopic=main*

permettent de quantifier les valeurs de MTCO en Europe entre -18°C et -2°C, en concordance avec les quantifications proposées. Les températures les plus basses concernent les sites localisés près du front glaciaire, mais aussi près des littoraux qu'on suppose bordés par la banquise. C'est probablement dans cette optique qu'il faut interpréter la valeur minimale de -18°C obtenue à *Tory Hill** (Irlande), que jugent M. O'CONNELL *et al,* (1999) significative d'une chute soudaine des températures (« *a considerable and more or less sustained fall in temperature* »).

En Russie, les valeurs que nous obtenons sont équivalentes à celles de l'équipe néerlandaise : elles **sont comprises entre - 25 et - 15°C** depuis la Yakoutie jusqu'à la Moscovie, **exception faite des sites de Sibérie centrale**. C'est le cas à *Entarnoye** (-45°C < MTCO < -25°C), mais aussi à *Labaz Lake** (MTCO $_{MIN}$: -35°C, selon ANDREEV A.A. *et al*, 2002) et *Taïmyr Lake** (MTCO$_{MIN}$: - 30°C, selon VELICHKO A.A *et al*, 2002).

La distribution des paléotempératures estivales eurasiatiques montre une grande homogénéité spatiale selon les valeurs quantifiées. La majorité des sites intégrés dans le SIG a connu pendant le Dryas Moyen des **températures comprises entre 10 et 14°C**, exception faite :

- des localités situées en bordure de la mer du Nord ainsi qu'en Europe centrale, pour lesquelles la méthode de comptage des CIS par taxons a permis de quantifier des températures entre 14 et 16°C. La détermination de ces domaines climatiques plus chauds est due à la présence conjointe de *Typha angustifolia* et *Cladium mariscus*, qui tolèrent idéalement des valeurs de MTWA supérieures respectivement à 14 et 15,5°C (**tab.5**). Leur existence ne semblent ni fortuites ni limitées dans le temps car ils sont identifiés également pendant toute la durée de l'Allerød.
- des sites de Sibérie et de Yakoutie, pour lesquels les températures estivales demeurent inférieures à 10°C, hormis à *Entarnoye**, pour lequel ont pu être quantifiées des valeurs comprises entre 10 et 14°C.

Les **estimations des MTWA**, réalisées par les chercheurs de l'Université d'Amsterdam (**fig.47**), sont **cohérentes avec les nôtres**. **La température moyenne du mois le plus chaud varie entre 12 et 16°C**, sans jamais dépasser 17°C. Les valeurs les plus élevées se retrouvent également en bordure de la Mer du Nord, mais aussi de la mer Baltique. La Grande-Bretagne enregistre des étés frais, pendant lesquels la température dépasse rarement 15°C. En Suisse et en France, les valeurs minimales les plus basses (12°C) se retrouvent au *Lobsingensee** sur le Plateau suisse[87] (AMMANN B. & TOBOLSKI K., 1983) et à *La Borde** à l'étage montagnard des Pyrénées Orientales (REILLE M. & LOWE J.J., 1993). Depuis l'Europe centrale jusqu'à l'Oural, les stations de contrôle de l'équipe MPDB affichent des valeurs similaires aux nôtres (entre 14 et 16°C). C'est le cas à *Melekhovo Mire** (KHOTINSKII N.A.,

[87] Pour des raisons de lisibilité, la position du site de *Lobsigensee* (MTWA > 12°C) sur la figure 47 a été décalée vers l'ouest, si bien qu'on a l'impression qu'il se localise à tort en France.

1984) ou à *Buzulusky Bor** (KREMENETSKI C.V. *et al*, 1999), dans la plaine Sarmatique. De même, en Sibérie centrale, les températures estivales minimales sont comprises entre 6 et 11°C.

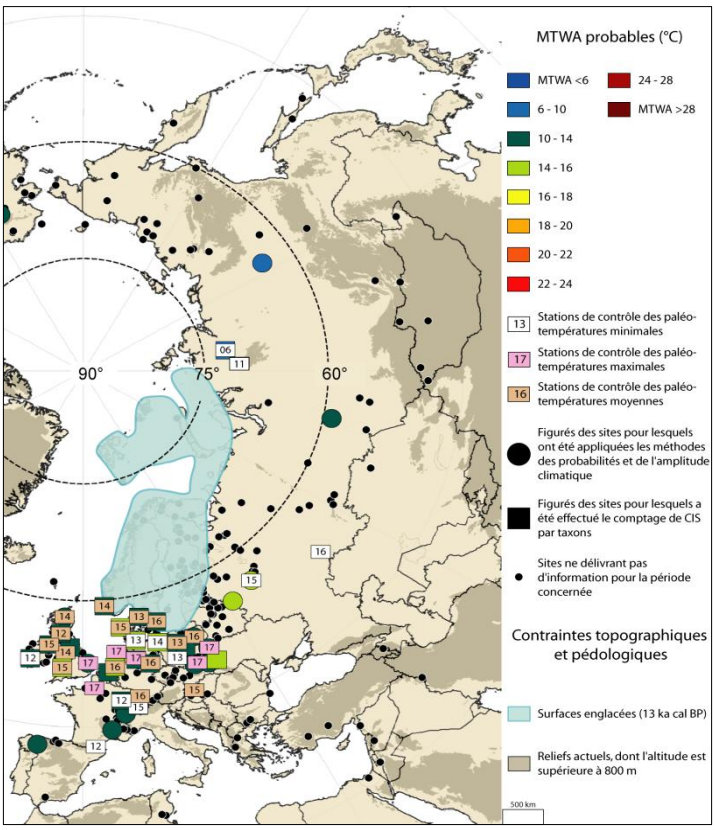


Fig.47 : Quantifications des MTWA proposées par l'équipe MPDB pour la période 11 800 (± 200) ^{14}C BP.

Sources : fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques périglaciaires et paléothermiques : WDCP, MPDB

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

En ce qui concerne le régime des précipitations, **la tendance à la hausse entrevue à la fin du Bølling se solde par un retour d'un climat sec sur la quasi-totalité du continent eurasiatique (fig.46d)**, à l'origine de la régression de la végétation arbustive. **Les valeurs de précipitations moyennes annuelles ne dépassent pas 700 mm/an**[88], à l'exception des domaines climatiques Nord-Méditerranéen et Est-Sibérien, dans lesquels les phanérophytes sont davantage représentés dans les assemblages polliniques. En revanche, sur le plateau de Russie centrale et en Moscovie, les valeurs demeurent très inférieures à 700 mm/an. Elles décrivent même un climat semi-aride au sud de la presqu'île du Taïmyr. Les valeurs minimales reconstituées (300 mm/an) par l'équipe de la base MPDB confirment également l'interprétation faite des données (**fig.46d**).

En ce qui concerne la dynamique glaciaire, S. IVY-OCHS *et al*, (2006) ne signalent pas d'avancée majeure dans les Alpes. Il est probable que l'indigence des précipitations n'a pas permis aux glaciers de montagne de profiter de la baisse des températures estivales. En tous cas, si mouvements il y eut, toute trace a dû être effacée pendant l'avancée glaciaire postérieure du Dryas Récent.

[88] À noter que les informations sur l'évolution des niveaux lacustres sont quasiment inexistantes voici 11 800 (± 200) ^{14}C BP, sans qu'il n'y ait d'explication plausible pour justifier leur absence.

Reconnu dans la littérature comme un coup de froid rapide et bref à l'échelle des temps géologiques, **le Dryas Moyen se caractérise par un retour des formations steppiques au milieu des paysages végétaux européens, particulièrement prononcé sur la façade atlantique du continent**. **La colonisation végétale, qu'on peut qualifier de timide depuis le début du Bølling au regard de sa dynamique en Amérique du Nord, s'interrompt le temps de deux siècles en raison d'une diminution moyenne des températures et des précipitations, couplée à des vents plus puissants** (PAUS A., *op.cit*).

La première est cependant difficile à estimer précisément selon nos travaux cartographiques car l'amplitude des classes de MTCO est trop large pour individualiser ce changement climatique. En ce qui concerne les MTWA, l'évolution est davantage perceptible. Ainsi, entre 55 et 43°N, mais aussi entre 10°O-25°E, aire dans laquelle se concentrent la plupart des sites, les valeurs oscillent entre 10 et 16°C selon les valeurs quantifiées pour l'étude et entre 12 et 16°C selon les estimations de l'équipe MPDB, alors que les températures estivales s'élevaient entre 13 et 20°C pendant le Bølling. La baisse est donc sensible, hormis autour de la Mer du Nord et de la Mer Baltique, où se localisent les valeurs les plus élevées (14-16°C). Avec le Dryas Moyen s'achève l'optimum thermique du Tardiglaciaire. Ce coup de froid introduit l'Allerød, qui se caractérise selon les compositions isotopiques groenlandaises par une chute progressive des températures jusqu'au Dryas Récent.

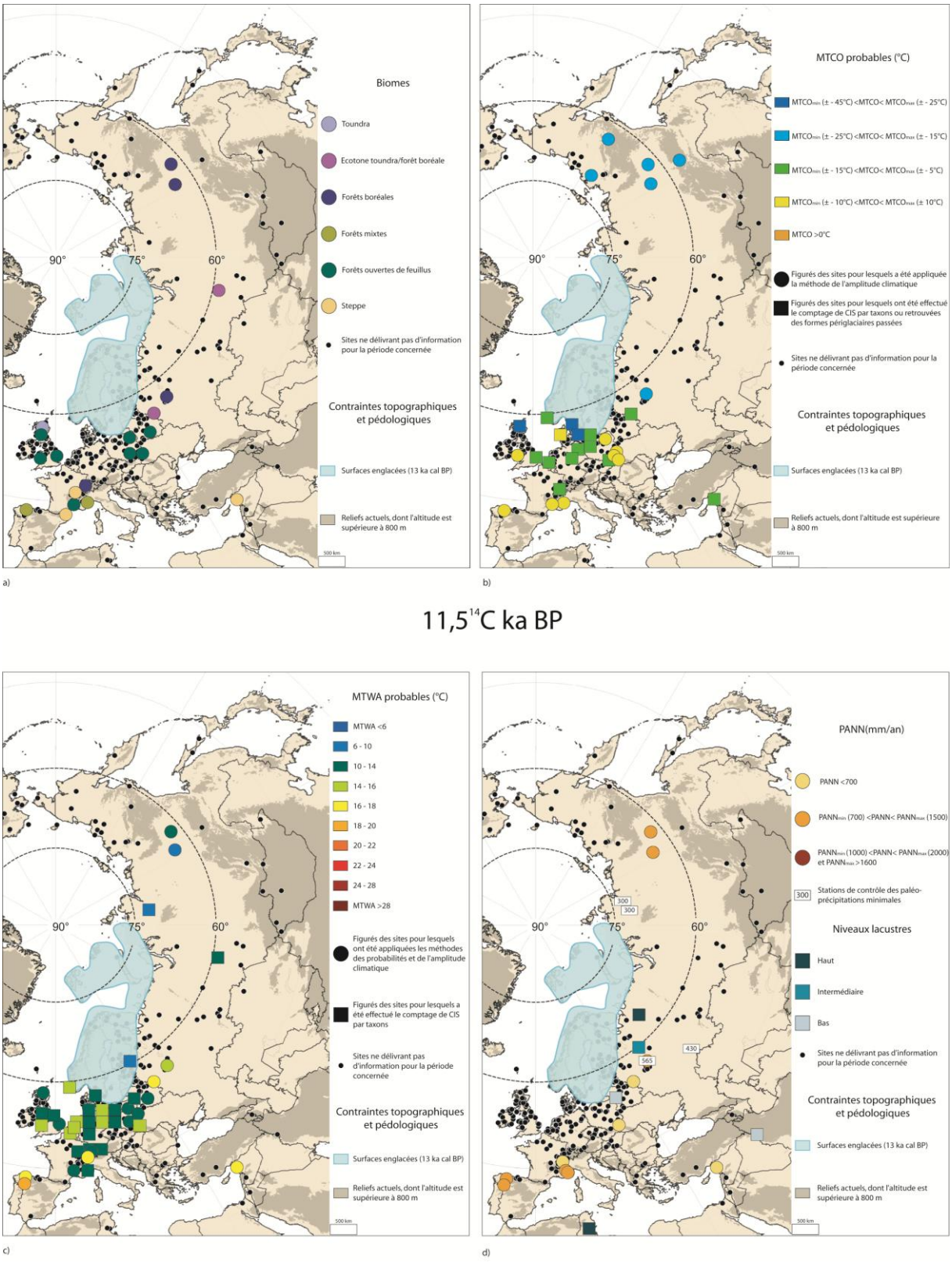


Fig.48 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (11 500 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques et périglaciaires : WDCP, MPDB ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; *FSUM Lake Level Database*, *European Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : SIEGERT M.J. (2001).

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

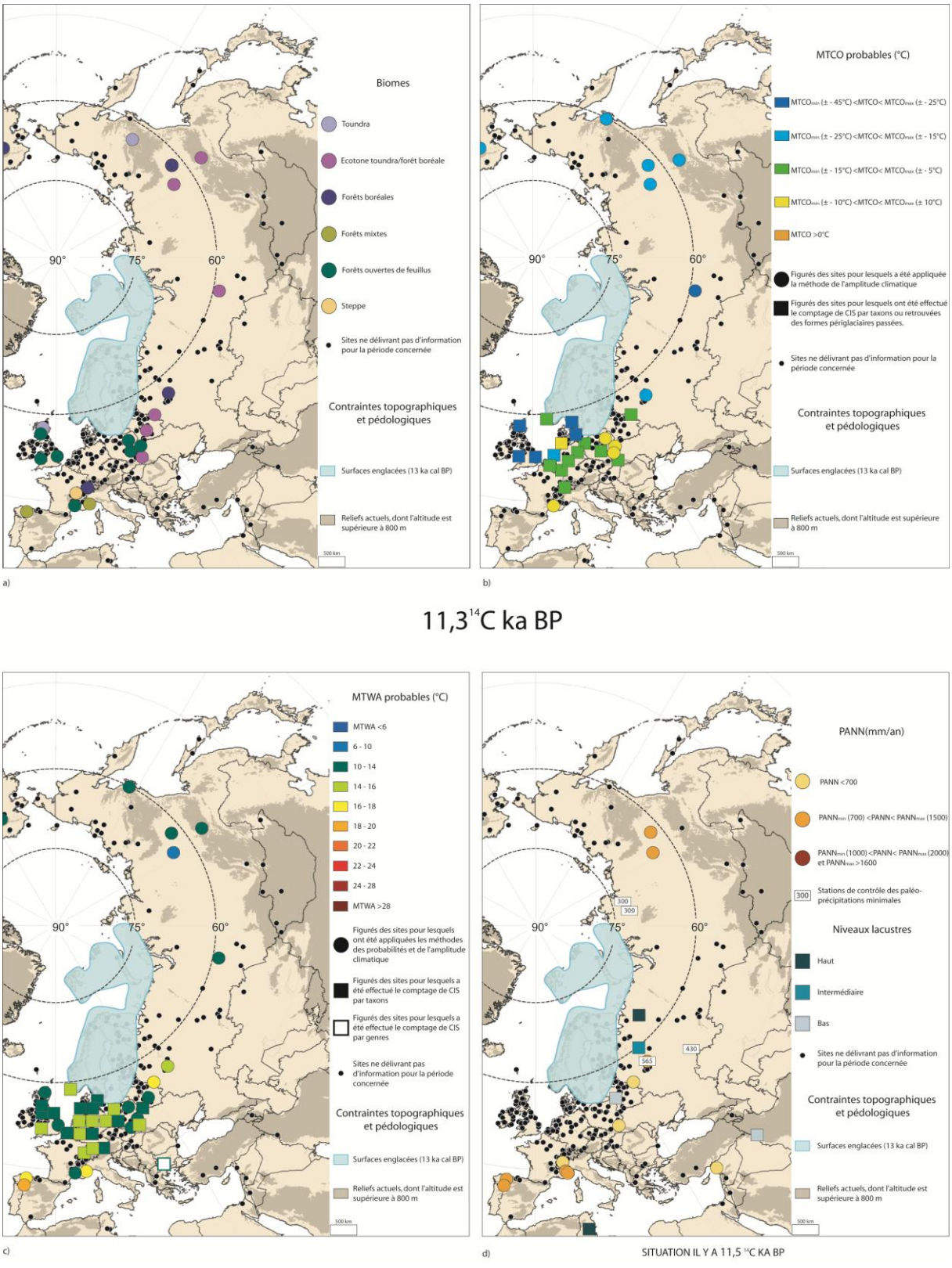


Fig.49 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (11 300 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques et périglaciaires : WDCP, MPDB ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; *FSUM Lake Level Database*, *European Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : SIEGERT M.J. (2001).

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

3.4.2 L'Allerød ou la seconde partie de l'interstade (événement GI-1c)

3.4.2.1 Dynamique de la végétation au début de l'Allerød (GI-1c)

Après la pause concédée entre ± 12 000 et ± 11 800 ^{14}C BP, le cycle de développement de la végétation arbustive reprend son cours en Europe, selon un processus en deux étapes :

- **La première se déroule de ± 11 800 à ± 11 300 ^{14}C BP et voit le règne de *Betula* dans les assemblages polliniques ;**
- **La seconde, entre ± 11 300 et ± 10 900 ^{14}C BP, profite à *Pinus*, qui remplace *Betula* dans les paysages végétaux.**

Ce processus est commun à toute l'Europe et s'observe dans les données intégrées dans le SIG[89] (*Annexe n°2*) : la transition *Betula*/*Pinus* survient effectivement voici 11 300 ^{14}C BP en Angleterre (*Llyn Dwythwch**, *Sea Mere**), en Allemagne (*Ascherlebener See**, *Blixmoor**, *GroBes Moor**, *Seck-Bruch/Misburg**, *Sewensee**), en Belgique (*Malgedem-Ede**, *Snellegem**, *Vinderhoute-Kale Kempen**), au Danemark (*Vallensgard Mose**), en France (*Famechon**, *Coizard-Joches**, *Chalain**, *tourbière de Chirens** et de *la Bar**, *Saint Thibaud de Couz**, *Pas de la Charmate**, *Balme Rousse**, *Balme de Thuy**, *Beauchamp-Panières…*), en Norvège (*Liastemmen**), aux Pays-Bas (*Een-Schipsloot**, *Notsel**, *Putbroek**, *Usselo**, *Utersingsven**) ou en Pologne (*Dziekanowicze**, *Lake Mikolajki**). Il n'y a qu'à proximité du domaine méditerranéen que l'explosion des *Pinus* commence dès le début de l'Allerød : c'est le cas à *Berroberia**, dans les Cantabriques (BOYER-KLEIN A., 1984) ou *Suze-La-Rousse** dans le Diois français (ARGANT J., 1990).

Le choix de géovisualiser l'évolution des biomes ne permet cependant pas d'observer ce changement de taxons dominants. **Sur les cartes de végétation** (**fig.48a** et **49a**) **prédominent les forêts ouvertes de feuillus**, qui se rapprochent davantage, dans leur composition, des forêts boréales que des forêts mixtes. **Il est probable que ces feuillus, notamment *Quercus*, se soient abrités dans des refuges montagnards bien exposés** (SOTO D., 2002). C'est le cas dans un certain nombre de sites du Massif Central (*La Taphanel*), des Alpes (dans l'Ubaye, le Mercantour, la Haute Durance ou la Haute Valloire, selon JORDA M., 1980 ; DIJKSTRA T.A. *et al*, 1990 ; DE BEAULIEU J.L., 1991), où se retrouvent des chênaies claires au milieu des forêts boréales (*Betula*, *Pinus*). Ce constat s'applique également pour d'autres localités : au cœur des Cantabriques se réfugient ainsi pendant toute la durée de l'Allerød des bouquets de *Quercus*, *Tilia*, *Fraxinus* ou *Carpinus* (BOYER-KLEIN A., *op.cit*) ; c'est le cas également en bordure du Golfe du Lion à *Adaouste*, *l'Abri Cornille*, *l'Abri des Bœufs*, *Chinchon* ou les *Paluds de*

[89] Les sites énumérés ci-dessus sont essentiellement extraits de la MPDB, pour lesquels les données polliniques nécessaires à la détermination des biomes ne sont pas disponibles. Ils n'ont donc pas été intégrés dans les cartes de végétation, mais ils se retrouvent dans les cartes climatiques.

Courthézon (GACHON P., 1990), mais aussi en moyenne vallée du Rhône (DELHON C. *et al*, 2010) . Ce développement précoce des feuillus ne doit toutefois pas occulter la présence des steppiques (*Artemisia*, *Ephedra*), qui peuplent encore certains sites, comme c'est le cas au *Col des Lauzes** (DE BEAULIEU J.L., 1977) et *La Borde** en France[90] ou bien à *Ghab** en Syrie, entre ± 11 500 et ± 11 300 ^{14}C BP, bien que dans ce cas précis on puisse supposer qu'il s'agit de formations adaptées à un environnement chaud et sec.

La présence des steppiques est également effective en Russie où, en certaines localités, les forêts boréales en net développement partagent leur espace avec des peuplements d'herbacées : à *Entarnoye** (ARKHIPOV S.A. *et al*, 1980) ou bien à *Ponizovye** (VELICHKO A.A. *et al*, 2002) si bien que **l'écotone « forêt-toundra » devient la formation dominante en Europe orientale et en Russie, à l'est de l'Oural** (**fig. 49a**).

Enfin, aux latitudes circumpolaires, la toundra est à nouveau identifiée. Elle s'étend jusqu'à la latitude 60°N en Europe occidentale (site de *Morrone Birkwoods**, dans les Highlands d'Ecosse[91]) ainsi qu'en Sibérie orientale, sur les sites de *Berelyekh River** et *Chabada** (LOZKHIN & POSTOLENKO, 1989 et ANDREEV A.A. & KLIMANOV V.A., 1989).

3.4.2.2. Caractéristiques climatiques de l'interstade GI-1c

La géochronologie groenlandaise GICC05 permet de définir la première partie de l'Allerød (± 13 950 à ± 13 310 b2k), avant l'IACP, comme une période de chute progressive des températures. Cette caractéristique se retrouve dans les cartes climatiques produites à partir des données du SIG (**fig.48** et **49**). Cependant, bien que le nombre de sites d'études se soit enrichi depuis l'intégration des données de la MPDB, leur répartition et leur densité demeurent très inégales, si bien qu'il est encore impossible de caractériser avec précision tous les domaines climatiques de l'aire d'étude.

La quantification des MTCO permet de constater que l'Europe septentrionale et occidentale reste soumise à des températures qui varient entre -15 et -5°C. Toutefois, un gradient thermique subméridien s'établit progressivement pendant les siècles qui s'écoulent jusqu'au déclenchement du Dryas Récent (NASP *members*, 1994). Il survient dans un contexte d'augmentation continue de l'insolation et se caractérise :

- **par des températures plus basses (entre -45 et -15°C) à proximité du front glaciaire et des latitudes circumpolaires couvertes par le pergélisol ;**

[90] Bien qu'ici l'altitude des sites (respectivement 1784 et 1660 m) joue un rôle crucial dans la distribution des steppiques.

[91] À *Morrone Birkwoods**, la toundra est présente depuis 11 800 ^{14}C BP (HUNTLEY B., 1994).

- **par des valeurs supérieures à - 10°C le long d'une bande spatiale allant des Alpes françaises à la Pologne**, qui reprend la distribution spatiale de *Corylus* en Europe ;

En Russie, les températures hivernales demeurent inférieures à -15°C pendant l'événement GI-1c, à l'exception de *Ponizovye** (VELICHKO A.A. *et al*, 2002), aux portes de l'Europe.

La géovisualisation des MTCO quantifiées par l'équipe MPDB conforte l'exactitude des reconstitutions proposées dans cette thèse : les valeurs minimales de paléotempératures hivernales varient entre -15 et -12°C en Europe septentrionale et en Russie (**fig.50**, **fig.51**). **Un gradient thermique se manifeste similairement à celui observé** : les températures les plus basses sont localisées à proximité du front glaciaire et sur les surfaces couvertes par le pergélisol aussi bien en Grande-Bretagne qu'en Hollande ($MTCO_{MIN}$ < -20°C). Parallèlement, les valeurs les plus élevées se retrouvent :

- en bordure de la Mer du Nord au lac *Sandvikatn*[92]* (PAUS A., 1988), en Norvège ($MTCO_{MAX}$ <-2°C), à *Bøllingsø* (STOCKMARR J., 1974) et *Draved Mose* (KOLSTRUP E., 1982) au Danemark ($MTCO_{MAX}$ < -2°C) ;
- à *Morrone Birkwoods** (HUNTLEY B., 1994) en Écosse ($MTCO_{MIN}$ > -9°C) ; à *Llyn Dwythwch*[93]* (SEDDON B., 1962) et *King's Pool* (BARTLEY D.D. & MORGAN A.V., 1990) en Angleterre ($MTCO_{MIN}$ > -8°C) ;
- le long d'une bande spatiale depuis les Préalpes françaises jusqu'au piémont carpatique, même si trois sites uniquement renseignent des valeurs de MTCO : *Leysin** (LEMDHAL G., 2000) en Suisse (MTCO ± 6°C[94]) ; *Swilcza** (MTCO ± 1°C selon KOPEROWA W., 1962) et *Tarnowiec** (MTCO ± 2°C selon HARMATA K., 1987) en Pologne.

L'analyse de la distribution des MTWA suggère qu'après le Dryas Moyen **les températures du mois le plus chaud se réchauffent** (**fig. 48c** et **49c**) **pour atteindre vers 11 300 ^{14}C BP des valeurs minimales comprises entre 14 et 16°C sur une grande partie de l'Europe centrale**, comme l'atteste la présence de plus en plus marquée de *Typha angustifolia*, de *Cladium mariscu*s mais aussi de *Rhamnus catharcticus* au sein des assemblages polliniques. Si on se réfère à la méthode de l'amplitude climatique, la présence conjointe de *Picea*, lorsqu'il représente à la fois entre 5 et 10 % et entre 15 et 30 % de la somme pollinique, et de *Pinus* (entre 40 et 60 %) permet de supposer que les MTWA avoisinaient 18°C dans certains sites bien exposés des Alpes ligures (*Selle di Carnino**), du piémont carpatique (*Tarnowiec**) ou sur le plateau de Russie centrale (*Ponizovye**).

[92] A. PAUS reconnaît également que ce site a pu connaître des températures annuelles plus chaudes que d'autres localités européennes, ce dont témoigne un refuge de taxons en provenance du sud.

[93] Bien que pour ce site puissent être émis des doutes sur la qualité des datations radiocarbones (*Annexe n°2*)

[94] Cette quantification, réalisée à partir de données entomologiques, est vraiment intéressante à analyser, d'autant plus que ce site s'élève à 1 230 m d'altitude. Cette valeur inhabituellement élevée pourrait s'expliquer par le fait que le proxy ne soit pas d'origine pollinique. Il n'est toutefois pas à exclure que le contexte local ait pu jouer un rôle important.

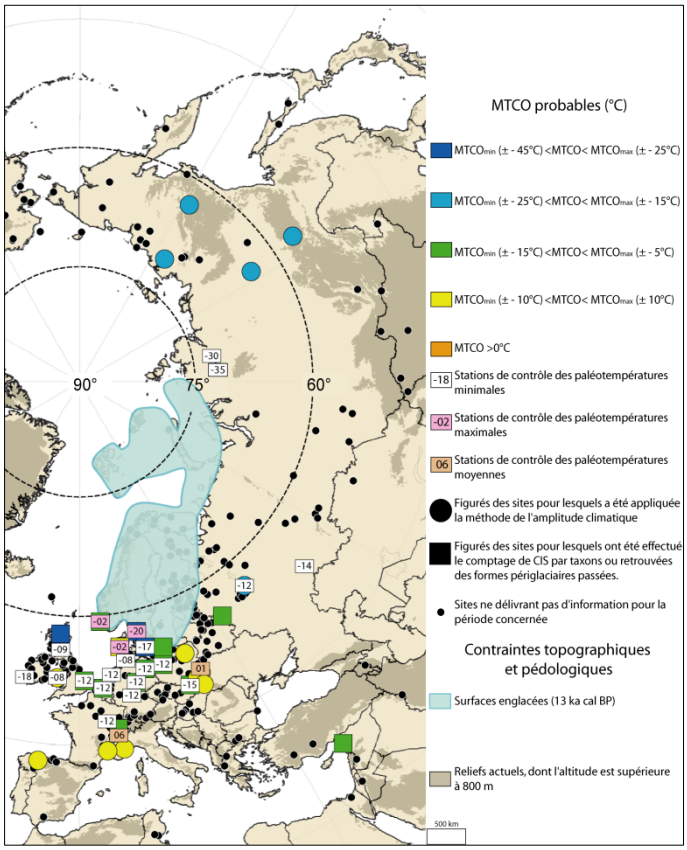


Fig.50 : Quantifications des MTCO proposées par l'équipe MPDB pour la période 11 500 (± 300) ^{14}C BP

Sources : fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques périglaciaires et paléothermiques : WDCP, MPDB

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

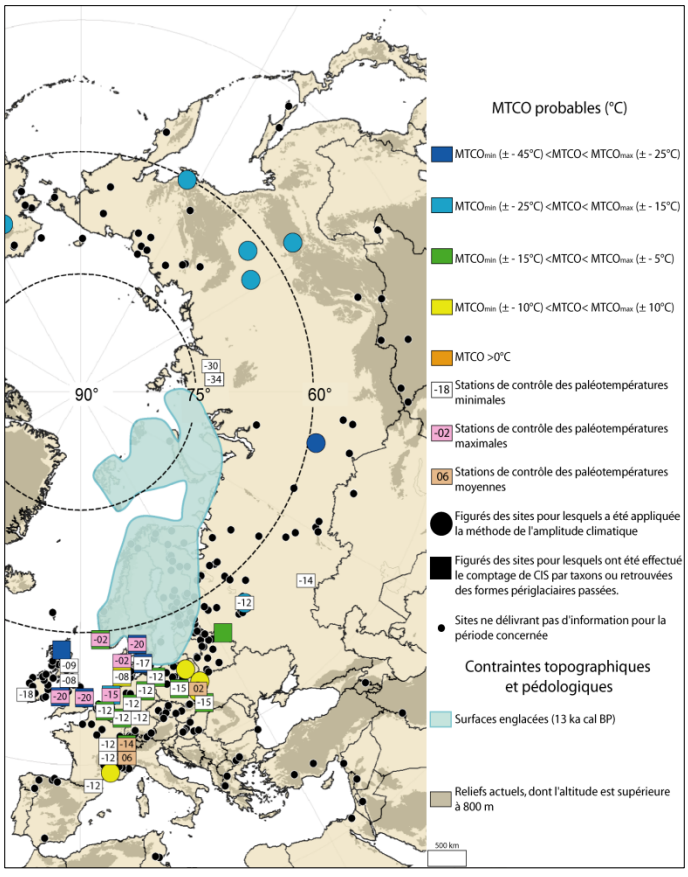


Fig.51 : Quantifications des MTCO proposées par l'équipe MPDB pour la période 11 300 (± 200) ^{14}C BP

Sources : fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques périglaciaires et paléothermiques : WDCP, MPDB

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

Toutefois, des îlots de froid (MTWA comprises entre 10 et 14°C) perdurent en Grande-Bretagne, dans certains sites alpins et périalpins[95] ainsi qu'en Europe centrale et septentrionale (NASP *members*, 1994). Il s'avère également que le froid demeure une constante en Russie puisque les températures estivales ne dépassent jamais 14°C pendant toute la durée de l'événement GI-1c. Elles avoisinent davantage 10°C selon la méthode de comptage des CIS : à *Dlinnoe** sur le front de l'inlandsis (VELICHKO A.A. *et al*, 2002), mais aussi à *Labaz Lake** (ANDREEV A.A. *et al*, 2002) et *Khomustakh** (ANDREEV A.A. *et al*, 1989) en Sibérie orientale.

Le dernier élément à analyser à partir de nos données est que le domaine climatique méditerranéen commence à se démarquer : en dépit d'un faible nombre de sites, il est possible de constater que les valeurs de MTWA dépassent 18°C pour atteindre 20°C à *Lago de Ajo** (ALLEN J.R.M. *et al*, 1996).

La géovisualisation des quantifications thermiques de l'équipe MPDB (fig.52, fig.53) permet d'affirmer que les valeurs de MTWA oscillaient entre 12 et 17°C en Europe, en adéquation avec les résultats proposés (10-18°C). La température moyenne du mois le plus chaud devait probablement être comprise entre 15 et 16°C, lorsque les valeurs de $MTWA_{MIN}$ et de $MTWA_{MAX}$ sont moyennées. De plus, les mêmes îlots de froid se retrouvent en Europe du Nord, en Grande-Bretagne (*Tory Hill** et *Morrone Birkwoods**) ainsi que dans les sites montagneux français et suisses (*La Borde**, *Lobsingensee**).

En Russie, les températures obtenues, même si elles désignent des valeurs minimales, permettent d'opérer une distinction entre une Russie européenne (jusqu'à l'Oural) et une Russie sibérienne. Pour la première, les températures se rapprochent fortement de celles de l'Europe occidentale et centrale (15°C à *Melekhovo Mire** selon KHOTINSKII N.A., 1984 ; 16°C à *Buzulusky Bor** selon KREMENETSKI C.V. *et al*, 1999). À *Labaz Lake** et *Taïmyr Lake**, elles peinent à dépasser 10°C.

[95] Les analyses multi-proxy (insectes, isotopes, pollens, cladocères) menées à *Gerzensee* (603 m) en Suisse (HOFMANN, 2000, LOTTER et al, 2000, SCHWANDER et al, 2000) ont permis de quantifier des **paléotempératures estivales comprises entre 11 et 13°C pendant l'Allerød**. Comme à *Leysin*, les différences sont sensibles entre les quantifications d'origine pollinique et malacologique (MTWA comprises entre 11 et 13°C) et celles d'origine entomologique (MTWA ≈ 19°C).

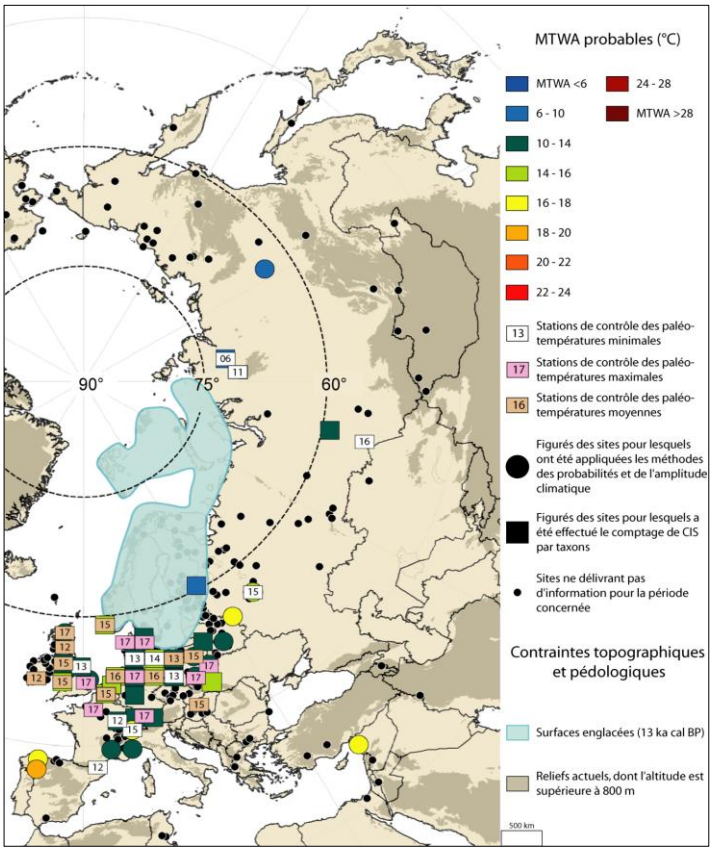


Fig.52 : Quantifications des MTWA proposées par l'équipe MPDB pour la période 11 500 (± 300) ^{14}C BP

Sources : fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques périglaciaires et paléothermiques : WDCP, MPDB

Conception et réalisation : © D. SOTO (2010)

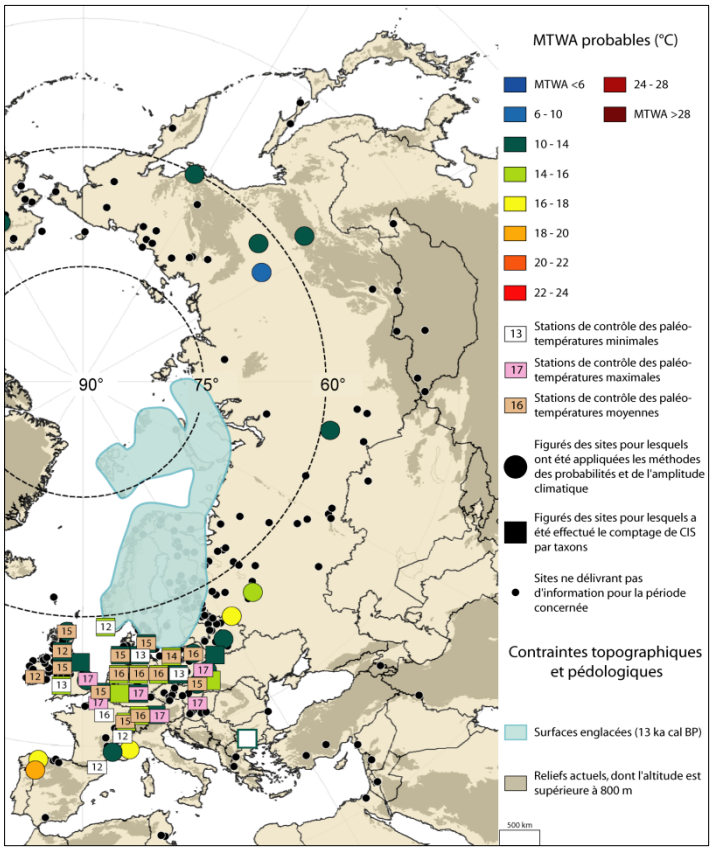


Fig.53 : Quantifications des MTWA proposées par l'équipe MPDB pour la période 11 300 (± 200) ^{14}C BP

Sources : fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques périglaciaires et paléothermiques : WDCP, MPDB

Conception et réalisation : © D. SOTO (2010)

L'analyse de la distribution des précipitations en Eurasie (**fig.48d**) permet d'affiner le découpage en domaines climatiques selon les températures. Six unités spatiales se distinguent et couplent quantifications pluviométriques et niveaux lacustres :

- **Un domaine à très faibles précipitations annuelles** ($PANN_{MIN}$ = 300 mm/an), qui engloberait toute la Sibérie centrale depuis les sites de *Labaz Lake** et *Taïmyr Lake** au sud de la péninsule du Taïmyr jusqu'au piémont des montagnes sud-asiatiques ;
- **Un domaine à faibles précipitations annuelles** (PANN < 700 mm/an), qui couvre l'Europe occidentale et centrale. Cependant, les données retenues pour quantifier les valeurs ne semblent pas significatives en raison de leur faible nombre et/ou de l'altitude élevée des sites étudiés, d'autant plus que les assemblages polliniques européens témoignent d'une occupation de plus en plus dense de l'espace par les végétaux arborescents (*Betula*) ;
- **Un domaine à faibles précipitations annuelles et à bas niveaux lacustres** depuis le bassin oriental de la Méditerranée (site de *Ghab** en Syrie, BOTTEMA S., 1997) jusqu'aux hautes terres du Proche-Orient (site de *Zeribar**, en Iran, KELTS K. & SHAHRABI M., 1986) ;
- Un **domaine à faibles précipitations annuelles mais à niveaux lacustres intermédiaires et/ou élevés**, qui caractérise la Russie européenne à l'ouest de l'Oural : deux sites permettent de confirmer cette estimation des PANN (*Melekhovo Mire** avec 565 mm/an et *Buzulusky Bor** avec 430 mm/an) ;
- **Un domaine assez bien arrosé** (PANN > 700 mm/an) **en Yakoutie**, qui, couplé à des températures hivernales très froides (MTCO < - 15° C), a favorisé l'émergence des arbres de la forêt boréale (*Betula*, *Larix*) ;
- **Un domaine dont les précipitations, qui dépassent 700 mm/an, sont couplées à de hauts niveaux lacustres.** Il s'agit dans une large extension du bassin méditerranéen occidental, pour lequel la donnée est disponible en Espagne (sites de *Lago de Ajo** et de *Berroberia**), en France (*Suze la Rousse**, *Selle di Carnino**) et en Tunisie (*El Akarit**, FONTES J.C. *et al*, 1983).

L'évolution des variables climatiques laisse finalement apparaître peu de changements depuis la fin du Dryas Moyen, excepté le réchauffement des températures estivales en Europe occidentale et centrale. La multiplication des sites d'étude permet d'affiner le découpage de l'aire d'étude en domaines climatiques relativement homogènes, parmi lesquels se distinguent l'Europe occidentale, l'Europe centrale et orientale, la Russie sibérienne (au sein de laquelle se démarque la Yakoutie), mais aussi et pour la première fois depuis le Pléniglaciaire le bassin méditerranéen. Quelques régions s'individualisent également, comme les îlots de froid situés à proximité du front glaciaire et périglaciaire.

3.4.3 L'oscillation de Gerzensee (événement GI-1b) et la seconde partie de l'Allerød (GI-1a)

C'est à *Gerzensee**, dans le Mitteland suisse, qu'A.F. LOTTER et ses collaborateurs (1992, 2000) ont décrit pour la première fois les caractéristiques climatiques de cet événement à l'aide d'analyses isotopiques sur la malacofaune (HOFMANN W., 2000), qui réagit plus rapidement que les végétaux aux variations de son milieu. **À *Gerzensee*, les assemblages de cladocères**[96] **mettent ainsi en avant un retour des taxons arctiques** (*Acroperus harpae*, *Chydorus sphaericus*) **pendant une période définie de l'Allerød** (environ 410 ans soit de ± 13 210 à ± 12 800 cal BP), **qui équivaut à deux fois la durée moyenne du Dryas Moyen** (SCHWANDER J. *et al*, 2000). Pendant cette période, la température du mois le chaud aurait atteint une valeur moyenne de 10°C, qui contraste avec les chiffres quantifiés à proximité du site à partir seulement de données polliniques (**fig. 52** et **53**). En effet, l'équipe MPDB a calculé des valeurs moyennes proches de 15°C à *Lobsingensee** (AMMANN B. & TOBOLSKI K., 1983) et de 16°C à *Rotsee** (LOTTER A.F., 1988), positionnés à environ 30 et 70 km de *Gerzensee*, sur le même étage de végétation. Cette différence quantitative est probablement liée au pas de temps beaucoup plus court que permettent de déterminer les cladocères, en raison de leur courte durée de vie et de leur importante capacité de reproduction.

L'oscillation de Gerzensee a également été reconnue dans d'autres stratigraphies européennes. C'est le cas à *Famechon** (EMONSTPOHL A.F. et VERMEERSCH D., 1991) en plein cœur du Bassin Parisien, où l'oscillation correspond avec un pic d'abondance des *Cyperaceae*, daté vers 13 380 cal BP ou 11 440 (± 150) ^{14}C BP. À Conty, dans la Somme, les analyses malacologiques (ANTOINE P. *et al*, 2002) permettent de dater cet épisode de refroidissement entre 11 640 (± 80) et ± 11 000 ^{14}C BP. De même, les enregistrements haute-fréquence des sites jurassiens révèlent également l'existence d'une pulsation froide entre 13 290 et 13 090 cal BP. Elle se caractérise dans les diagrammes polliniques par des pics d'abondance de *Betula* et de *Salix*, qui varient en antiphase avec l'évolution de la courbe de *Pinus* (RICHARD H. & BEGEOT C., 2000). Ces pics traduisent une modification du signal écologique probablement induite par cet événement. Enfin, les membres du groupe NASP (1994) émettent l'hypothèse que cette oscillation a pu être ressentie dans plusieurs sites d'Europe du Nord, notamment en Norvège, en Suède[97], en Irlande voire en Angleterre (*Midlands* orientales).

[96] Puce d'eau dont la taille varie entre 0,2 et 3 mm.

[97] À *Torreberga*, au sud de la Suède, HAMMARLUND D. *et al*, (1999) ont réalisé des analyses multi-proxies (malacofaunes, pollens, analyses isotopiques sur des coquilles d'ostracode), grâce auxquelles ils confirment l'existence de l'oscillation de Gerzensee.

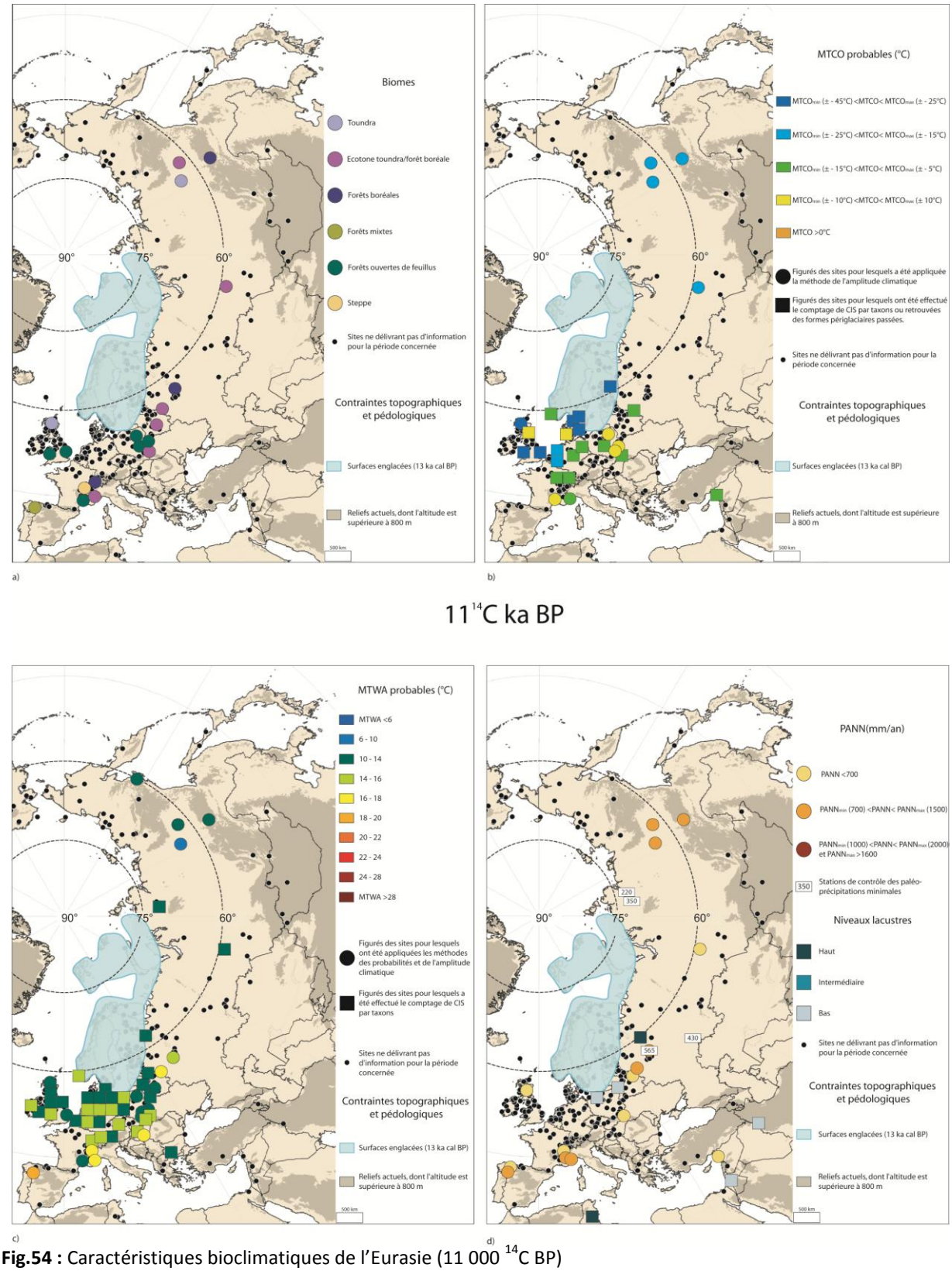


Fig.54 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (11 000 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques et périglaciaires : WDCP, MPDB ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; *FSUM Lake Level Database*, *European Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : SIEGERT M.J. (2001).

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

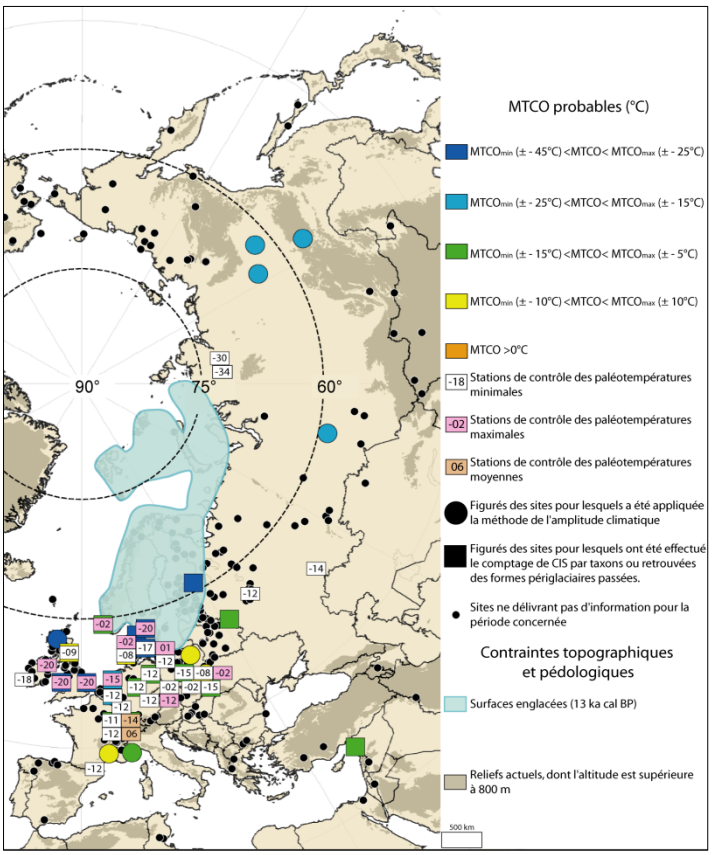


Fig.55 : Quantifications des MTCO proposées par l'équipe MPDB pour la période 11 000 (± 300) ^{14}C BP

Sources : fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques périglaciaires et paléothermiques : WDCP, MPDB

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

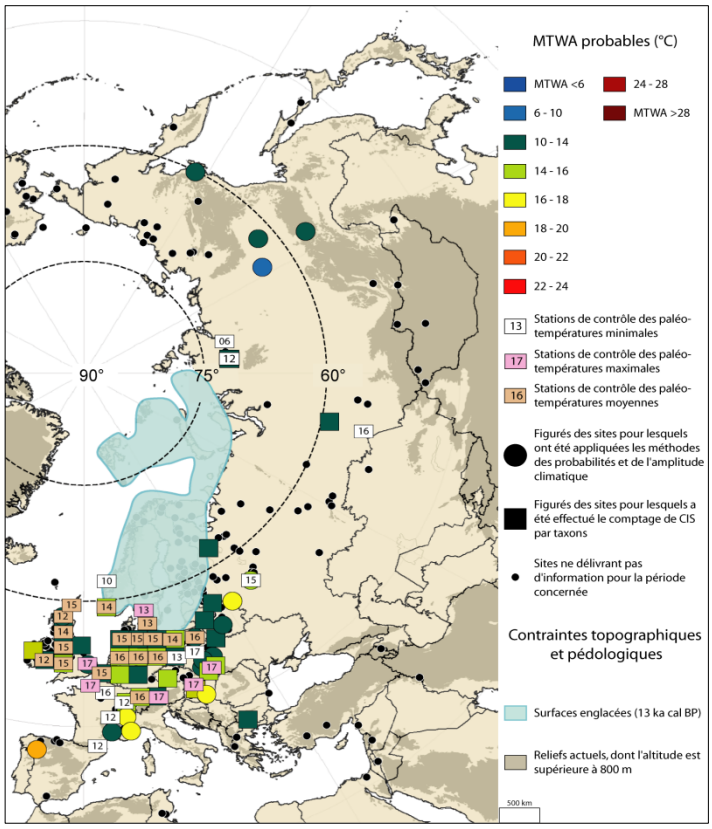


Fig.56 : Quantifications des MTWA proposées par l'équipe MPDB pour la période 11 000 (± 200) ^{14}C BP

Sources : fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques périglaciaires et paléothermiques : WDCP, MPDB

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

En revanche, les données géovisualisées se révèlent relativement muettes envers l'impact de ce coup de froid sur les écosystèmes forestiers. Entre ± 11 300 (**fig.49**) et ± 11 000 ^{14}C BP (**fig.54**), les cartes de végétation ne permettent pas de discerner des changements majeurs en ce qui concerne la distribution :

- **des végétaux** (**fig.49a** et **54a**). *Pinus* s'impose dans les assemblages polliniques à la place de *Betula* dans un grand nombre de sites européens. Les paysages végétaux prennent alors l'apparence de forêts boréales, au sein desquelles se niche *Corylus*, depuis l'Océan Atlantique jusqu'aux plaines d'Europe centrale ainsi que depuis la Grande-Bretagne jusqu'au sud de la France, la forêt mixte demeurant l'apanage du domaine méditerranéen.
  Il n'y a guère qu'en Yakoutie que s'observent des changements de la couverture arborescente : la toundra, la « forêt-toundra » ainsi que la forêt boréale se succèdent en fonction des sites, entre 11 300 (± 200) et 11 000 (± 300) ^{14}C BP, témoignant des difficultés qu'éprouve l'arbre à s'implanter durablement dans ces régions.
- **des températures** (**fig. 49b** et **c ; fig. 54b** et **c**). Les quantifications (**fig.55, fig.56**) n'indiquent aucune évolution tangible des températures du mois le plus froid ou du mois le plus chaud.
- **des précipitations.** Les seuls changements concernent la Russie européenne et la Sibérie centrale (**fig.49d**, **fig.54d**), qui présentent deux régimes particulièrement différents. À l'Ouest de l'Oural, les pollens de *Picea* déposés sur le site de *Melekhovo Mire** (KHOTINSKII N.A., 1984) supposent des précipitations supérieures à 700 mm/an[98], à laquelle sont associés des niveaux lacustres élevés, notamment à *Melent'evskoe Mire** (SMIRNOVA V.M., 1976). *A contrario*, en Sibérie centrale, le climat semi-aride se manifeste avec encore plus de vigueur : les précipitations annuelles diminuent à *Taïmyr Lake** (300->220 mm/an) et les steppiques sont recrudescentes, comme c'est le cas à *Entarnoye** voici 11 000 ^{14}C BP (ARKHIPOV S.A. et al, 1980). À *Labaz Lake**, les précipitations sont à peine supérieures (350 mm/an).

Les derniers siècles qui ponctuent l'Allerød se caractérisent dans les cartes (**fig.54, fig.55 et fig.56**) par une impression de stabilité climatique, dont il faut chercher les causes. Ce constat traduit-il une réalité physique ou une erreur résultant de problèmes méthodologiques ? Dans l'état actuel des connaissances, la seconde solution semble plus envisageable. Il est probable que le nombre de sites recueillis sur l'espace eurasiatique soit insuffisant, notamment en Russie, pour procéder à une analyse spatiale fine des changements climatiques survenus pendant la période. Ce problème est attribué en partie à l'intégration partielle des données européennes dans le WDCP (p.152). La résolution des enregistrements sédimentaires de même que le choix du proxy pollinique peuvent également être discutés : les malacofaunes (cladocères) ou les insectes (coléoptères) auraient probablement constitué des indicateurs paléoenvironnementaux de meilleure qualité (HOFMANN W., 2000 ; LEMDHAL G., 2000), compte tenu de leur capacité à évoluer très rapidement en fonction des changements de leur milieu. Il aurait également été plus pertinent d'intégrer dans le SIG des

[98] Bien que l'équipe du MPDB infère ici une valeur de 565 mm/an

enregistrements sédimentaires haute-fréquence, mais de telles données ne sont accessibles dans leur intégralité ni dans la littérature ni dans les bases de données électroniques.

L'Allerød se caractérise donc dans l'aire d'étude par un réchauffement climatique progressif, seulement entrecoupé par la pulsation froide de Gerzensee, équivalente de l'IACP des glaces groenlandaises. La seconde et dernière partie du Tardiglaciaire ne se caractérise pas comme une période de migration majeure des biomes mais plutôt comme un épisode de succession de deux taxons majeurs de la colonisation forestière, en l'occurrence *Betula* et *Pinus*, dont l'arrivée sur les surfaces continentales européennes témoigne l'établissement de conditions plus sèches et plus froides en prélude au Dryas Récent.

D'un point de vue fonctionnel, la multiplication des sites, dont le nombre est enrichi par l'intégration dans le SIG de la base MPDB, permet d'affiner le découpage et l'individualisation des domaines climatiques, à l'image du bassin méditerranéen, dont l'identité est désormais bien perceptible. L'analyse de la sensibilité des environnements eurasiatiques aux changements climatiques pendant l'Allerød aurait cependant été plus fine si des enregistrements haute-fréquence ou des *proxies* de nature différente aux pollens avaient pu être géovisualisés ; l'oscillation de Gerzensee aurait ainsi été quantifiée avec davantage de précision, comme l'autorisent les assemblages malacologiques ou entomologiques.

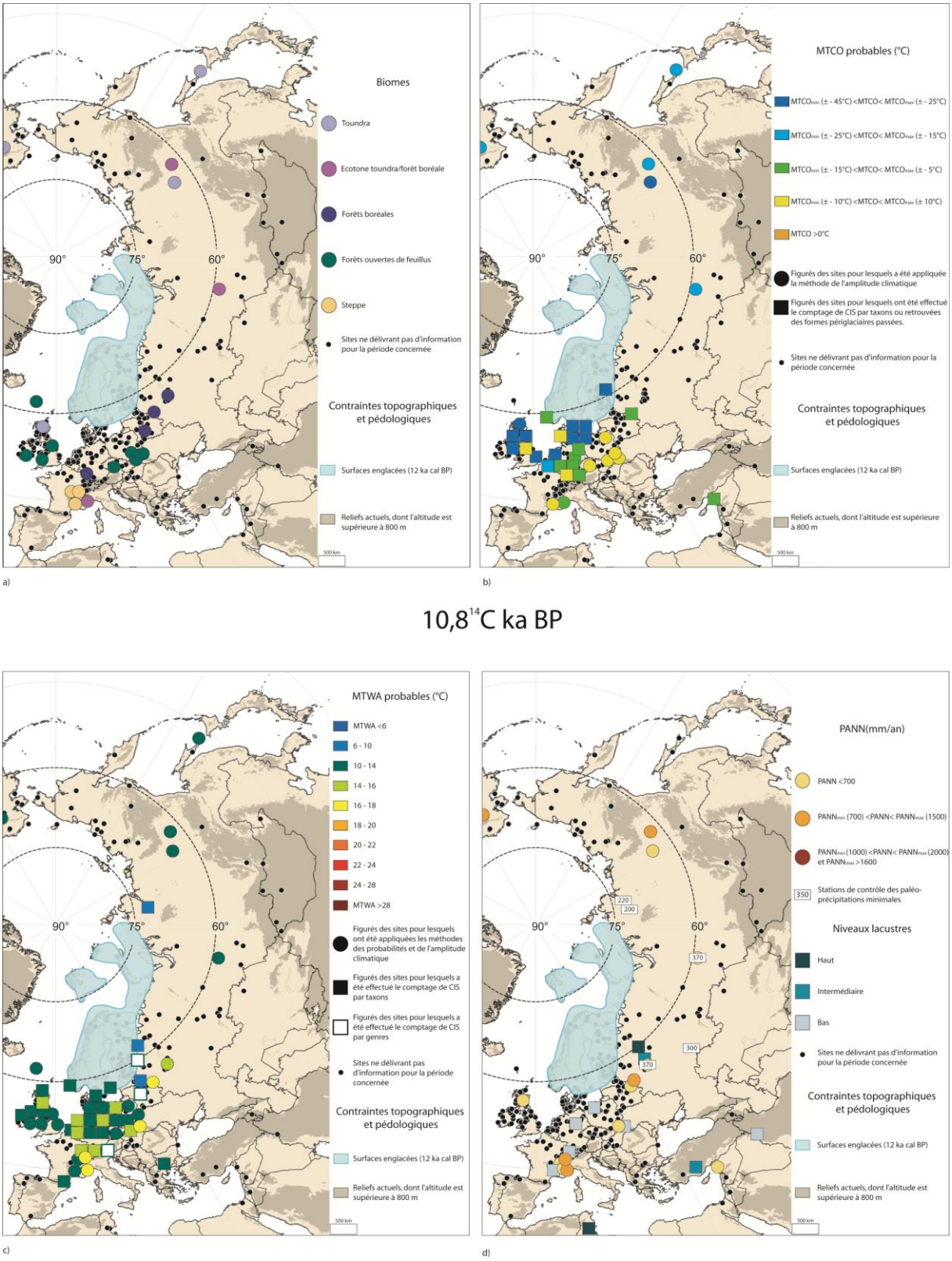


Fig.57 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (10 800 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques et périglaciaires : WDCP, MPDB ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; *FSUM Lake Level Database*, *European Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : SIEGERT M.J. (2001).

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

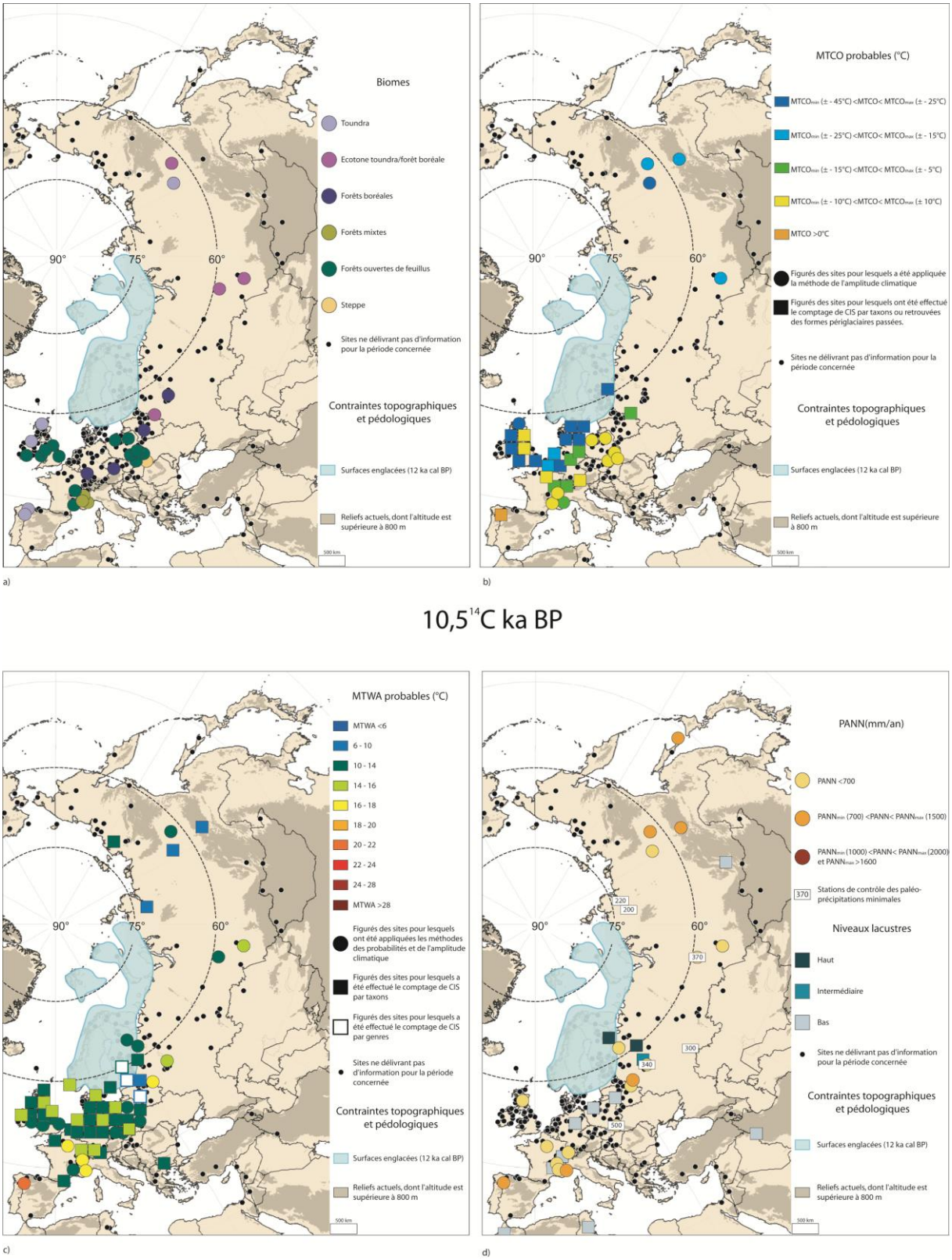


Fig.58 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (10 500 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques et périglaciaires : WDCP, MPDB ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; *FSUM Lake Level Database*, *European Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : SIEGERT M.J. (2001).

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

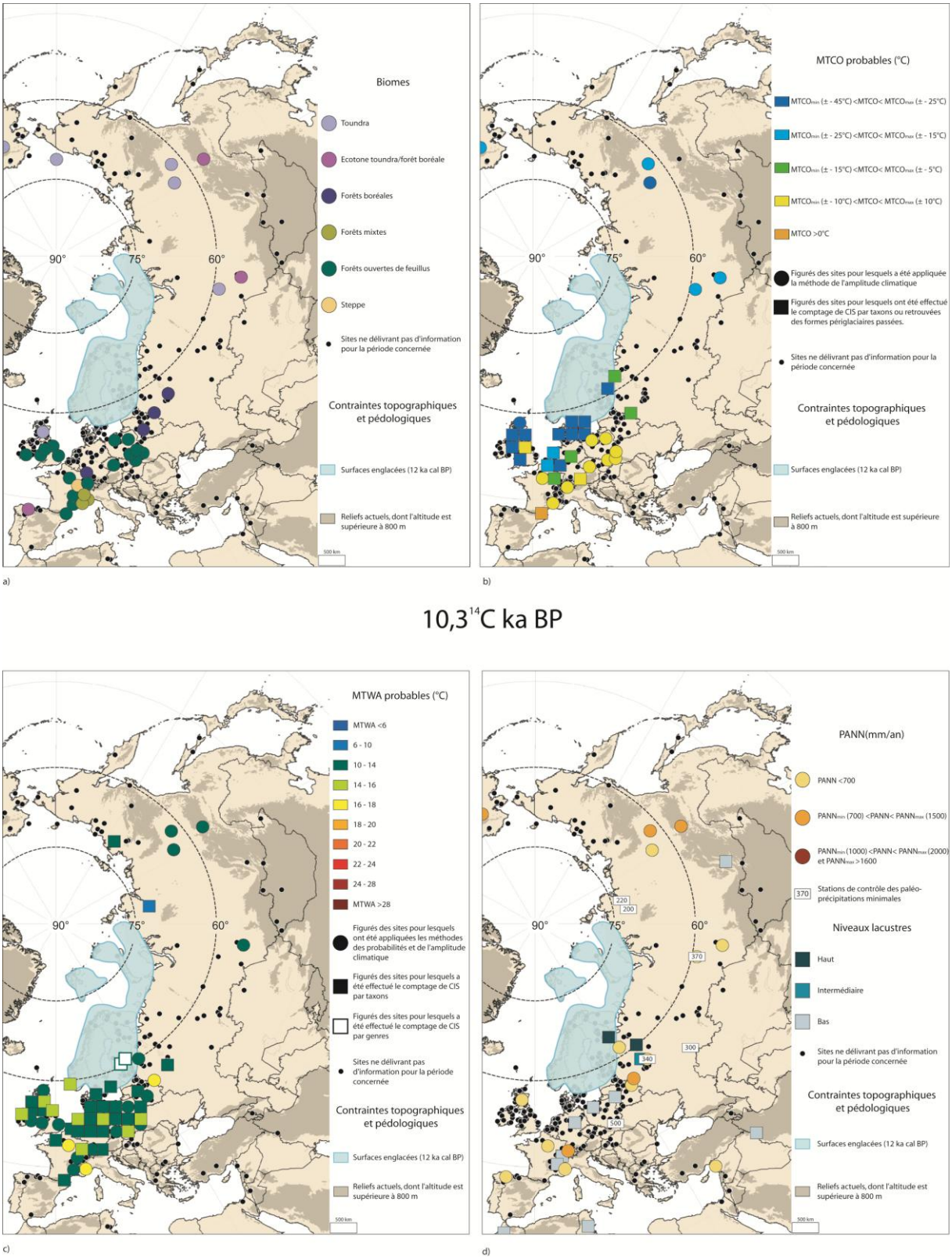


Fig.59 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (10 300 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques et périglaciaires : WDCP, MPDB ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; *FSUM Lake Level Database*, *European Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : SIEGERT M.J. (2001).

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

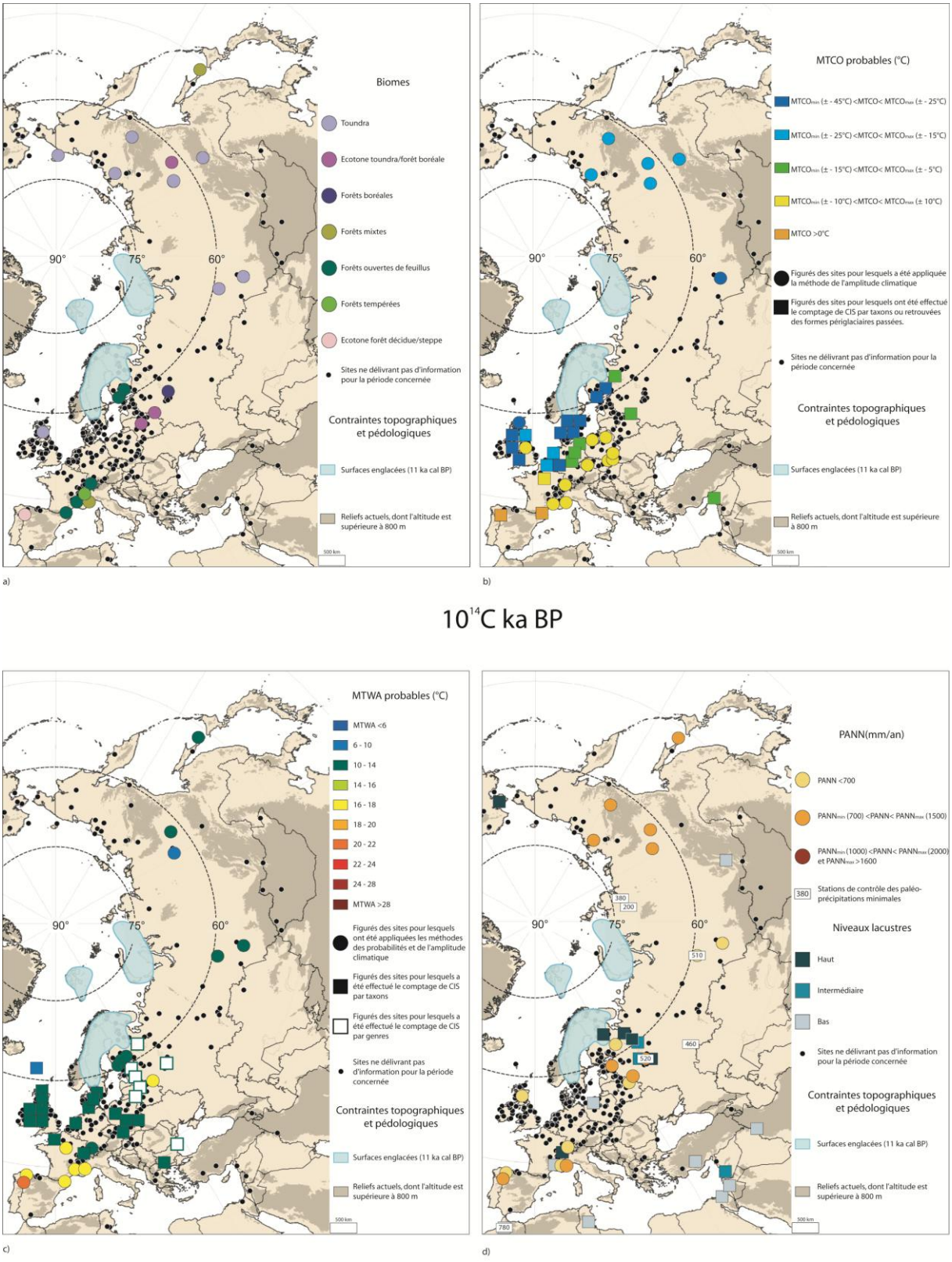


Fig.60 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (10 000 ^{14}C BP)

Sources : Fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques et périglaciaires : WDCP, MPDB ; niveaux lacustres : *Oxford Global Lake Level Database* ; *FSUM Lake Level Database*, *European Lake Level Database* ; tracé des inlandsis : SIEGERT M.J. (2001).

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

3.5. L'événement GS-1 ou le coup de froid du Dryas Récent

3.5.1. Une phase d'avancée des glaciers locaux dans un contexte de déglaciation des inlandsis

Le Dryas Récent débute voici 12 900 ans (± 11 000 ^{14}C BP) dans un contexte de déglaciation massive des inlandsis. Entre 13 000 et 11 000 cal BP, l'inlandsis eurasiatique opère un mouvement de repli sur son support continental fennoscandien et voit se détacher les anciens dômes du Spitzberg et de la mer de Kara, réduits à une couche de glace dont l'épaisseur ne dépasse pas 250 mètres (SIEGERT M.J., 2001). Ce repli s'explique entre autres par la distribution spatiale des précipitations neigeuses, simulée à l'aide d'un modèle de circulation générale atmosphérique (MARSIAT I & VALDES P.J., 2001) : elles seraient plus importantes en Scandinavie occidentale (800 mm/an) que sur la mer de Barents (300 mm/an) et la mer de Kara (entre 50 et 150 mm/an). **Elles participeraient donc davantage à l'alimentation du dôme fennoscandien qu'à l'entretien des marges glaciaires russes**.
L'anomalie négative des températures pendant le Dryas Récent, confirmée par la composition isotopique des stratotypes groenlandais, est estimée entre 2°C aux moyennes latitudes de l'Hémisphère Nord et 5°C aux hautes latitudes selon les analyses statistiques de SHAKUN J.D. et CARLSON A.E (2010), établies sur une batterie de 72 enregistrements haute-fréquence. Elle ne parvient cependant pas à interrompre la dynamique plurimillénaire de déglaciation dans laquelle sont engagés les inlandsis de l'hémisphère Nord. **La baisse générale des températures**, analysée plus en détail ci-après, **contribue toutefois à la reformation des calottes glaciaires locales**, comme c'est le cas :

- en Irlande ou en Écosse. Ainsi, le stade du *Loch Lomond*[99], pendant lequel la glace s'est étendue depuis les îles Hébrides jusqu'aux Highlands[100], survient pendant le Dryas Récent (PENNINGTON W., 1977). Parallèlement, le pergélisol s'étend et les modelés périglaciaires se reforment sur les sites étudiés, offrant indirectement de nouvelles perspectives pour la quantification des paléotempératures hivernales sur l'aire d'étude.
- dans les montagnes alpines sur lesquelles surviennent plusieurs phases d'avancée glaciaire. Elles sont connues au nombre de trois en Suisse et en Autriche pendant le stade d'*Egesen* (IVY-OCHS S. *et al*, 2006). En France, plusieurs crues glaciaires ont été identifiées, comme c'est le cas en Ubaye (JORDA M., 1980, DIJKSTRA T.A. *et al*, 1990) ou en Oisans (COUTEAUX M., 1983). Toutes agissent comme une contrainte au développement de la végétation en Europe.

[99] *www.staffs.ac.uk/schools/sciences/geography/staff/hurrist/quatuk/quatscot.htm*

[100] Par souci de lisibilité, ce dôme de glace n'est pas cartographié sur les figures.

3.5.2 Dynamique de la végétation pendant le Dryas Récent

La diminution des températures annuelles pendant le Dryas Récent a logiquement des conséquences sur la répartition des végétaux en Europe ainsi que sur la composition des biomes (**fig. 57a**, **58a**, **59a** et **60a**). Une synthèse bibliographique permet de constater que **les paysages végétaux s'éclaircissent, ce qui profite aux cortèges de conquête**. Ce phénomène est ainsi observé sur le front glaciaire fennoscandien à *Björksjödamm** (HILDEN A., 1979) en Suède, qui enregistre un pic de *Juniperus communis* depuis 11 170 (± 90) jusqu'à ± 10 300 ^{14}C BP. À *Bøllingsø* au Danemark (STOCKMARR J., 1974), ce sont les cypéracées qui atteignent leur maximum tandis qu'au lac *Sandvikatn* (PAUS A., 1988) en Norvège, *Artemisia* fait son retour entre ± 11 000 et ± 10 100 ^{14}C BP. De même, à *Krakenes* (GULLIKSEN S. *et al*, 1998), **l'événement GS-1 se caractérise par des pics de concentration de *Salix herbacea* et des PNA, typique d'un paysage de toundra**.

Sur le front des calottes de glace britannique, **les paysages végétaux s'apparentent à une steppe froide, au sein de laquelle évoluent préférentiellement *Artemisia, Juniperus communis* et *Salix herbacea*** (MORRISON M.E.S. *et al*, 1965 ; PENNINGTON W., *op.cit* ; WATTS W.A., 1977) O'CONNELL M. *et al*, (1999) retrouve ce même assemblage pollinique à *Tory Hill** au Sud-Ouest de l'Irlande, où dominent les herbacées, parmi lesquelles *Thalictrum* et *Artemisia*. À *Llyn Dwythwch** (SEDDON B., 1962) au Pays de Galles, la donne est exactement la même : *Juniperus* et *Betula*, pourtant considérés comme pionniers, laissent leur place à des taxons arcto-alpins (*Cryptogramma crispa, Lycopodium selago, Saussurea alpina*). Enfin, en Écosse, à *Abernathy Forest** est également constatée la prédominance d'*Artemisia* (H.H. BIRKS et R.W. MATHEWES, 1978).

Sur les surfaces non englacées des latitudes « tempérées » comme c'est le cas en France, **la steppe fait son retour** (SOTO D., 2002). Au *Gourd des Aillères**, sur les Monts du Forez, la couverture forestière composée de *Betula* et de *Pinus* s'affaiblit au profit des herbacées dont *Artemisia* (JANSSEN C.R., 1990). Le même assemblage se retrouve à *Saint Thibaud de Couz** (THIEBAULT S. & BINTZ P., 1997), en moyenne vallée du Rhône (ARGANT J., 1990 ; DELHON C. *et al*, 2010), mais aussi sur les sites littoraux, où *Pinus* et *Quercus* s'éclipsent au profit des herbacées. Sur le Bassin Parisien**,** à *Famechon** (EMONSTPOHL A.F. & VERMEERSCH D., 1991), le retour d'un climat glaciaire se dénote par un rapport PNA/PA très largement positif et par les pics atteints par les pollens de cypéracées et de renoncules, qui deviennent les taxons dominants du paysage picard. Le même assemblage se retrouve sur le site très proche de *Conty** (ANTOINE P. *et al*, 2002) mais aussi à *Coizard-Joches**, dans la Marne (VAN ZEIST W. & VAN DER SPOEL-WALVIUS M.R., 1980). Dans le Jura, les pinèdes mises en place pendant l'Allerød s'éclaircissent et entrent en concurrence avec les boulaies, qui effectuent leur retour (RICHARD H. & BEGEOT C., 2000). C'est le cas notamment à *Chalain**, où ne s'observe cependant pas de pic marqué de PNA. En revanche, sur le Haut-Jura peut être constaté un net recul

de la végétation arborée, qui profite aux pelouses, qui s'étendent alors sur une grande partie du massif (BEGEOT C., 2000). En Hollande s'établit un paysage végétal semi-ouvert, occupé essentiellement par *Juniperus communis* et *Betula* (HOEK W., 2001) tandis que sur le Mitteland suisse, à *Gerzensee**, la couverture végétale se compose majoritairement d'herbacées, auxquels s'ajoute *Juniperus communis* (LOTTER A.F. *et al*, 1992). En Galice et sur les versants des Monts Cantabriques, le Dryas Récent se caractérise également par un pic de PNA[101] (BOYER-KLEIN A., 1984).

Les apports de la littérature sont donc unanimes : le Dryas Récent perturbe considérablement la dynamique des écosystèmes forestiers amorcée pendant l'interstade Bølling/Allerød. Les cartes de végétation permettent idéalement de géovisualiser ce retour de la toundra et de la steppe en Europe pendant les périodes couvertes par les données. Il se met donc en place en Europe un paysage de forêts boréales ouvertes, au sein desquelles les herbacées composent avec les résineux (*Juniperus*, *Pinus*) ou les feuillus (*Betula, Corylus*) ; ce constat s'applique pendant toute la durée du Dryas Récent depuis la façade atlantique jusqu'en Europe orientale.

Par ailleurs, il semble s'opérer une distinction entre :

- la Russie européenne, à l'ouest de l'Oural, où la forêt boréale résiste aux rigueurs du froid annuel. C'est le cas à :
    - *Melekhovo Mire** (KHOTINSKII N.A., 1984), où *Picea* représente 40 % de l'assemblage pollinique voici 10 800 ± 200 ^{14}C BP ;
    - *Ponizovye** (VELICHKO A.A. *et al*, 2002), avec une représentation de *Picea* estimée à 20 % ;
    - *Chernikhovo** (ZERNITSKAYA V.P., 1985), où *Pinus* domine en maître (90%).
- la Russie sibérienne**,** où les phanérophytes présentent beaucoup plus de difficultés à survivre. **La toundra demeure maîtresse des lieux** et occupe l'espace sibérien sans partage, isolant les quelques végétaux arborescents au sud de la latitude 60°N. Ainsi, il y a 10 000 ^{14}C BP, *Betula* probablement sous sa forme naine et *Artemisia* assuraient une domination sans partage sur quasiment tout le territoire russe actuel. Seul *Larix* (5 % des effectifs polliniques) a contesté cette suprématie à *Khomustakh** et *Chabada** en Yakoutie (ANDREEV A.A. *et al*, 1989 ; ANDREEV A.A. & KLIMANOV V.A., 1989), ce qui permet de penser que le paysage ressemblait localement à de la toundra arbustive.

Constant sur le sous-continent russe, le froid opère son grand retour en Europe pendant plus de mille ans, comme le suggèrent les cartes de végétation ainsi que les données de la littérature. Certains enregistrements haute-fréquence ont même permis de subdiviser ce millénaire en trois phases assez distinctes, si bien qu'il est acquis aujourd'hui que le Dryas Récent européen a été tripartite.

[101] La représentation des chicorées atteint même 80 % de la somme pollinique à *Berroberia**

3.5.3 Un Dryas Récent tripartite

L'idée d'un Dryas Récent multimodal inspire les paléoclimatologues depuis la fin des années 1960, date à laquelle est émise dans certaines publications spécialisées l'hypothèse selon laquelle **la première partie du Dryas Récent** (± 10 800–± 10 500 ^{14}C BP) **pouvait avoir été plus froide et plus sèche que la seconde** (± 10 500– 10 200 ^{14}C BP), comme cela a pu être constaté à :

- *Liastemmen**, dans le Sud-Ouest de la Norvège (PAUS A., 1989) ;
- *Stangsmyr**, sur l'île de *Gotland*, en Suède (SVENSSON N.O., 1989) ;
- *Meenadoan**, dans la province de *Tyrone* en Irlande du Nord (PILCHER J.R. & LARMOUR R., 1982) ;
- *Borchert**, *Usselo** (VAN GEEL B. *et al*, 1981, 1989) et *Bosscherheide** (BOHNCKE S. *et al*, 1993) en Hollande ;
- *L'Archet (Saint-Léger-en-Yvelines)**, en région parisienne (JALUT G., 1967) ;
- *Gerzensee**, sur le Mitteland suisse (LOTTER A.F. et al, 1992) ;
- *Postdune/Postlach**, dans le Brandenburg allemand (SCHLAAK N., 1993);
- *Druzno** et *Tarnowiec**, en Pologne (ZACHOWICZ J. *et al*, 1982 ; HARMATA K., 1987).

Cette liste de sites n'est pas exhaustive[102], mais elle permet d'élargir à tout le sous-continent la constatation d'un Dryas Récent multimodal. Les analyses haute-fréquence réalisées sur certains sites ont même permis d'affiner cette partition, notamment en France :

- à *Chalain** dans le Jura (RICHARD H. & BEGEOT C., 2000), où l'événement commencerait par un violent coup de froid favorable à un retour des formations héliophiles telles que *Juniperus communis* et *Betula*. Puis l'essor de *Pinus* pendant quelques siècles laisse penser à une augmentation des températures annuelles, avant que les pinèdes cèdent à nouveau leur place aux héliophiles dont *Betula* lors d'une ultime baisse des températures avant le réchauffement rapide du Préboréal. Cette tripartition s'observe également en ce qui concerne le niveau du lac jurassien, dont les fluctuations permettent de penser que le climat a été tour à tour sec, humide puis sec.
- à *Conty**, dans le Bassin Parisien, site pour lequel l'analyse des dépôts fluviaux a permis de distinguer la succession de plusieurs vagues d'un froid sec, auxquelles succèdent des épisodes plus frais, mais aussi plus humides (ANTOINE P. *et al*, 2002).

Cette tripartition se retrouve également au *Locle**, dans le Jura suisse (GUIOT J. & MAGNY M., 2002) où la succession des taxons est différente probablement en raison de l'altitude du site (915 m). Le Dryas Récent commence en effet par un épisode à *Artemisia-Betula* et *Pinus*[103], puis continue par une

[102] Le lecteur pourra retrouver l'ensemble des sites « fiables » ayant enregistré cette partition dans l'*Annexe n°2*.

[103] La présence de *Pinus* au début du Dryas Récent ne doit pas masquer la baisse des températures. Le pin est une essence qui tolère les changements climatiques. La disparition des pinèdes des paléoenvironnements a donc pu tout à fait prendre quelques centaines d'années.

phase à *Juniperus* et *Betula* et se termine par un épisode à *Juniperus* et *Cyperaceae*. Toutefois, cette succession de taxons semble répondre à la même logique climatique qu'à *Chalain** (refroidissement-réchauffement-refroidissement), qui se retrouve dans l'évolution de la température du mois le plus chaud :

- La première partie du Dryas Récent coïncide avec des MTWA de l'ordre de 13 à 13,5°C ;
- La seconde partie correspond à un réchauffement d'environ 2°C ;
- La troisième partie coïncide avec une légère baisse des températures jusqu'à la fin de l'épisode.

La tripartition s'observe également en ce qui concerne les niveaux lacustres : l'événement GS-1 commence par une phase de bas niveau de l'ancien lac du Locle, malgré quelques pics ponctuels. Puis, la tendance s'inverse brusquement à la fin de la période : le niveau du lac s'élève de plus de 3m voici 10 420 (± 70) ^{14}C BP pour retomber à un bas niveau vers 10 220 (± 70) ^{14}C BP. De même, à *Zeneggen**, dans le Mitteland suisse, les assemblages de cladocères laissent deviner une succession de courts épisodes climatiques cependant non datés (HOFMMANN W., 2000). D'autres sites européens ont également enregistré cette tripartition mais ils sont beaucoup plus dispersés sur le sous-continent. On les retrouve :

- en Écosse (îles Shetland, Highlands), où le Dryas Récent correspond à une chute radicale des températures, entrecoupée par trois épisodes de réchauffement repérables par trois dépôts sédimentaires de matière organique (WATTS W.A., 1977 ; HALL *et al*, 2004).
- au sud de la Suède, à *Torreberga**, pour lequel les assemblages polliniques, la concentration de carbone détritique et les isotopes de l'oxygène ont permis de constater un sévère refroidissement pendant le Dryas Récent (HAMMARLUND D., *et al*, 1999), interrompu par un interstade daté entre ± 12 200 et ± 11 800 cal BP (± 10 380–± 10 140 ^{14}C BP).
- en Allemagne, au lac *Amersee* (VON GRAFENSTEIN U. *et al*, 1999), où la composition isotopique de l'oxygène, corrélée très précisément avec celle du forage GRIP[104], permet également de déterminer une tripartition de l'événement GS-1.

La partition climatique (refroidissement-réchauffement-refroidissement) du Dryas Récent se retrouve dans de nombreuses stratigraphies européennes, même si elle demeure l'apanage des enregistrements sédimentaires à haute-résolution. Les données, sur lesquelles s'appuie cette étude, ne permettent cependant pas de géovisualiser le rythme qu'a imprimé le Dryas Récent voici 12 000 ans.

[104] La courbe de composition isotopique NGRIP permet également de discerner cette tripartition (**fig.10**). Cependant, la fin de l'événement GS-1 diffère par rapport à la courbe GRIP, qui enregistre une diminution de la valeur de δ^{18}O (attribuée à une chute des températures) alors que NGRIP se caractérise par une légère baisse suivie immédiatement par une hausse continue de cette même valeur.

3.5.4 Un coup de froid unanimement ressenti…

3.5.4.1 … au niveau des températures du mois le plus froid

En revanche, les données permettent de quantifier les changements des températures saisonnières. **En Europe, les valeurs reconstituées de MTCO permettent d'observer un gradient thermique prononcé entre les latitudes 55°N et 45°N**. Au nord des mers septentrionales (Manche, Mer du Nord, Mer Baltique), les modelés périglaciaires passées (polygones de toundra, pingos, palses, cercles de pierre et/ou cryoturbations) laissent supposer que **les températures hivernales ne devaient pas être supérieures à -20°C**[105], selon la distribution géographique du pergélisol continu jusqu'à la latitude 54°N (**fig.61**). Plus au sud, il était entouré par une ceinture de pergélisol discontinu, qui devait atteindre la latitude 50°N voici 12 000 ans.

Des modelés périglaciaires se retrouvent encore au sud de ce parallèle, mais ils se révèlent moins aboutis (cryoturbations de plus faible amplitude, permafrost saisonnier, contractions thermiques et polygones non accomplis). **Les valeurs de MTCO devaient alors probablement être comprises entre -15 et -8°C**. **Sur les terres non recouvertes par le pergélisol**, **il est probable que les températures du mois le plus froid aient été supérieures à -15°C**[106].

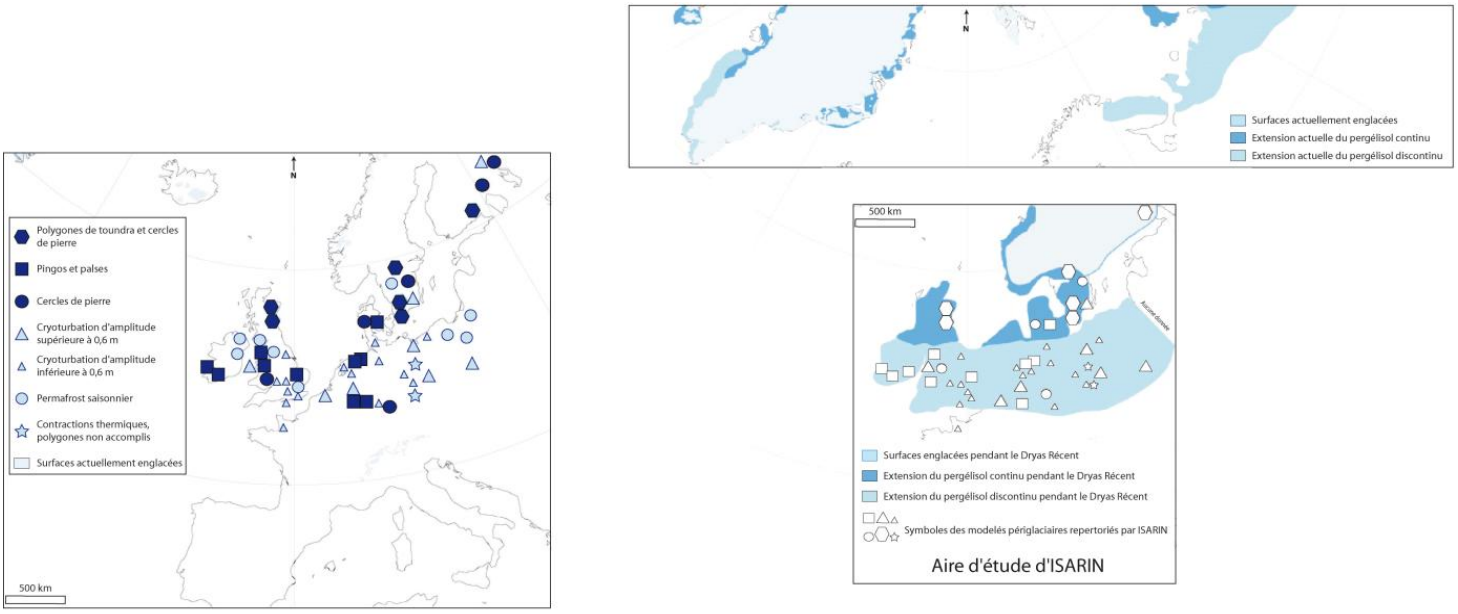
Au sud de la latitude 50°N prédominent des valeurs de MTCO comprises entre -10 et 10°C, inférées de la présence dans les assemblages polliniques de *Corylus*, *Quercus* ou *Armeria maritima*. La géovisualisation de ces températures permet de dessiner à nouveau une bande spatiale depuis les Préalpes françaises jusqu'au piémont carpatique, à l'origine d'un gradient thermique N-S renforcé.

[105] Exception faite de certains sites britanniques et danois, dans les sédiments desquels ont été identifiés des pollens d'*Armeria maritima* (MTCO > -8°C) et de *Sanguisorba minor* (MTCO > -12°C), notamment pendant la première partie du Dryas Récent.

[106] En ce sens, le code de couleurs choisi peut être trompeur si une attention particulière n'est pas prêtée aux valeurs qui discriminent les classes géovisualisées de températures. En effet, le coloris vert englobe toutes les valeurs comprises entre -15 et -5°C alors que le coloris jaune désigne celles entre -10 et 10°C. Ainsi, lorsque ces deux catégories sont représentées conjointement, les températures les plus probables sont comprises au croisement des valeurs de ces deux classes, en l'occurrence entre -10 et -5°C.

La consultation et la géovisualisation des données de la base MPDB (**fig.62 à 65**) révèlent de nombreuses similitudes avec nos travaux. **Le gradient thermique N-S s'observe également.** Le contraste est donc important entre :

- les températures hivernales les plus hautes (cartouches de couleur rose) des sites en bordure de la Mer du Nord et sur les Highlands britanniques (**MTCO < -15°C**), inférées à partir des données périglaciaires ;
- les températures hivernales les plus basses (cartouches de couleur blanche) des sites d'Europe centrale (**MTCO > -12°C**), déterminées à partir des données polliniques.



a) Distribution spatiale des modelés périglaciaires repertoriées par ISARIN

b) Reconstitution de l'extension des différentes ceintures de pergélisol pendant le Dryas Récent, rapportée à leur distribution actuelle

Fig.61 : Distribution passée des modelés périglaciaires en Europe pendant le Dryas Récent
Sources : Fond de carte PanMap © PANGAEA® (projection stéréographique nord) ; ISARIN R.F.B. (1997)
Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

Il est également satisfaisant de constater que **les quantifications réalisées coïncident avec celles de l'équipe MPDB**, même si les nôtres s'avèrent légèrement inférieures.

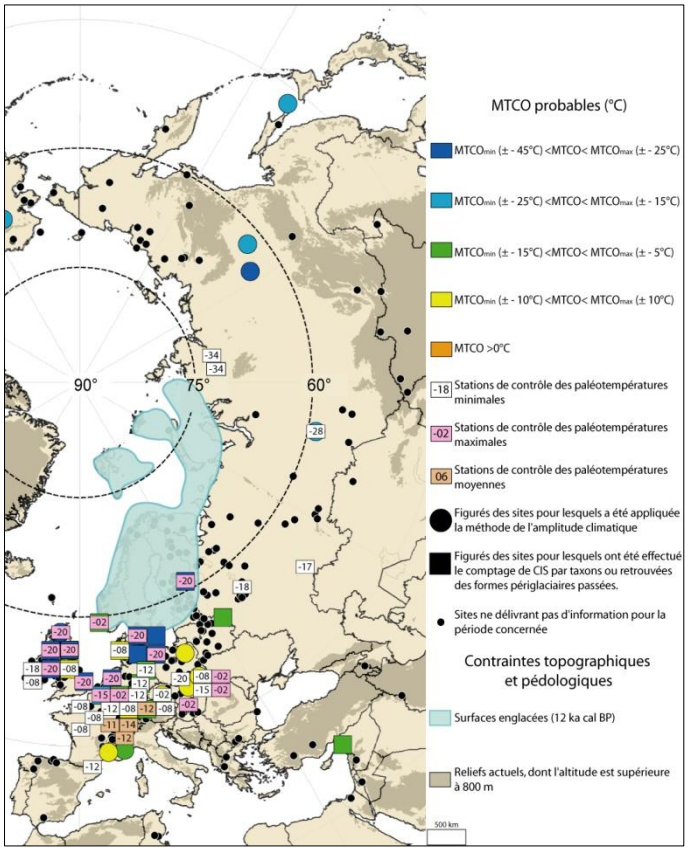


Fig.62 : Quantifications des MTCO proposées par l'équipe MPDB pour la période 10 800 (± 200) ^{14}C BP

Sources : fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques périglaciaires et paléothermiques : WDCP, MPDB

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

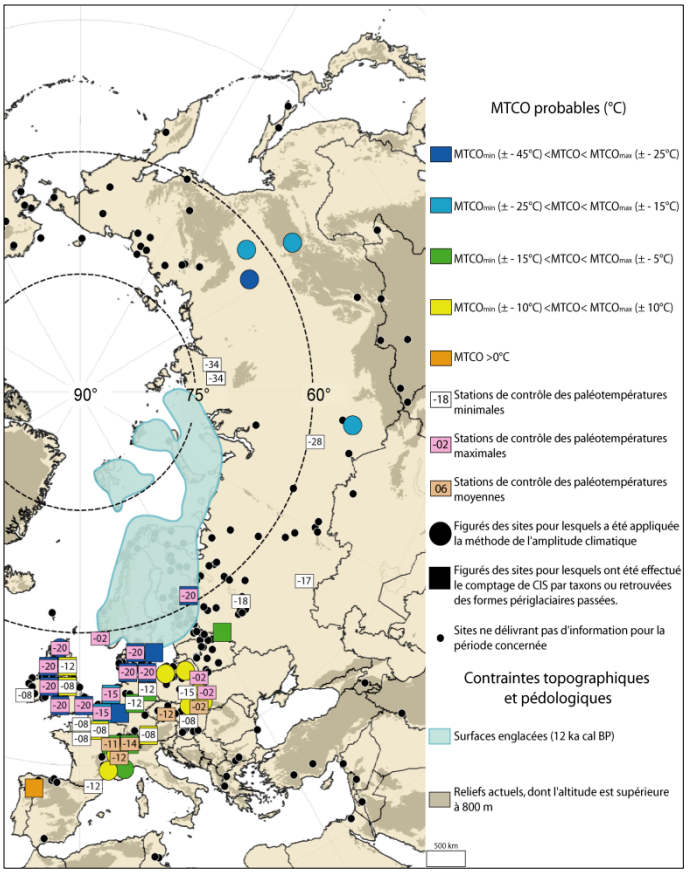


Fig.63 : Quantifications des MTCO proposées par l'équipe MPDB pour la période 10 500 (± 300) ^{14}C BP

Sources : fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques périglaciaires et paléothermiques : WDCP, MPDB

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

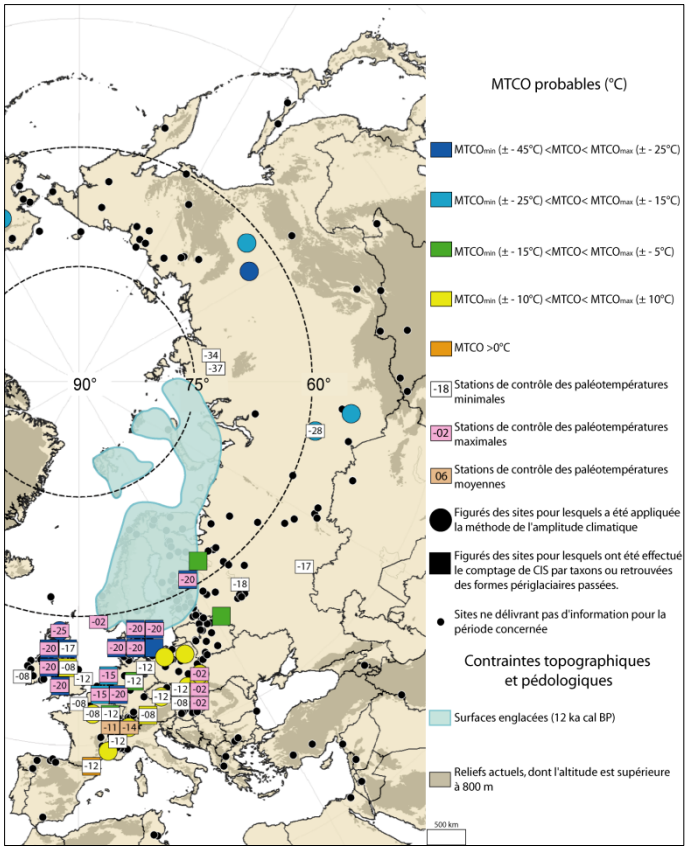


Fig.64 : Quantifications des MTCO proposées par l'équipe MPDB pour la période 10 300 (± 200) ^{14}C BP

Sources : fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques périglaciaires et paléothermiques : WDCP, MPDB

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

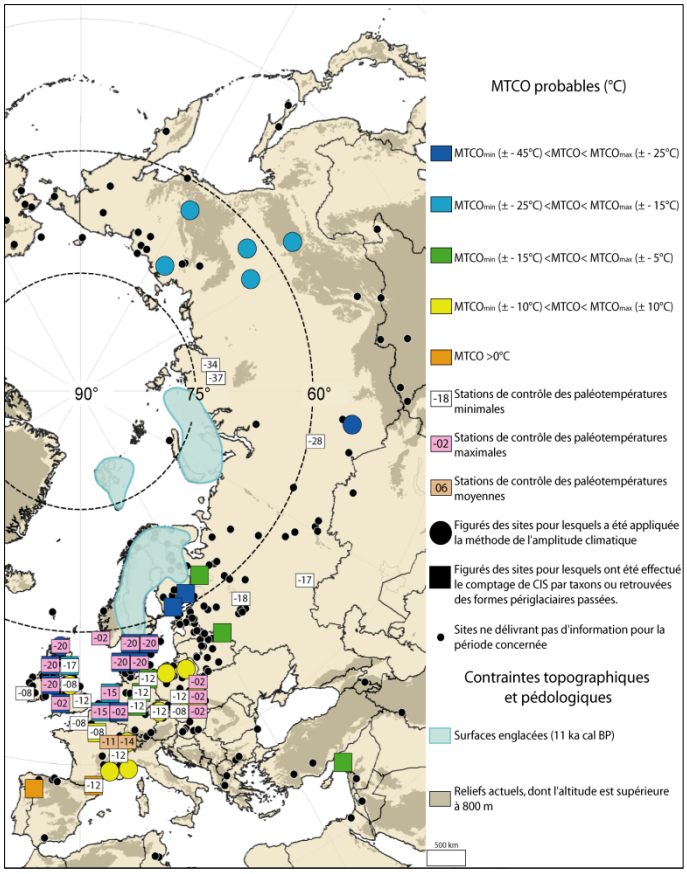


Fig.65 : Quantifications des MTCO proposées par l'équipe MPDB pour la période 10 000 (± 300) ^{14}C BP

Sources : fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques périglaciaires et paléothermiques : WDCP, MPDB

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

Le gradient thermique N-S se retrouve également dans la géovisualisation des travaux de RENSSEN H. et ISARIN R.F.B. (2001). Il est ainsi possible d'observer sur la **fig.66** que les MTCO passent de :

- -25°C à la latitude 55° N à -15°C à la latitude 50°N, puis à 0°C à la latitude 45°N, selon les données paléoenvironnementales ;
- -30°C sur les mers arctiques couvertes de banquise à 5°C au sud de la latitude 45°N, selon la sortie du modèle ECHAM-4.

La composante méridienne du gradient thermique est elle-même polarisée par la présence :

- d'une aire froide centrée sur les mers de GIN (Groenland-Irminger-Norvège), mais aussi sur les pays baltes et la province de Novgorod ;
- de l'océan Atlantique, préservé d'un froid trop rigoureux puisque les températures hivernales deviennent positives au sud du 50ème parallèle de latitude Nord ;
- de la Méditerranée orientale, sur laquelle les MTWA sont supérieures à 10°C[107].

Au final, en couplant nos interprétations avec celles de l'équipe MPDB et celles de RENSSEN et ISARIN, on parvient à la conclusion selon laquelle l'Europe est scindée en deux d'un point de vue climatique. Le nord du sous-continent est exposé à des températures hivernales très basses (MTCO < -15°C) depuis les latitudes circumpolaires jusqu'au 50ème parallèle de latitude Nord. Plus au sud, les températures augmentent rapidement. Elles dépassent -12°C puis –8°C dès 48°N.

Dans les sites de montagne étudiés, les températures moyennes du mois le plus froid ne sont jamais supérieures à –10°C. Cependant, l'altitude et la latitude entrent en jeu si bien qu'à *La Borde** (REILLE M. & LOWE J.J., 1993), à l'étage montagnard des Pyrénées Orientales, les MTCO sont supérieures à -12°C. En revanche, à *Gerzensee** dans le Mitteland suisse, elles varient autour de - 10°C[108], de même qu'à *Leysin** ou *Zeneggen*,* pour lesquels elles atteignent une valeur moyenne de -14°C (LEMDHAL G., 2000).

Le bassin méditerranéen, **dans sa grande extension, se démarque puisque les valeurs de MTCO sont positives au sud du 43ème parallèle de latitude nord**, comme le garantit la présence de *Quercus ilex* à *Sanabria** (ALLEN J.R.M. *et al*, 1996) en Galice (**fig. 60**). *À Ghab** (BOTTEMA S., 1997) en Syrie, la présence d'*Ephedra* pendant le Dryas Récent garantit des températures supérieures à - 10°C, ce que confirme la sortie du modèle ECHAM-4 (MTCO > 10°C).

[107] Il convient de noter qu'il existe un écart chiffré cette fois entre 5 et 10°C entre les données paléoenvironnementales et la sortie du modèle en ce qui concerne le bassin méditerranéen.

[108] Pour une question de lisibilité des cartouches de couleur sur les figures 62 à 65, il a fallu décaler la position des sites de *Gerzensee**, *Leysin** et *Zeneggen** (tous deux regroupés sous un même cartouche) par rapport à leurs coordonnées d'origine.

En Russie, les données sont plus disparates et autorisent difficilement une synthèse à fine échelle. La **subdivision bioclimatique de part et d'autre de l'Oural** apparaît encore clairement sur les cartes :

- À l'ouest, les MTCO affichent des valeurs probables comprises entre **- 20°C et - 15°C** ;
- À l'est, à *Taïmyr Lake** (VELICHKO A.A. *et al*, 2002) et *Labaz Lake** (ANDREEV A.A. *et al*, 2002), les valeurs minimales atteignent - 34°C voire - 37°C à partir de 10 300 ^{14}C BP. Il est d'ailleurs intéressant de souligner la singularité de la partition du Dryas Récent en Sibérie centrale : il est probable que les températures les plus basses soient atteintes pendant la seconde partie de l'épisode, comme c'est le cas à *Labaz Lake**, ou à *Gladkoye Bog** (ANDERSON P. & LOZKHIN A., 2002), dans la province de Novossibirsk. En Yakoutie, le froid semble un peu moins prononcé puisque les MTCO varient entre -25 et -15°C. Le constat est le même au Kamtchatka, où le site de *Mereya River** (ANDERSON P. & LOZKHIN A., *op.cit*) permet de quantifier des valeurs de MTCO inférieures à -15°C.

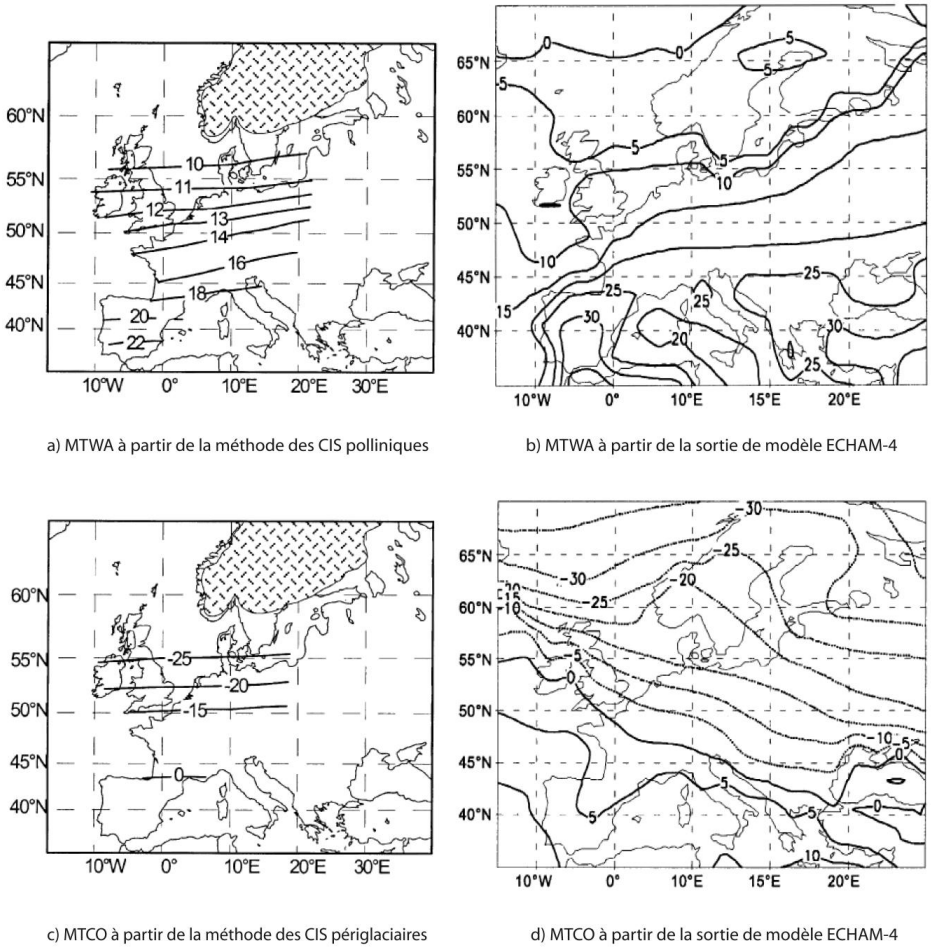


Fig.66 : Températures saisonnières en Europe pendant l'événement GS-1 selon une approche couplant données paléoenvironnementales et sorties de modèle
Sources : RENSSEN H. & ISARIN R.F.B. (2001)
Réalisation : © SOTO D. (2010)

3.5.4.2 … au niveau des températures du mois le plus chaud

L'analyse de la distribution spatiale de la température du mois le plus chaud permet également de quantifier le refroidissement du Dryas Récent. Alors que les valeurs moyennes de MTWA avaient pu atteindre 15 à 16°C pendant l'Allerød en Europe, elles chutent de plusieurs degrés dès le début de l'épisode, pour finalement varier entre 10 et 14°C (**fig. 57c**, **58c**, **59c**, **60c**). Un certain nombre de sites enregistre cependant des températures comprises entre 14 et 16°C, comme l'atteste la présence de taxons polliniques tels que :

- *Carex acutiformis*, *Typha angustifolia*, *Cladium mariscus*, *Rhamnus catharcticus* (**tab.4**) et *Picea* (lorsqu'elle dépasse 30 %) : ils sont tous représentés sur les cartes sous la forme d'un carré vert ;
- de *Picea* (lorsqu'elle est comprise entre 15 et 30 %), *Pinus* (lorsqu'elle est comprise entre 40 et 60 %), *Quercus* et *Ostrya* : ces taxons sont cartographiés sous la forme d'un rond jaune.

Il est intéressant de constater que le nombre de sites dont les températures estivales sont supérieures à 14°C sont plus nombreux voici 10 500 ^{14}C BP (**fig.58c**), particulièrement en Europe du Nord. Plus au sud, la présence conjointe de *Quercus ilex* et de *Quercus* à *Sanabria** (ALLEN J.R.M. *et al*, 1996) en Galice pourrait même supposer des températures estivales supérieures à 20°C. L'hypothèse d'une augmentation des **températures voici 10 500 ^{14}C BP**, comme le suggèrent déjà les analyses haute-fréquence réalisées sur certains sites européens (*cf. partie 3.5.3.*), semble ici validée.
Après ce court réchauffement, la présence des taxons listés ci-dessus diminue : les températures quantifiées retrouvent une valeur qui alterne entre 10 et 14°C. En revanche, les MTWA demeurent relativement élevées sur le pourtour méditerranéen (**fig.60c**) : la présence de *Pinus* à *Lago de Ajo** et *Selle di Carnino** garantit des valeurs comprises entre 16 et 18°C.

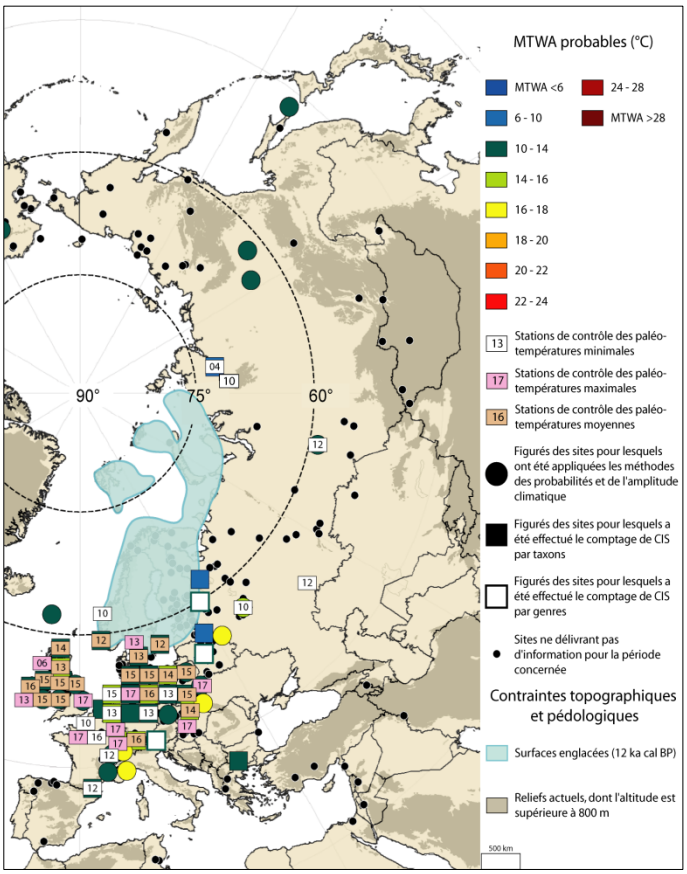


Fig.67 : Quantifications des MTWA proposées par l'équipe MPDB pour la période 10 800 (± 200) ^{14}C BP

Sources : fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques périglaciaires et paléothermiques : WDCP, MPDB

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

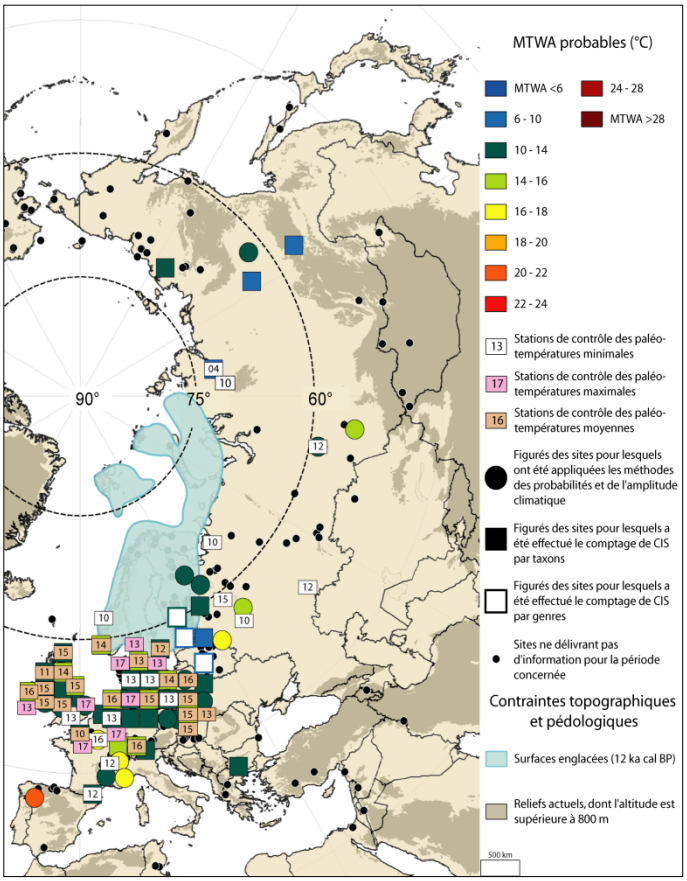


Fig.68 : Quantifications des MTWA proposées par l'équipe MPDB pour la période 10 500 (± 300) ^{14}C BP

Sources : fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques périglaciaires et paléothermiques : WDCP, MPDB

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

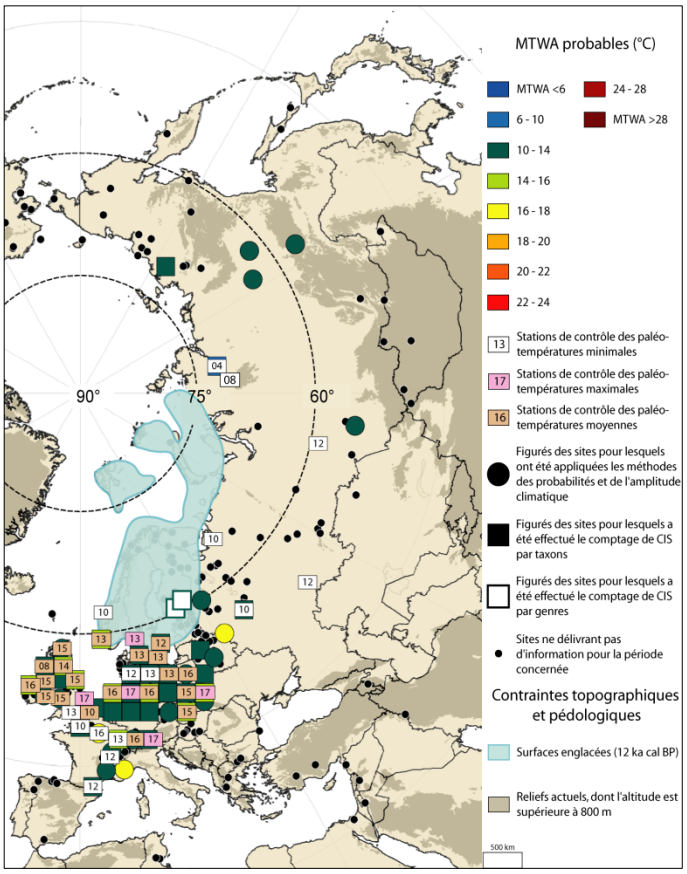


Fig.69 : Quantifications des MTWA proposées par l'équipe MPDB pour la période 10 300 (± 200) ^{14}C BP

Sources : fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques périglaciaires et paléothermiques : WDCP, MPDB

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

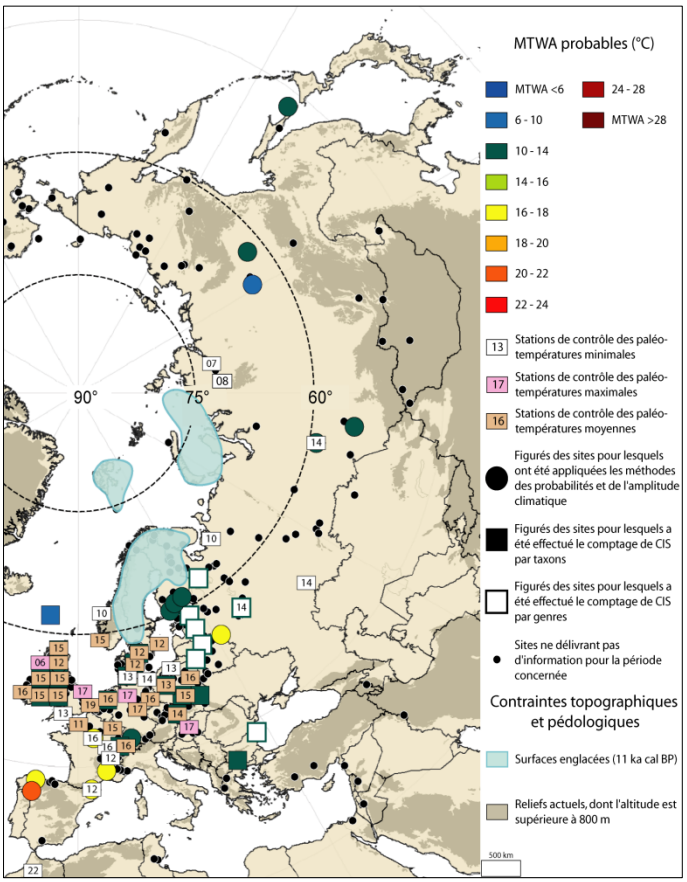


Fig.70 : Quantifications des MTWA proposées par l'équipe MPDB pour la période 10 000 (± 300) ^{14}C BP

Sources : fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données polliniques périglaciaires et paléothermiques : WDCP, MPDB

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

La géovisualisation de la distribution des MTWA pendant le Dryas Récent d'après l'équipe MPDB (**fig.67 à 70**) permet de remarquer que **les valeurs moyennes varient en Europe entre 13 et 16°C**, **soit des estimations plus élevées que celles proposées dans cette étude (10-14°C)**. La température du mois le plus chaud ne descend jamais sous 10°C et ne dépasse pas 17°C. **La logique de distribution s'établit selon un gradient N-S**, qui voit passer les températures de 12°C à la latitude 55°N à 16°C à la latitude 47°N.

L'analyse géographique des différentes variables ($MTWA_{MIN}$, $MTWA_{MAX}$, $MTWA_{MOY}$) permet de constater que les valeurs les plus basses se retrouvent pendant le Dryas Récent à proximité des fronts glaciaires, aussi bien en Écosse qu'en Irlande près des dômes de glace réactivés pendant l'événement GS-1, notamment à *Beinn Shiantaidh** (MTWA < 6°C ; DAWSON A.G., 1977) ou *Tory Hill** (MTWA < 13°C ; O'CONNELL M. *et al*, 1999), mais aussi en Scandinavie, à *Krakenes* (MTWA > 10°C ; GULLIKSEN S. *et al*, 1998), *Liastemmen** (MTWA = 12°C ; PAUS A., 1988), *Stangsmyr** (MTWA = 12°C ; SVENSSON N.O., 1989) ou *Hakulls Mosse** (MTWA = 13° C ; LIEDBERG-JONSSON, 1988). Sur les deux rives de la Manche, un « ilot de froid[109] » se caractérise par des températures minimales et moyennes comprises entre 10 et 13°C, notamment à *Nursling**, en Angleterre, entre ± 10 500 et ± 10 000 ^{14}C BP (MTWA > 13°C ; SEAGRIEF S.C., 1959)[110], mais aussi à *Bellengreville/Quillebeuf** en France ($MTWA_{MIN}$ > 10° C ; $MTWA_{MOY}$ =10 et 11°C ; ELHAÏ H., 1959). Sur les sites montagneux européens ont été quantifiées des valeurs minimales de températures comprises entre 12 et 13°C, comme c'est le cas à *La Borde** dans les Pyrénées Orientales (REILLE M. & LOWE J.J., 1993) ou bien *La Tourbière de Chirens** (WEGMÜLLER S., 1977), à l'étage collinéen du piémont occidental des Alpes (Dauphiné). Les températures ont pu toutefois s'élever jusqu'à 16°C, comme c'est le cas à *Rotsee** (LOTTER A.F., 1988), sans toutefois dépasser 17°C[111], comme l'indique la présence de *Selaginella selaginoides* dans les assemblages polliniques des sites alpins.

La littérature fait état de températures moins élevées que celles calculées par l'équipe MPDB : elles sont donc davantage en conformité avec celles proposées dans cette étude. À *Gerzensee**, la chute des températures, estimée à partir de données polliniques, est brutale et rapide : les MTWA passent de 19 à 10°C[112] en deux siècles (SCHWANDER J., 2000). *Idem* à *Leysin** alors qu'à *Zeneggen** et *Hérémence**, les MTWA ne dépassent pas 10°C (LEMDHAL G., 2000). Au *Locle*, les valeurs inférées se rapprochent davantage de celles de l'équipe MPDB (GUIOT J. & MAGNY M., 2002) : les

[109] L'existence de cet îlot de froid demeure, à ce jour, inexpliquée. Est-elle infondée au regard d'erreurs relatives aux techniques de quantification et/ou de datation ou bien s'agit-il d'une réalité physique ?

[110] La qualité des datations ^{14}C peut néanmoins être questionnée (*Annexe n°2*).

[111] Ces valeurs ne s'appliquent évidemment qu'aux sites étudiés et n'ont pas vocation à être extrapolées sur l'ensemble de la chaîne alpine.

[112] La transition entre l'Allerød et le Dryas Récent survient environ en 150 ans selon les données isotopiques, en 180 ans selon les données polliniques et en 250 ans selon les données malacologiques (cladocères).

températures sont comprises entre 13 et 13,5°C pour la première partie du Dryas Récent et entre 13,5 et 15,5°C pour la seconde, tout en sachant qu'elles diminuent à la fin de l'épisode (± 14°C). Enfin, en se référant aux travaux de RENSSEN H. et ISARIN R.F.B. (2001), **on retrouve une fois de plus un gradient thermique N-S**, le long duquel les températures passent de 10°C à la latitude 56°N à 18°C à la latitude 45°N puis 20°C à la latitude 40°N (**fig.65a**). Le modèle ECHAM-4 (**fig.65b**) plaide pour des températures estivales inférieures à 5°C aux latitudes circumpolaires, alors que **le gradient thermique est très prononcé entre la latitude 55° N et 45°N.** Les pourtours du bassin méditerranéen connaissent des températures élevées, généralement supérieures à 20°C.

Une fois de plus, la chaîne de l'Oural constitue une barrière entre les sous-continents russe et européen. Ainsi, en plein cœur des plaines et plateaux sibériens, la température du mois le plus chaud ne dépasse 10°C qu'au sud du 60ème voire du 55ème parallèle de latitude nord : **le froid est donc une constante en toutes saisons**, notamment aux latitudes circumpolaires ou bien près du front glaciaire : à *Taïmyr Lake**, les valeurs de MTWA ne dépassent pas 6°C (VELICHKO A.A. *et al*, 2002).

La première partie du Dryas Récent se révèle plus froide en Sibérie centrale au regard de l'augmentation relative des températures voici 10 500 ^{14}C BP à *Gladkoye Bog** (ANDERSON P. et LOZKHIN A., *op.cit*) et *Melekhovo Mire** (KHOTINSKII N.A., 1984), sites pour lesquels la présence de *Picea* coïncide avec des valeurs de MTWA supérieures à 14°C. *A contrario*, la présence de certains CIS (*Betula nana*) dans les assemblages polliniques semble signifier que ce réchauffement ne concerne pas la Sibérie orientale**,** toujours plongée sous des températures glaciales (< 10°C). Pendant la seconde partie de l'événement, le sous-continent manifeste une certaine homogénéité thermique depuis le versant pacifique jusqu'aux portes de l'Europe : toutes les valeurs reconstituées ou bien rencontrées dans la littérature, sont plus ou moins comprises entre 10 et 14°C. Toutefois, il est possible de distinguer deux domaines climatiques :

- **Le premier**, qui se caractérise par des températures minimales inférieures à 10°C, **englobe un espace, qui s'étend selon une composante zonale des Monts Poutorana aux Monts de Verkhoïansk**. À *Taïmyr Lake** (VELICHKO A.A. *et al*, *op.cit*), les températures augmentent de 3°C entre ± 10 300 et ± 10 000 ^{14}C BP alors qu'elles diminuent de 2°C à *Labaz Lake**, à partir de ± 10 300 ^{14}C BP (ANDREEV A.A. *et al*, 2002).
- **Le second désigne la Russie européenne à l'ouest de l'Oural**. Les températures minimales dépassent 10°C selon le comptage des CIS polliniques par taxons ou par genres. L'équipe MPDB suppose même que les MTWA ont pu atteindre des valeurs supérieures à 14°C à *Melekhovo Mire**, *Buzulusky Bor** et *Entarnoye** voici ± 10 000 ^{14}C BP.

3.5.5 L'établissement d'un climat sec sur l'ensemble du continent

La dernière variable climatique conduit à s'intéresser à la distribution spatiale des précipitations (**fig.57d**, **58d**, **59d** et **60d**). La géovisualisation des données permet de remarquer que **le déclenchement du Dryas Récent impose un retour des conditions sèches sur tout le continent eurasiatique**, propice au retour des steppiques dans les assemblages polliniques. **Les précipitations moyennes ne dépassent pas 700 mm/an,** à l'exception des sites sur lesquels des boisements arbustifs ont pu être identifiés. **Les niveaux lacustres sont bas**. Les valeurs quantifiées en Russie attestent cette évolution. Ainsi, à :

- *Melekhovo Mire** (KHOTINSKII N.A., *op.cit*), les précipitations passent de 565 mm/an pendant l'Allerød à 370 mm/an pendant le Dryas Récent ;
- *Buzulusky Bor** (KREMENETSKI C.V. *et al*, 1999), elles diminuent également de 430 à 300 mm/an ;
- *Taïmyr Lake** (VELICHKO A.A. *et al*, 2002) *et Labaz Lake** (ANDREEV A.A. *et al*, 2002), les précipitations tombent sous le seuil de 250 mm/an, ce qui permet entre autres de définir un climat aride.

Toutefois, certaines régions demeurent plus arrosées que d'autres. C'est le cas :

- en Russie occidentale où ont été identifiés des niveaux lacustres plus élevés pendant toute la durée de l'événement ;
- En Sibérie orientale, où la possibilité de recourir à l'intégralité des données polliniques brutes a permis d'identifier des peuplements de taxons arbustifs boréaux, qui nécessitent des précipitations moyennes supérieures à 700 mm/an.

A contrario, seul un faible nombre de taxons a été intégré dans le SIG si bien que ce sont les steppiques qui se démarquent dans les cartes de végétation au détriment des autres formations arbustives. Dans ce cas de figure, on peut redouter que la reconstitution des précipitations annuelles ne soit pas conforme à la « réalité ». Il est donc nécessaire de porter un regard critique sur les quantifications proposées et poursuivre l'acquisition de nouvelles données pour définir plus précisément la quantité d'eau précipitée par an pendant le Dryas Récent.

Ce dernier s'achève d'ailleurs voici 10 000 ^{14}C BP (**fig. 60d**), par un épisode d'**augmentation quasi-générale des précipitations sur le continent eurasiatique**, comme l'attestent les niveaux lacustres géovisualisés. Les PANN sont ainsi estimées à :

- 520 mm/an (+ 180 par rapport au début de l'épisode) à *Melekhovo Mire** ;
- 460 mm/an (+ 160) à *Buzulusky Bor** ;
- 510 mm/an (+ 140) à *Entarnoye** ;
- 380 mm/an (+ 160) à *Taïmyr Lake**.

Ces valeurs sont conformes avec le maillage global des niveaux lacustres (VIAU A.E. & GAJEWSKI K., 2001), qui permet de visualiser (**fig.71**) :

- des valeurs élevées :
  - en Irlande et en Écosse ;
  - en Europe centrale, depuis la plaine germano-polonaise jusqu'à la Sardaigne ainsi que du Massif Central aux Balkans ;
  - en Europe orientale, depuis les collines de Timan jusqu'aux plaines sarmatiques ainsi que de la Moscovie jusqu'à l'Oural.
- des bas niveaux :
  - le long d'une bande subméridienne à l'est de l'Oural ;
  - autour de la Manche et de la Mer du Nord. Au regard de la distribution singulière des températures estivales dans cette unité spatiale (**fig.69** et **70**), il pourrait se manifester un climat singulier plus frais et moins arrosé.

Parallèlement, le bassin méditerranéen peut être subdivisé en deux unités d'orientation zonale :

- Au nord de la latitude 35° N, les précipitations moyennes dépassent 700 mm/an et les niveaux lacustres affichent un niveau intermédiaire ;
- Au sud de ce parallèle, les niveaux lacustres demeurent bas, notamment sur le continent africain (**fig.60d** et **71**). Ce résultat conforte la justesse des travaux préalables, selon lesquels la pluviosité diminue au début de l'Holocène en parallèle avec une intensification du flux d'harmattan de secteur Est (ROGNON P. & GOUDE-CAUSSEN C., 1996).

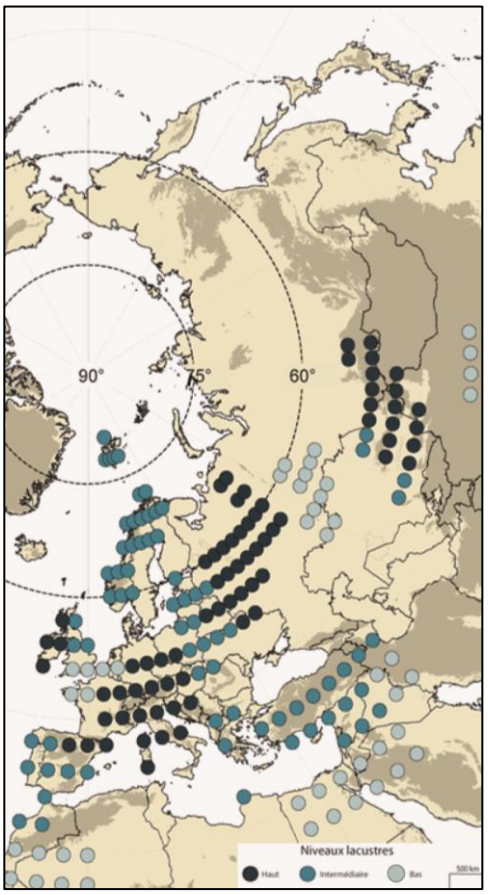


Fig.71: Maillage des niveaux lacustres en Eurasie voici 12 000 ans (± 10 300 ^{14}C BP)

Sources : fond de carte ESRI Arc Map 8 © ESRI ® ; données altimétriques : GTOPO30 ; données des niveaux lacustres : VIAU A.E. & GAJEWSKI K. (2001)
Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

Il a été volontairement choisi de ne pas représenter l'englacement des surfaces continentales afin d'optimiser la géovisualisation des niveaux lacustres.
En revanche, l'absence de données à l'est du 90ème méridien de longitude E est significative de la difficulté de procéder à une interprétation des changements climatiques de cette unité spatiale.

Le Dryas Récent constitue donc un épisode de refroidissement des paléoenvironnements européens, au sein desquels resurgissent à nouveau les herbacées. La dynamique des écosystèmes forestiers, singulièrement différente de son homologue américaine, est perturbée depuis la façade atlantique jusqu'à l'Oural. Sur le sous-continent russe, le froid demeure en revanche une constante pendant toute la durée du Tardiglaciaire, propice à un redéploiement rapide de la toundra buissonnante et arbustive.

S'écoulant sur un rythme tripartite, le Dryas Récent se caractérise ainsi par le retour à des conditions climatiques glaciaires en Europe. La chute des températures est prononcée aux latitudes « tempérées » : la différence des températures du mois le plus chaud entre le Bølling (13-20°C) et le Dryas Récent (10-18°C) avoisine 3°C. **En revanche, elle est bien plus prononcée en ce qui concerne les MTCO, puisqu'elle atteint 10°C aux latitudes « tempérées » et 15 à 20°C aux latitudes circumpolaires**. **L'Europe est alors scindée en deux et le gradient thermique est prononcé du nord au sud**. Une autre subdivision climatique peut être opérée de part et d'autre de la chaîne de l'Oural. À l'ouest se distingue un domaine dont les caractéristiques climatiques se rapprochent de celles de l'Europe centrale (hiver froid, été frais). À l'est, le froid impose des conditions extrêmement rigoureuses en toutes saisons. Il contribue à l'établissement d'un climat très froid et sec**.**

Le Dryas Récent s'achève voici 11 500 ans par un réchauffement des températures en Europe, **particulièrement le long de la façade atlantique** (DAVIS B.A.S. *et al*, 2003). Toutefois, **dès lors que s'éloigne l'Océan**, **la transition Dryas Récent/Préboréal prend une autre tournure** (**fig.72**). :

- Dans le Sud-Est de l'Europe, l'Holocène commence par une légère baisse des températures qui précède une hausse des MTCO et des MTWA, qui étaient supérieures à leurs valeurs actuelles voici 11 500 ans ;
- Dans le Centre-Ouest, le réchauffement des températures est progressif ;
- Dans le Nord-Est, les courbes n'affichent pas de rupture majeure autour de 11 500 cal BP **:** cette date coïncide même avec une baisse des MTCO **;**
- Dans le Centre-Est, la différence entre la géochronologie groenlandaise et l'évolution des températures est notable compte tenu du fait que le pic de réchauffement est modéré et différé de quelques centaines d'années.

La transition Dryas Récent/Préboréal affiche donc plusieurs visages en Europe. Au final, seule la géochronologie de la façade atlantique dans une large extension se rapproche idéalement de celle de son homologue groenlandaise. Le réchauffement bénéficie alors aux végétaux de la forêt boréale (*Betula*, *Pinus*), qui profitent du déclin des herbacées pour composer des peuplements de plus en plus denses.

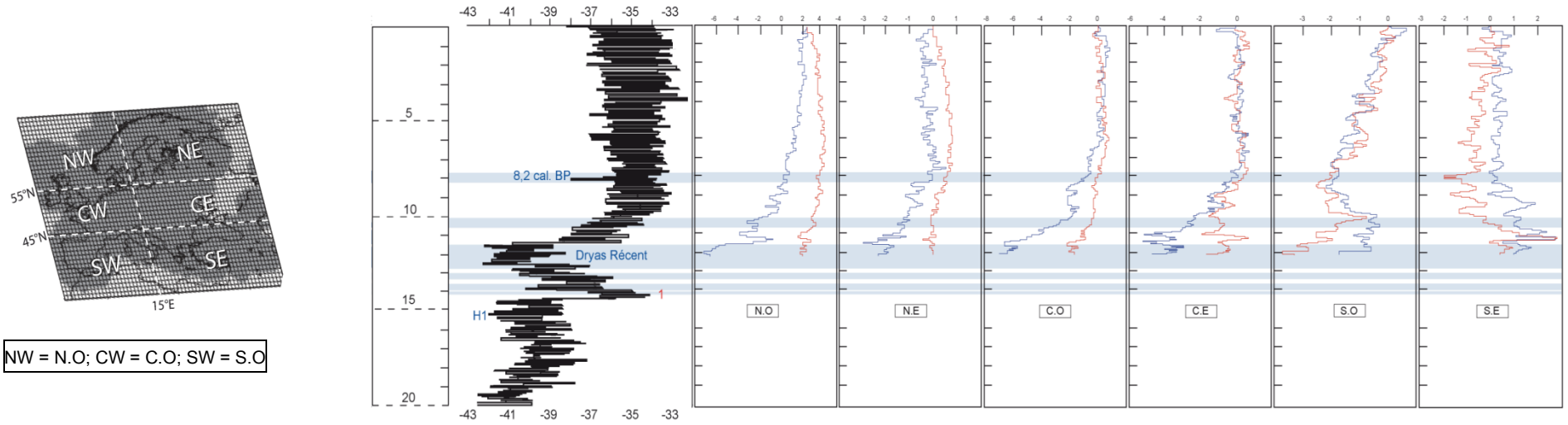


Fig.72 : Évolution des températures dans six unités spatiales européennes depuis 12 000 cal BP jusqu'à aujourd'hui, corrélée à la composition isotopique de l'oxygène de la géochronologie groenlandaise GRIP.

- La colonne de gauche désigne les dates (en ka)
- La seconde colonne représente la composition isotopique de l'oxygène du carottage GRIP
- Dans chaque colonne est rapportée l'évolution par rapport à l'actuel des températures du mois le plus chaud (courbe rouge) et du mois le plus froid (courbe bleue)
- Les sur-lignages horizontaux de couleur bleue visualisent les principaux épisodes de refroidissement pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène ;
- **1** : Événement de DANSGAARD/OESCHGER n°1 ;
- **H1** : Événement d'HEINRICH n°1 ;

Sources : DAVIS B.A.S. *et al*, (2003)

Conception et réalisation : © SOTO D. (2010)

Synthèse

L'analyse des cinq mille années écoulées pendant le Tardiglaciaire permet de procéder à une analyse spatio-temporelle des changements climatiques en Eurasie, qui s'est avérée plus complexe à réaliser qu'en Amérique du Nord, compte tenu de la spécificité des données du WDCP. En ce sens, **cette étude souffre de deux limites :**

- **La première réside dans l'inégale répartition des sites**. Très élevée en Europe, la densité des localités intégrées dans le SIG est nettement plus faible sur le sous-continent russe, ce qui empêche de procéder à une analyse fine de son évolution bioclimatique.
- **La seconde concerne l'intégration des données** : il n'a pas été possible de bénéficier des valeurs de présence des quinze principaux taxons pour un grand nombre de sites eurasiatiques, ce qui fait que **la reconstitution de la dynamique de la végétation**, pourtant à la base des quantifications thermiques et pluviométriques, **n'a pu être réalisée de manière efficace**.

Pour dépasser ces limites, valider notre protocole méthodologique et donc publier des résultats fiables, il a fallu s'appuyer sur la littérature et comparer les données quantifiées notamment avec les travaux de l'équipe MPDB, à l'initiative d'une étude relativement similaire à la nôtre. **La conformité des travaux déjà publiés avec les résultats de cette thèse permet de valider à l'échelle du continent eurasiatique le protocole de croisement des trois méthodes de quantification utilisées dans cette étude**. **Il s'agit probablement la d'un des apports essentiels de ce travail de recherche.**

Il convient également de souligner à quel point la géochronologie des sites européens est proche de celle des enregistrements groenlandais. Les analyses multi-proxy à haute-résolution des sites les mieux étudiés pour la période du Tardiglaciaire (*Gerzensee**, *Le Locle*, Amersee, Krakenes, Tory Hill*, Buzulusky Bor*, Labaz Lake**…) l'ont prouvé : **l'analogie est évidente en ce qui concerne le déclenchement des épisodes climatiques sur les surfaces continentales**, **notamment sur la façade atlantique,** à condition de se restreindre aux limites de précision imposées par les datations radiocarbones et les modèles âge-profondeur.

En revanche, le signal climatique est sensiblement différent de part et d'autre de l'Océan Atlantique, notamment en ce qui concerne la dynamique de recolonisation végétale postglaciaire. **Le DMG a eu un impact bioclimatique considérable en Eurasie**, repoussant les végétaux dans des refuges proches du bassin méditerranéen. Pendant le Tardiglaciaire, les conditions climatiques rigoureuses (froid

hivernal intensifié, étés frais, vents violents, ambiance très sèche), établies selon un gradient longitudinal, n'ont guère permis à la végétation arbustive de proliférer, hormis sur les pourtours méditerranéens. **Alors que sur le continent nord-américain les forêts boréales, mixtes et tempérées se sont succédé à tour de rôle jusqu'aux limites d'extension de l'inlandsis laurentide, les forêts boréales et mixtes ont eu des difficultés considérables à s'établir durablement en Eurasie**. Ce n'est que pendant les périodes les plus favorables du Bølling et de l'Allerød que jaillissent dans les paléoenvironnements des peuplements plus ou moins denses de *Betula* puis de *Pinus*, en Europe, ainsi que de *Betula* et de *Picea* en Asie, dans un contexte d'augmentation générale de l'insolation favorable à des étés plus chauds. La steppe, de même que la toundra buissonnante et arbustive, ont longtemps caractérisé les paysages végétaux eurasiatiques et ont à chaque épisode de refroidissement effectué un retour fracassant au sein des assemblages polliniques, profitant alors de températures hivernales en baisse et de faibles précipitations.

Chapitre III : Relecture du rôle des mécanismes à l'origine des changements climatiques du Tardiglaciaire würmien

Les deux premiers chapitres de cette thèse ont permis de géovisualiser pour la période du Tardiglaciaire würmien les caractéristiques des changements climatiques désignés dans la littérature comme abrupts, en raison de la fréquence (à l'échelle des temps géologiques) et de la magnitude des variations qu'ils engendrent dans un contexte de déglaciation. L'enjeu scientifique de ce troisième chapitre est d'expliciter leur origine. Pour cela, il est nécessaire de procéder à une relecture du rôle des mécanismes de forçage et de rétroaction capables de générer ces perturbations rapides du système climatique.
Aujourd'hui, les principales thématiques de recherche sur ces mécanismes portent :

- **sur une évolution interne du système climatique global**, impliquant de manière plus ou moins concomitante des variations de la circulation océanique, de la concentration atmosphérique en GES (Gaz à Effet de Serre) et de l'albédo planétaire.
- **une perturbation radicale de ce même système**, suite au fait qu'une ou plusieurs de ses composantes atteignent une valeur-seuil, le plongeant dans un cycle d'hystérésis[113].
- un **forçage externe**, d'origine orbitale ou solaire.

Il convient donc d'explorer chacune de ces hypothèses afin de déterminer, au regard des données présentées au chapitre précédent, leur place dans la hiérarchie des mécanismes de forçage et de rétroaction. L'ambition de ce chapitre est également de tester l'adéquation du modèle de circulation générale de l'AMP (Anticyclone Mobile Polaire) pour une période pendant laquelle il n'a pas été encore expérimenté.

[113] Hystérésis (*hysteresis*): réaction non-linéaire du système climatique à un facteur perturbateur.

1. Un consensus scientifique sur le forçage de la circulation thermohaline

Les efforts actuels de la recherche en paléoclimatologie visent clairement à évaluer l'impact d'une perturbation radicale de la circulation océanique sur le climat. La clé du problème reposerait donc sur la dynamique de ces immenses étendues d'eau, ce qui somme toute paraît logique compte tenu du fait qu'elles couvrent plus de 70% de la surface planétaire, disposent d'une capacité de stockage de la chaleur 1 200 fois supérieure à celle de l'atmosphère (MINSTER J.F., 2002) et contribuent pour moitié au transport de chaleur des basses vers les hautes latitudes (DUPLESSY J.C., 2004).

1.1. Premières quantifications des rétroactions entre l'océan et le climat

L'analyse spatiale des flux de chaleur véhiculés par les courants océaniques remonte au début des années 1980 : les premiers à l'avoir théorisé ont été H.STOMMEL puis C.WUNSCH. Leur conclusion selon laquelle l'océan transporte autant de chaleur que l'atmosphère ouvre un champ privilégié aux recherches océanographiques lors de l'élaboration du Programme Mondial de Recherches sur le Climat (PMRC)[114] en 1980 : le sous-programme WOCE[115] (*World Ocean Circulation Experiment*) a été notamment dédié pendant la période 1990-2002 au prélèvement d'une batterie de mesures concernant les transports d'eau et de chaleur par les courants marins. Pour cela, l'océan global a été découpé en sections hydrographiques, que des navires ont parcourues pour mesurer la température et la salinité des eaux (MINSTER J.F., 2002). **Cet effort international de recherche a permis la naissance des premiers travaux de modélisation de la circulation océanique dans le courant des années 1980** (DUPLESSY J.C. *et al*, 1984 ; BROECKER W.S. *et al*, 1985 ; BROECKER W.S. & DENTON G.H., 1989), grâce auxquels ont été définis les mécanismes de la circulation thermohaline[116] (THC), dont l'étude de la paléodynamique va devenir un des enjeux scientifiques majeurs de la fin du XX^{ème} siècle.

[114] *http://www.wmo.ch/web/wcrp*

[115] *http://www.noc.soton.ac.uk/OTHERS/woceipo/*

[116] Circulation thermohaline (*thermohaline circulation*) : circulation de chaleur (du grec *thermos*) et de sel (*halos*) dans l'océan mondial. Lorsqu'ils s'intéressent spécifiquement au bassin atlantique, les anglophones emploient le terme d'*Atlantic Meridional Overturning Circulation* (AMOC).

Pourtant, les paléoclimatologues ont longtemps cru que le système climatique évoluait lentement au gré des fluctuations orbitales de l'insolation journalière[117]. Or, la découverte dans les années 1960-1980 des mêmes changements climatiques dans les archives sédimentaires continentales et marines que ceux identifiés par les palynologues depuis les années 1930 vient bouleverser la donne. C'est ainsi qu'à *Camp Century* (Groenland) est dressé pour la première fois en 1972 le profil de teneur en ^{18}O d'une carotte glaciaire, qui couvre précisément les 100 000 dernières années ; la séquence Allerød-Dryas Récent y est clairement marquée. *Dye 3*, un autre forage glaciaire groenlandais distant de 1 400 km de *Camp Century* permet en 1982 de mieux analyser et dater les changements climatiques du Tardiglaciaire et de l'Holocène en rapport avec les changements de mode de la circulation thermohaline (JOUZEL J. *et al*, 2008) : **pour la première fois sont associées les notions de dynamique climatique et de dynamique circulatoire des flux océaniques** (OESCHGER H. *et al*, 1984 ; BROECKER W.S. *et al*, 1985, DANSGAARD W. *et al*, 1989).

Cependant, la priorité de la communauté scientifique se porte davantage dans les années 1980 sur l'étude du DMG, qui a fait l'objet dès 1976 du programme international de recherche CLIMAP (*Climate Mapping*), dans le but de reconstituer la topographie des inlandsis, l'emplacement exact de la banquise, les variations spatio-temporelles des SST, de même que l'albédo des surfaces continentales. Le programme CLIMAP apparaît donc à point nommé pour synthétiser les données océaniques, obtenues depuis le début des années 1970 et commencer les premiers travaux de modélisation climatique (**fig.73**)

À la fin des années 1980 et au début des années 1990, le Tardiglaciaire et l'Holocène sont à nouveau au cœur des problématiques paléoclimatologiques grâce à la découverte d'**une relation entre des épisodes d'introduction massive d'eau douce dans l'océan**, **les événements d'Heinrich**[118] (**fig.74**) consécutifs à la déglaciation des grands inlandsis, **et les changements climatiques du passé** (HEINRICH H., 1988 ; FAIRBANKS R.G., 1989 ; BROECKER W.S., 1992 ; BOND G. *et al*, 1993 ; LEBREIRO S.M. *et al*, 1996). Deux autres épisodes de relèvement rapide du niveau marin attirent également l'attention des océanographes :

- le *Meltwater Pulse* 1a, daté dans l'Arctique Nord entre ± 14 100 et ± 13 900 cal BP (STANFORD J.D. *et al*, 2006) : il se caractérise par une élévation du niveau marin de 25 mètres en moins de 500 ans dans l'Hémisphère Nord ;

[117] Insolation journalière (*diary insolation*) : « quantité d'énergie reçue (W. m^{-2}) par unité de surface à un endroit donné de la Terre sur un jour, divisée en 24h et ce, sans tenir compte de la présence de l'atmosphère » (BERGER A. & LOUTRE M.F., 2004). À noter que certains auteurs préfèrent désigner l'insolation journalière par le terme d'irradiance.

[118] Evénement d'Heinrich (*Heinrich event*) : un événement d'Heinrich (H) se caractérise par une décharge massive d'icebergs dans l'Atlantique Nord, en provenance de la calotte laurentide et/ou fenno-scandinave. Il coïncide avec un refroidissement marqué des surfaces continentales. Il se repère dans les sédiments marins par des dépôts riches en matériel grossier, corrélés à des minima de composition isotopique de l'oxygène. Connus au nombre de six, les événements d'Heinrich présentent une fréquence proche de 7 000 ans.

- le *Meltwater Pulse* 1b, qui survient au début de l'Holocène voici 11 000 ans : il se distingue par un rehaussement de 10 mètres du niveau marin de l'Hémisphère Nord.

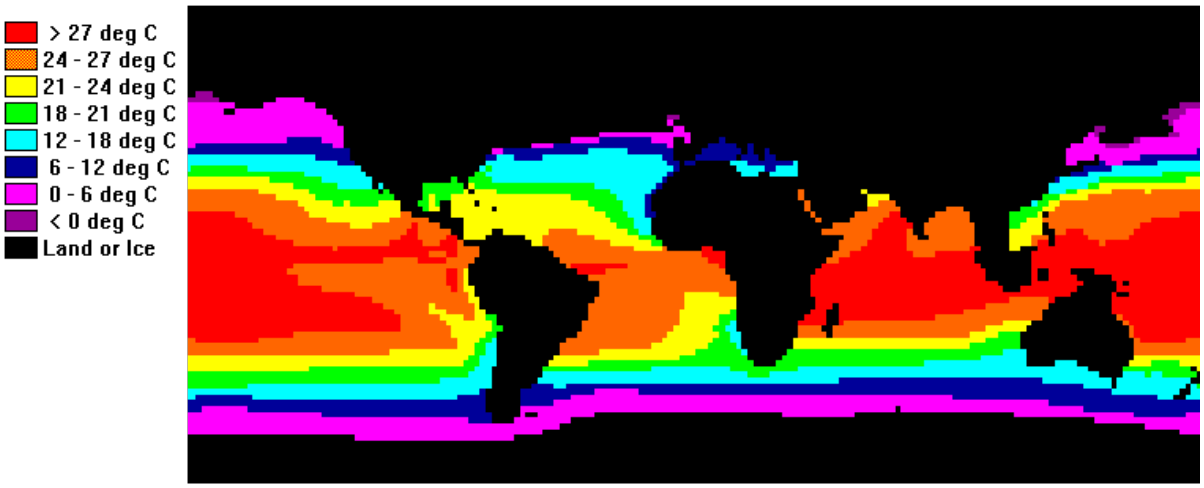


Fig.73 : Reconstitution des températures océaniques de surface pendant les hivers boréaux (Février) du DMG voici 21 000 ans : un des premiers travaux de modélisation climatique.

Source : CLIMAP (1981)

Ce travail sert encore de référence climatique en l'absence d'un nouveau travail vérifié de synthèse. Des correctifs ont cependant été apportés au niveau des zones polaires et tropicales grâce aux méthodes chimiques actuelles de détermination des SST (DUPLESSY J.C., 2004).

L'océan, présenté jusque-là comme un régulateur thermique, devient pour la première fois un élément perturbateur de la machine climatique (JANSEN E. & VEUM T., 1990 ; PAILLARD D., 2004). L'idée est donc lancée et reprise dans les programmes internationaux de recherche (COHMAP, 1988). Des expériences de modélisation sont conduites pour la période de refroidissement général du Dryas Récent en considérant comme facteur déclencheur une intrusion d'eau douce dans l'océan Atlantique (HARVEY L.D.D., 1989 ; RIND D. & OVERPECK J., 1993 ; RAHMSTORF S. & GANOPOLSKI A., 1999) : elles aboutissent à l'hypothèse selon laquelle **une perturbation de la circulation thermohaline pourrait être le forçage principal d'un refroidissement des régions adjacentes de l'Atlantique Nord** (**fig.75**). De même, il est avancé l'idée que les soubresauts océaniques provoqués par les décharges massives d'eau douce s'organisent selon des cycles d'hystérésis.

D'autres épisodes cycliques d'évolution rapide du climat sont également distingués dans les carottes glaciaires et marines : ce sont les épisodes de Dansgaard/Oeschger (JOHNSEN S.J. *et al*, 1992 ; DANSGAARD W. *et al*, 1993 ; BOND G. *et al*, 1997 ; VOELKER A.H.L. *et al*, 2002) qui ont une durée comprise entre 500 et 2 000 ans. Ils pourraient être liés à un retrait vers le nord du front polaire océanique[119], comme c'est le cas pendant le Bølling, qui coïncide avec le D/O n°1.

[119] Front polaire océanique (*oceanic polar front*): discontinuité le long de laquelle s'opère le contact entre les eaux de fonte glaciaire et les eaux tropicales.

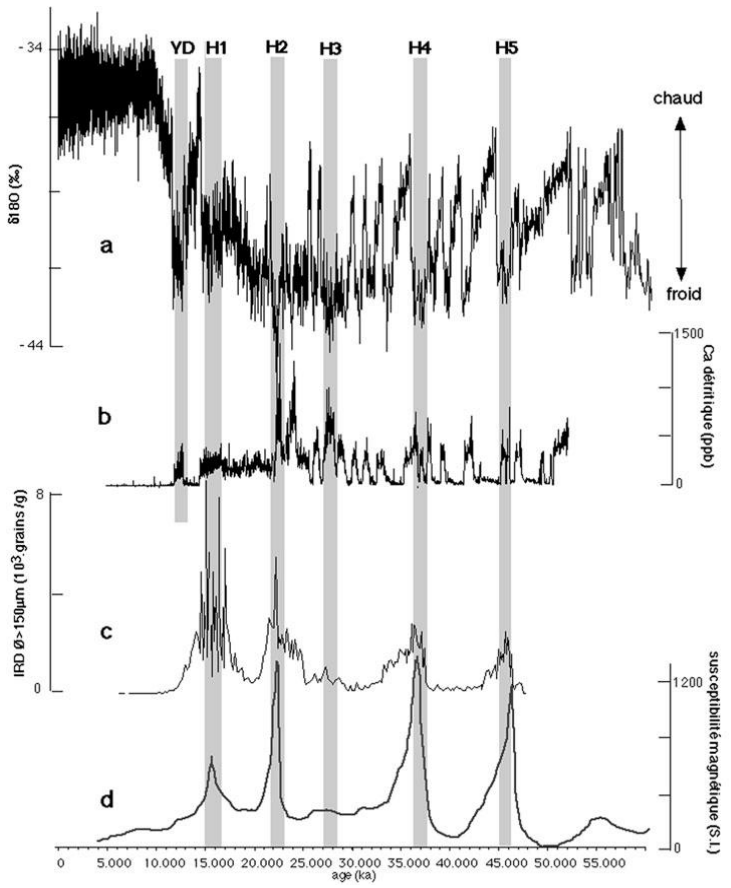


Fig.74 : Interprétation d'une succession d'événements d'Heinrich à partir des analyses chimiques effectuées sur la carotte groenlandaise GISP2 et une carotte marine de l'Atlantique Nord (non précisée)

Source : *http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosclim/biblio/pigb15/01_changements.htm*

a) Composition isotopique de l'oxygène;

b) Concentration des particules de calcium dans les couches de glace, indiquant la teneur atmosphérique en aérosols terrestres et marins. ***Elle est particulièrement importante pendant les épisodes de refroidissements*** *;*

c) Phases d'IRD (Ice-Rafted Debris), qui se succèdent au même rythme que les événements d'Heinrich, à l'exception d'H3 ;

d) Susceptibilité magnétique des sédiments de la carotte marine indiquant très visiblement le dépôt de sédiments grossiers riches en minéraux magnétiques et ferromagnésiens pendant les événements d'Heinrich, à l'exception d'H3.

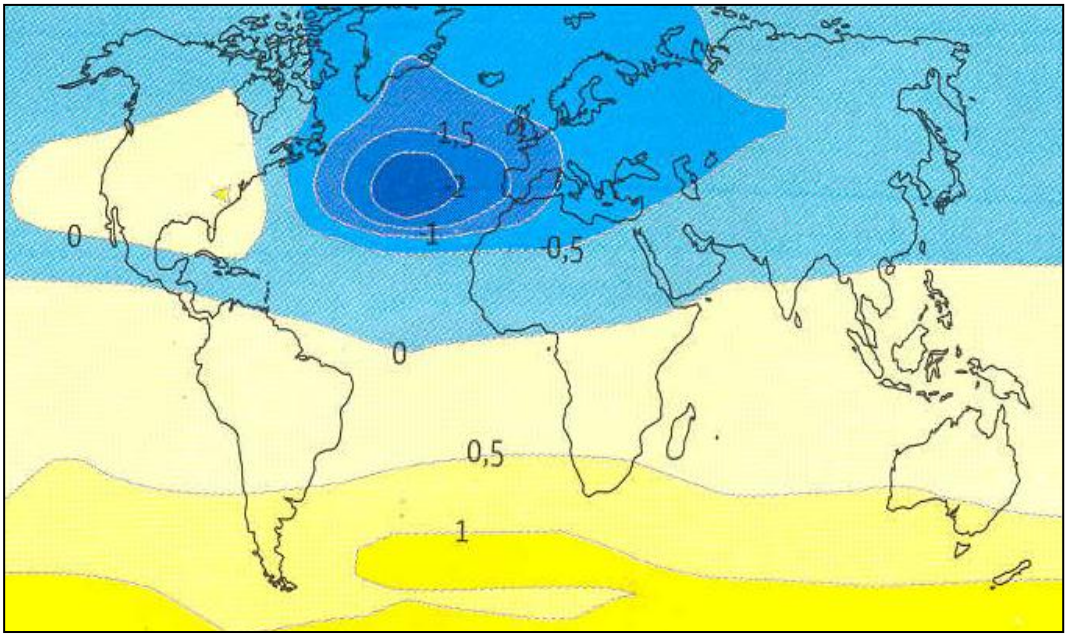


Fig.75 : Impact climatique global d'un événement d'HEINRICH, simulé grâce à un modèle de complexité réduite.
Source : RAHMSTORF S. & GANOPOLSKI A. (1999)

L'Atlantique Nord est l'unité spatiale la plus touchée par un refroidissement, qui peut atteindre 2°C.

Ces découvertes dans les archives marines et glaciaires permettent aujourd'hui d'aboutir à la conclusion selon laquelle les nombreux épisodes climatiques abrupts de ces 50 000 dernières années sont des réponses à des modifications périodiques de la circulation thermohaline (GROUSSET F., 2001). **Une grande majorité de paléoclimatologues adhère à cette conclusion**, comme l'écrit PAILLARD D. (2004), qui définit l'océan comme « *la seule composante du système climatique susceptible d'induire des changements conséquents, avec les constantes de temps appropriés.* » **Cette hypothèse est également celle partagée par le GIEC** (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat) dans ses diagnostics des risques climatiques majeurs à venir dans les décennies et les siècles futurs (1990, 1995, 2001, 2007)[120]. Pour certains, le recours systématique à cette hypothèse conduit à un non-sens, comme le fait remarquer WUNSCH C. (2006) : « *The canonical view that ocean circulation changes were the cause of abrupt changes seen in Greenland isotopes record is widespread and is usually implied even where not explicitly stated*[121] » Ce point sera discuté au sous-chapitre suivant. Au préalable, il convient de rappeler les fondements de la circulation océanique globale, afin de poser les bases d'une réflexion structurée sur la validité de cette hypothèse.

[120] « Au nombre des événements brusques possibles qui ont été envisagés figurent **une réorganisation de grande ampleur de la circulation thermohaline**, une déglaciation rapide et une fonte massive du pergélisol ou un accroissement de la respiration des sols entraînant de rapides changements dans le cycle du carbone »

[121] L'idée générale que les modifications de la circulation océanique génèrent des changements climatiques brusques, comme le dévoilent les analyses isotopiques groenlandaises, est très répandue et employée, même lorsqu'elle n'est pas explicitement concernée.

1.2 Les principes de la circulation océanique

L'océan, envisagé à l'échelle globale, est un élément fondamental du système climatique. **Il forme une vaste machine thermodynamique, qui comme l'atmosphère interagit avec le rayonnement solaire pour emmagasiner de la chaleur et la redistribuer sous forme latente. Cependant, le Soleil n'est pas le seul responsable des échanges énergétiques océaniques. L'océan est soumis à d'autres mécanismes de forçage** (MINSTER J.F., 1997) **parmi lesquels :**

- **les variations du champ de pression atmosphérique, qui rétroagit avec la circulation des masses d'air** ; l'effet du vent à la surface provoque une tension qui peut entraîner le déplacement d'une couche d'eau pouvant atteindre une centaine de mètres d'épaisseur ;
- **les échanges d'eau douce entre l'atmosphère et l'océan** (mécanismes de précipitation, d'évaporation et d'intrusion en provenance des surfaces continentales) ;
- **les forces de Coriolis, liées à la rotation de la Terre, qui entraînent le déplacement différencié des flux atmosphériques et océaniques selon une intensité et un sens qui varient en fonction de la latitude.** Ainsi, la déviation est plus forte aux pôles qu'à l'Equateur car la vitesse de rotation des flux augmente au fur et à mesure que la circonférence de la Terre diminue.

Les phénomènes mécaniques et thermodynamiques rappelés ici seront évoqués plus en détail au cours de ce chapitre particulièrement lorsque sera étudiée la hiérarchie des processus mis en pour expliquer les changements climatiques de courte durée. L'enjeu scientifique de cette partie réside davantage dans une description analytique des circulations de surface et de profondeur afin de déterminer la singularité de la circulation thermohaline particulièrement dans l'Atlantique Nord.

1.2.1. La machine thermique océanique : la circulation de surface

Les courants océaniques de surface sont définis comme des masses d'eau mobile d'un seul et même tenant sur une épaisseur de quelques centaines de mètres. Ils sont animés par deux types de circulation, différenciés selon leur sens de rotation. La distribution du vent aux latitudes subtropicales génère une convergence, qui empile l'eau au centre des bassins où la pression est alors plus élevée (MINSTER J.F., *op.cit*). Il s'établit alors **une circulation anticyclonique géostrophique**[122], comme c'est le cas pour :

- le **gyre Nord-Atlantique**, animé par le *Gulf Stream* (courant du Golfe), qui forme une masse d'eau chaude et salée d'une épaisseur moyenne de 1 500 m. En provenance de l'hémisphère Sud, il traverse le golfe du Mexique pour ensuite longer rapidement (2m/s) les côtes de Floride (débit de 300 Sv) avant de se diriger vers l'Europe occidentale à partir du Cap Hatteras. En plein Atlantique, il se divise en deux branches :

[122] Géostrophique (*geostrophic*) : régi par les forces de Coriolis.

  - La branche Nord, qui atteint un débit de 100 Sv, devient **la Dérive Nord-Atlantique** (DNA). Elle prolonge ce courant chaud vers le Nord-Ouest européen, en passant entre l'Islande et l'Écosse pour poursuivre sa route le long des côtes norvégiennes. Elle devient alors le courant de Norvège et se dilue dans la mer de Barents, entre la Nouvelle-Zemble et le Spitzberg.
  - La branche Sud se dirige vers les Açores, franchit le Tropique du Cancer puis, en tournant vers l'Ouest, devient le courant des Antilles. Au large de la Floride, ce courant conflue avec le *Gulf Stream* et ferme le gyre.

- Le **gyre Nord-Pacifique**, dynamisé par le Kuroshio, second courant marin au monde en terme de débit après le *Gulf Stream*. Il contribue comme ce dernier à transporter les eaux tropicales vers le pôle. Formé en plein cœur du Pacifique-Ouest, il se dirige vers le Sud-Est du Japon où il devient le Courant du Pacifique Nord. Le gyre anticyclonique se prolonge à l'est par le courant de Californie et forme une boucle au sud avec le courant Nord-Équatorial.

Aux plus hautes latitudes, les vents entraînent l'eau de façon divergente : les **gyres subpolaires** optent alors plutôt pour une circulation cyclonique, comme celle formée par les courants Est-Groenland-Irminger et du Labrador : ils proviennent tous deux de l'océan Arctique et sont bouclés plus au sud par la DNA. Un autre gyre se forme dans l'océan Pacifique, où il apparaît mieux dessiné. Il emprunte le parcours de l'Oyashio, qui passe par la mer de Béring, longe les côtes du Kamtchatka et rejoint le Courant du Pacifique-Nord. Son retour vers les latitudes polaires s'opère par l'intermédiaire du courant d'Alaska, qui suit la même trajectoire que celle empruntée par les dépressions atmosphériques. L'échange de masse et de chaleur entre les gyres à la surface est conditionné par la circulation thermohaline, à l'origine de la formation des eaux profondes.

1.2.2. La machine thermique océanique : formation et remontée des eaux profondes

L'Atlantique Nord constitue un espace capital dans l'organisation de la circulation thermohaline mondiale (**fig.76**). À l'approche de l'Océan Glacial Arctique, les eaux de surface atlantiques véhiculées par la DNA, déjà denses car très salées[123], se refroidissent. Elles se densifient encore davantage tandis que leur vitesse ralentit : **l'équilibre dynamique est rompu**. **Par conséquent, ces dernières plongent. Il se met donc en place une mécanique qui s'apparente à celle d'un tapis roulant tridimensionnel** (*Conveyor Belt*), dans le sens où l'alimentation et l'évacuation des eaux est continue du fait de la DNA et de la circulation des eaux profondes.

[123] Elles peuvent atteindre jusqu'à 37 ups.

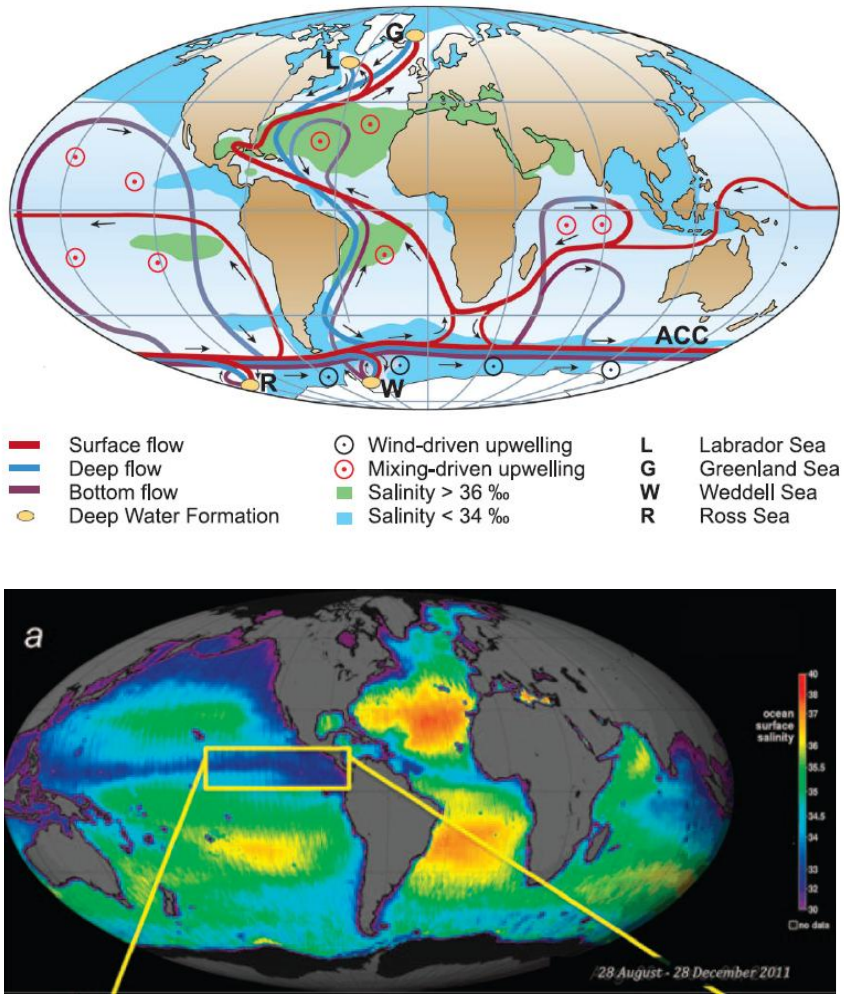


Fig.76 : Représentation schématique de la circulation thermohaline, comparée à la mesure globale de la salinité des eaux de surface (28 août -28 décembre 2011).

Sources : RAHMSTORF S. (2006) ; KURING N (*NASA Goddard Space Flight Center*).

Sont figurés, sur la représentation, les courants de surface (surface flow), les courants de profondeur intermédiaire (deep flow), les courants de fonds océaniques (bottom flow), les remontées d'eau profonde provoquées par le vent (wind-driven upweeling), les remontées d'eau profonde provoquées par le mélange turbulent (mixing-driven upweeling), les eaux les plus salées, les sites spécifiques de convection ainsi que le nom de certaines mers.

La mesure globale de la salinité des eaux de surface est ici représentée sous la forme d'un assemblage d'images collectées par le satellite américano -argentin Aquarius, mis en orbite en juin 2011 (http://aquarius.nasa.gouv.org). La carte permet de visualiser la salinité élevée des grands bassins subtropicaux d'évaporation et d'observer que la salinité est moins importante sous la ceinture pluvieuse équatoriale, dans le Pacifique nord et le nord de l'océan Indien, au débouché des grands fleuves (Amazone, Orénoque), sur les littoraux à upwellings et le long du courant circumpolaire antarctique. Ici, les entrées d'eau (précipitation, écoulement continental, remontées d'eau moins salée) dans le système océanique sont plus conséquentes que les sorties.

Les eaux plongent de façon plus ou moins intermittente dans des sites spécifiques de convection (**fig.76**), dont la position varie selon les saisons **: ils se localisent généralement dans les mers du Labrador, du Groenland, d'Islande, de Norvège (GIN) et d'Irminger** (DELECLUSE P., 2002, d'après les campagnes WOCE ; STOUFFER R.J. & MANABE S., 2003). Si la plongée des eaux Nord-Atlantiques est l'exemple le plus célèbre, il existe un autre cas de formation d'eaux profondes dans le globe : **elle**

survient en Antarctique près des mers de Ross et de Weddell (RAHMSTORF S., 2002) et génère l'EAF (Eau Antarctique de Fond, *Antarctic Bottom Water* en anglais) ainsi que l'EAI (Eau Antarctique Intermédiaire, *Antarctic Intermediate Water* en anglais), dont la circulation est capitale dans l'animation de la THC.

L'Eau Profonde Nord-Atlantique (EPNA, *North Atlantic Deep Water* en anglais) forme un courant agéostrophique[124] dont la température et la salinité moyennes sont de 2,9°C et 34,9 ups[125]. Il circule à une profondeur moyenne comprise entre 2 000 et 4 000 mètres et rejoint lentement l'Antarctique (DELECUSE P., *op.cit*). Son débit est estimé entre 15 et 18 Sv (LENOIR Y., 2001 ; TALLEY L.D. *et al*, 2003 ; SWINGEDOUW D., 2006). À son arrivée dans les mers du Sud, il croise le Courant Antarctique Circumpolaire (*Antarctic Circumpolar Current* en anglais) auquel il mêle ses eaux.

Dans sa thèse, D. SWINGEDOUW insiste sur **le rôle joué par la diffusion turbulente en profondeur dans l'animation de la THC**. En effet, il s'avère que l'énergie fournie par les puissants vents catabatiques et anticycloniques, soufflés depuis l'inlandsis antarctique, contribue à un mélange turbulent forcé qui assure la remontée de l'EPNA le long d'isopycnes[126] de profondeur intermédiaire. Ses eaux sont à nouveau redistribuées vers le plancher des océans Pacifique et Indien où, par la suite, elles se dirigent vers le Nord en l'absence de formation d'eaux profondes dans ces deux bassins, et remontent à la surface par le biais des processus de diffusion diapycnale[127]. Elles s'insèrent alors dans les gyres subtropicaux pacifiques puis se laissent guider par les courants équatoriaux. Deux routes leur permettent de rejoindre l'Atlantique Nord dans un délai compris entre 600 et 1 000 ans : celle qui leur fera traverser directement l'Atlantique du Sud au Nord[128] et/ou celle qui les fera transiter du Pacifique à l'Atlantique par l'intermédiaire du courant des Aiguilles et de l'ACC *via* le passage de Drake.

La circulation thermohaline est donc conditionnée aussi bien par le processus de convection que par celui de diffusion (RAHMSTORF S., 2006 ; SWINGEDOUW D., *op.cit*). La clé de voûte de cette mécanique se localise aux deux extrémités de l'océan Atlantique où se forment les eaux profondes (STOMMEL H. & ARONS A.B., 1960). Elles peuvent donc être considérées logiquement comme autant de talons d'Achille du système climatique pour reprendre l'expression de W.S. BROECKER. En effet, toute perturbation de la THC à ces deux endroits stratégiques aurait théoriquement des conséquences sur l'ensemble de la circulation des eaux océaniques.

[124] Agéostrophique : qui diffère de l'équilibre géostrophique

[125] Unité pratique de salinité ou ups (*Practical Salinity Unit ou psu*) : unité utilisée pour décrire la propriété salée de l'eau, qui équivaut approximativement à 1g de sel dans un kilogramme d'eau de mer. La salinité moyenne de l'eau de mer est de 35 ups soit 35g/kg d'eau.

[126] Isopycne (*isopycnal*) : surface de densité constante.

[127] Diapycnale (direction) (*diapycnal direction*) : direction à angle droit par rapport à la surface isopycnale empruntée par les eaux profondes et intermédiaires lors de leur diffusion, sous l'action des vents ou de la force géostrophique (DE SALABERT C., 2007).

[128] Par l'intermédiaire de l'EAI, qui surmonte l'EPNA et contribue à son advection.

1.2.3. Le Gulf Stream au cœur du système climatique

Le *Gulf Stream* constitue un élément clé de la mécanique thermohaline tridimensionnelle dans le sens où, impulsé par le vent, soumis à la force de Coriolis et dirigé par le tracé des côtes, il amène vers les moyennes puis les hautes latitudes de l'Atlantique Nord des eaux chaudes et salées, qui, refroidies, vont plonger en atteignant les mers circumpolaires. Dans la littérature, **ce rôle-clé lui vaut d'être considéré comme un acteur essentiel des variations climatiques du passé, du présent ainsi que du futur**.

Les premières études scientifiques sur ce courant chaud remontent à la fin du XIX^{ème} siècle. Il est connu par les navigateurs que des vents traversent l'Atlantique Nord d'Ouest en Est**.** L'idée naquit que **ces masses d'air pouvaient prélever la chaleur dégagée par le *Gulf Stream* (200 W/m²) pour la déporter sur la façade occidentale de l'Europe.** M.F. MAURY fut le premier à évoquer en 1855 le rôle majeur joué par ce flux dans la dissymétrie thermique des façades océaniques américaine et européenne : « *Tout vent d'ouest qui souffle vers l'Europe croise le courant, absorbe une part de sa chaleur et tempère ainsi les vents d'hiver venant du nord*. ». La dissymétrie climatique des deux versants continentaux de l'Atlantique Nord serait également amplifiée par le courant froid du Labrador qui baigne la côte orientale américaine du Canada et de la Nouvelle-Angleterre. **Le passage du *Gulf Stream* dans l'Atlantique Nord expliquerait donc la douceur du climat européen particulièrement en hiver**, comme tendrait à le prouver la comparaison des températures pour le mois de janvier des villes de Montréal (45°30'N) et de Lyon (45°46'N) pendant la normale climatique 1971-2000. À Montréal, la température moyenne quotidienne est de -10,2°C[129] alors qu'à Lyon la moyenne mensuelle des températures minimales pour le mois de janvier est de 0,1°C et de 6,2°C pour les températures maximales[130].

Depuis sa formulation par M.F. MAURY, l'idée persiste même « *en l'absence de preuves fondées sur des données et méthodes scientifiques modernes qui permettent d'établir sa véracité.* » (SEAGER R., 2003). Ainsi, il convient de déterminer l'influence réelle du *Gulf Stream* sur le climat Nord-Atlantique. Pour cela, cette étude propose d'explorer le passé géologique récent de la Terre, spécifiquement le Tardiglaciaire würmien, pendant lequel l'océan global a connu des modes de circulation radicalement différents de l'actuel, et de mettre en rapport les changements climatiques des surfaces continentales analysés précédemment.

[129] *http://ville.montreal.qc.ca/portal/page?_pageid=6897,67875636&_dad=portal&_schema=PORTAL*

[130] *http://climat.meteofrance.com/chgt_climat2/climat_france?73928.path=climatstation%252F69029001*

1.3. Les sursauts de l'océan peuvent-ils être à l'origine d'un changement climatique ?

Le système océanique fait l'objet d'interactions non-linéaires, c'est-à-dire que toute évolution vers un nouvel état de stabilité ne génère pas un retour à son état précédent. Aujourd'hui, la communauté scientifique identifie trois modes d'évolution de la THC (BARD E., 2004 ; JOUZEL J. & DEBROISE A., 2004 ; RAHMSTORF S., 2006) :

- Un **mode « actuel » ou « *switch on* »**, caractérisé par une circulation thermohaline telle qu'elle est connue actuellement. Il surviendrait pendant les optima thermiques comme lors du déclenchement d'un D/O (**fig.77**).
- Un **mode « glaciaire »**, pendant lequel les eaux profondes se forment au sud de l'Islande et en mer d'Irminger. Le transport d'eau salée vers les pôles est contrarié. La formation des eaux profondes diminue d'intensité. Les surfaces continentales qui bordent l'Atlantique Nord connaissent un refroidissement modéré.
- Un **mode « hystérésis » ou «*switch off* »**, où il n'y a plus du tout de formation d'eaux profondes.

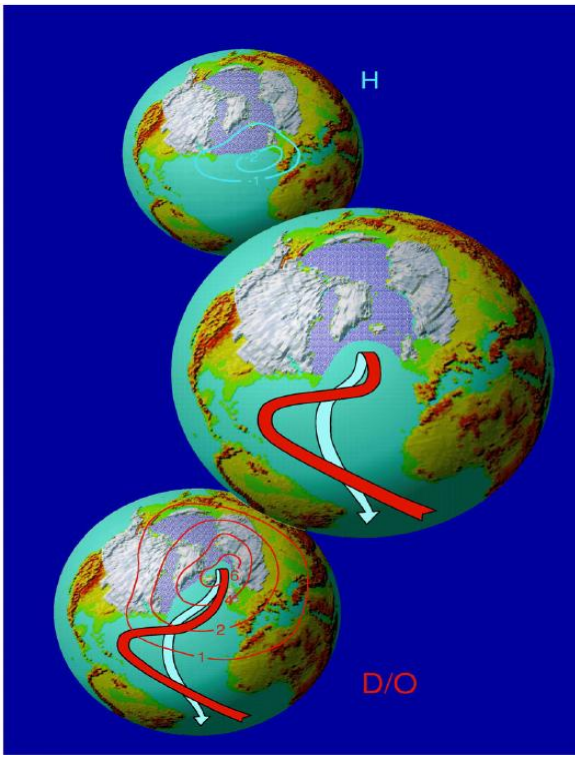


Fig. 77 : Déclinaison de la circulation thermohaline Nord-Atlantique en trois modes connus.
Source : RAHMSTORF S. (2006)

Le premier désigne le mode « switch off » et se caractérise par un arrêt présumé de la formation des eaux profondes pendant les phases d'hystérésis (événements d'Heinrich). La banquise s'étend alors jusqu'au large des côtes britanniques. Le refroidissement affecte particulièrement l'Europe occidentale et son domaine océanique. Il n'est pas fait mention d'une circulation océanique de surface.

Le second caractérise le mode « glaciaire ». La circulation thermohaline est maintenue mais l'extension de la banquise contrarie la dynamique du Gulf Stream et de la DNA. Les eaux profondes se forment en plein cœur de l'Atlantique Nord.

Le troisième représente une configuration de type « interglaciaire », qui survient pendant les optima thermiques, comme les épisodes de réchauffement introduisant un cycle de Dansgaard/Oeschger (Bølling/événement GI-1e).

ENTREE ET SORTIE D'UN CYCLE D'HYSTERESIS

Dans ce schéma théorique articulé selon les forçages et rétroactions, le passage d'un mode à un autre est déterminé par l'intervention d'un facteur déclencheur en l'occurrence la salinité des eaux du bassin Nord-Atlantique (STOMMEL H., 1961 ; DUPLESSY J.C. *et al*, 1992) : cette dernière peut être affectée de manière positive ou négative (CLARK P.U. *et al*, 2001 ; SWINGEDOUW D. *et al*, 2007) par :

- le déversement d'eaux peu salées en provenance de l'Arctique ;
- le déplacement vers le nord d'eaux tropicales particulièrement chaudes et salées ;
- la position géographique de la glace de mer.

Le système océanique s'avère particulièrement sensible au forçage en eau douce selon le modèle IPSL-CM4 (SWINGEDOUW D. *et al*, *op.cit* ; GIEC, 2007), **au point d'entrer dans un mode « hystérésis » (fig.82) si le débit du volume d'eau entrant vient à dépasser 0,2 Sv** (RAHMSTORF S. *et al*, 2005) : la densité de l'EPNA est modifiée si bien qu'elle devient plus légère que l'EAI. L'EPNA ne peut dès lors ni plonger ni être advectée : **la circulation est bloquée** (mode « *off* »).

La particularité d'un mode d'hystérésis fait qu'une fois le basculement survenu, il ne suffit pas que l'intrusion d'eau douce s'arrête pour générer un retour à un mode interglaciaire. Au contraire, il faut que l'évolution du système soit à nouveau perturbée :

- soit par une diminution radicale de la quantité d'eau douce dans l'océan Atlantique Nord ;
- soit par une intrusion d'eau douce en provenance de l'hémisphère austral (WEAVER A.J. *et al*, 2003, PELTIER W.R., 2005) pour déclencher à nouveau le processus convectif Nord-Atlantique et assurer la plongée de l'EPNA qui redevient alors plus dense que l'EAI (**fig.78**).

SWINGEDOUW D. (2006) s'interroge toutefois sur l'applicabilité de ce modèle théorique à l'«océan réel» en critiquant le caractère arbitraire des paramètres de l'équation de circulation de H. STOMMEL. **La question de savoir si l'océan est capable de posséder un tel cycle d'hystérésis demeure donc encore ouverte**. Elle ne remet cependant pas en cause chez les océanographes l'idée d'un ralentissement voire d'un arrêt possible de la formation des eaux profondes**,** qui aurait un impact direct sur la circulation des eaux de surface, notamment la DNA.

L'EXTENSION DE LA BANQUISE

L'eau douce présente la particularité physique de geler à 0°C alors que l'eau de mer de salinité normale (35 ups) plus dense gèle à -1,9°C (DECONINCK J.F., 2006) : **l'eau douce est donc plus sensible à un refroidissement atmosphérique de surface.** Dans le cas d'une intrusion dans l'Atlantique Nord**, cette eau, lorsqu'elle est refroidie, favorise une extension de la banquise**. Il se forme alors une couverture de glace de mer qui stratifie l'océan et l'isole de l'atmosphère (RAHMSTORF S., 2002). Les surfaces continentales qui le bordent se retrouvent privées de l'apport théorique de chaleur par le *Gulf Stream* et la DNA, repoussés plus au sud du fait du déplacement méridien du front polaire océanique. **Le refroidissement atmosphérique initial est alors amplifié**. Quantifié, dans l'Atlantique Nord entre 0,5 et 2°C (RAHMSTORF S. & GANOPOLSKI A., 1999), il pourrait atteindre en certains lieux 10°C (**fig.79b**).

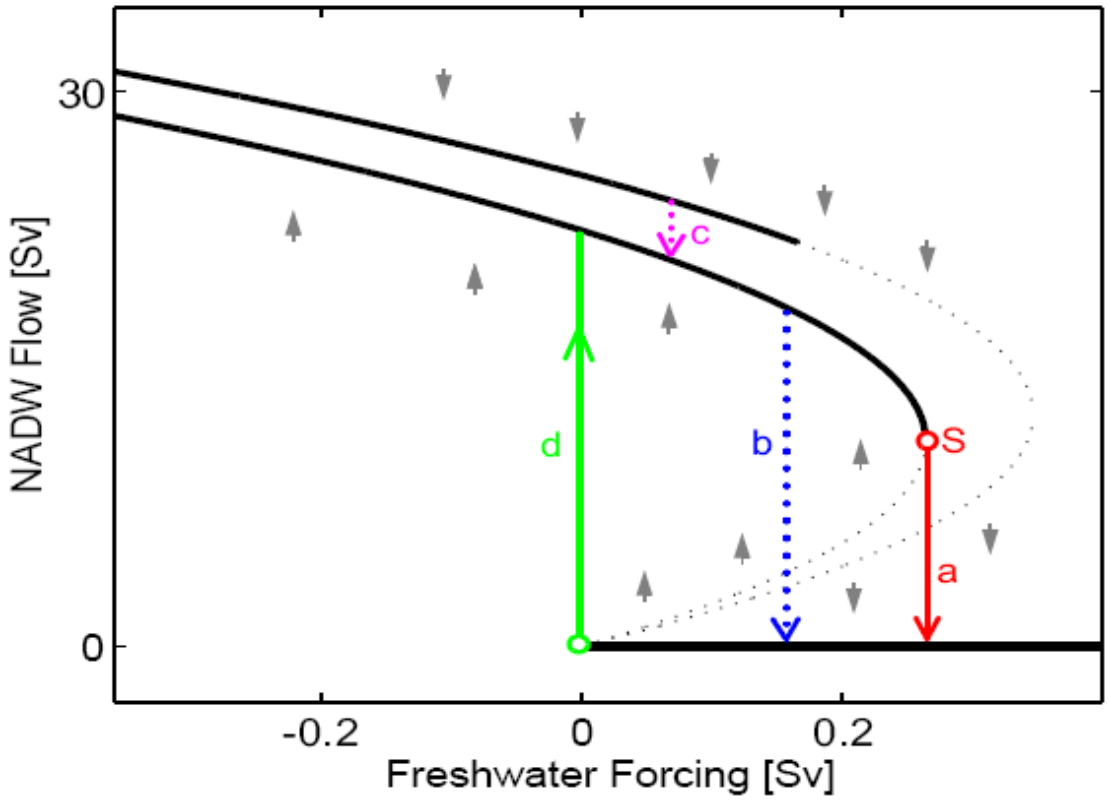


Fig.78 : Passage du mode « *switch on* » au mode « *switch off* » de la THC.

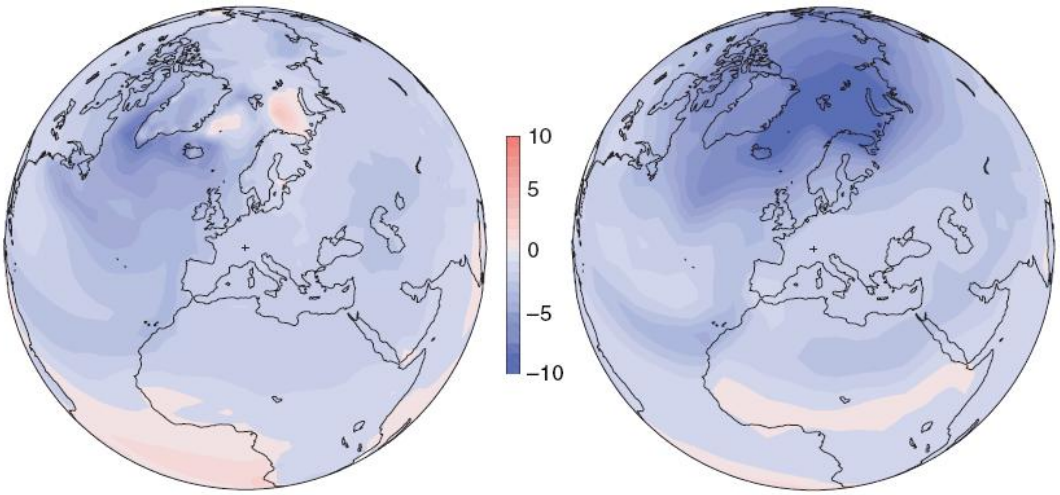
Source : RAHMSTORF S. (2006)

Cette figure présente les conséquences d'une introduction d'eau douce (Sv) sur la formation des eaux profondes nord-atlantiques (Sv). Le point c montre la sensibilité du système aux premières perturbations de la convection : l'EPNA adopte un nouvel équilibre qu'elle maintient jusqu'au point b où la convection est perturbée. À partir du point S, la plongée des eaux n'est plus effective. Pour que la convection redémarre à nouveau, il faut que la quantité d'eau douce dans le système diminue radicalement jusqu'à devenir quasiment nulle (point d) ou qu'elle augmente sensiblement dans l'hémisphère opposé.

LES CONSÉQUENCES CLIMATIQUES : UN REFROIDISSEMENT EN ANTIPHASE

La modélisation numérique du climat**,** en réaction à une anomalie excessive d'eau douce dans l'Atlantique Nord, livre des résultats très dépendants des modèles considérés (STOCKER T.F., 2002 ; STOUFFER R.J. et al, 2006). L'examen de sorties de modèle (**fig.79**) permet ainsi d'observer à la fois que :

- le refroidissement consécutif à un mode « *switch off* » dans l'Hémisphère Nord affecte le sud du Groenland alors qu'en même temps les mers de Norvège et de Barents connaissent un réchauffement des températures de surface (**fig.79a**) ;
- le refroidissement peut aussi bien s'étendre à tout l'Atlantique Nord, notamment le **bassin arctique oriental** (**fig.79b**).



a) b)

Fig.79 : Évolution globale des températures, d'après deux modèles couplés, suite à un arrêt de la formation de l'EPNA

Source : STOCKER T.F. (2002)

Les sorties de modèles concourent cependant au même résultat lorsqu'il s'agit de décrire un comportement inter-hémisphérique asynchrone : **pendant que l'hémisphère Nord connaît un refroidissement généralisé, l'hémisphère Sud se réchauffe *et vice-versa***. C'est ce que les océanographes appellent le *bipolar seesaw* (BLUNIER T. *et al*, 1997 ; BROECKER W.S., 1998 ; BLUNIER T. & BROOK E.J., 2001 ; STOCKER T., 2002 ; CLAUSSEN M. 2003 ; WEAVER A.J. *et al*, *op.cit* ; STOCKER T.F. & JOHNSEN S.F., 2003 ; HOLDEN P.B. *et al*, 2009 ; HANDIANI D. *et al*, 2012). **Ce déphasage s'expliquerait à la fois par :**

- **la production intensifiée d'eaux profondes et intermédiaires dans l'Hémisphère Sud, qui compense l'arrêt de l'EPNA lors d'un mode « *switch off* » dans l'Hémisphère Nord ;**
- **par le repli méridien des eaux tropicales boréales consécutif à l'avancée du front polaire océanique Nord-Atlantique** : les régions qui bordent l'Atlantique Sud se réchaufferaient suite à l'afflux de ces eaux chaudes (**fig.79a**).

Cette hypothèse d'abord contestée (SHACKLETON N.J. *et al*, 2000) fait aujourd'hui l'unanimité dans la littérature (PAILLARD D., 2004, RAHMSTORF S., 2006). **L'idée est même avancée que les changements climatiques en antiphase s'inscrivent dans des séquences cycliques d'événements inter-hémisphériques successifs** (BROECKER W.S. *et al*, 2010).

Ainsi, l'analyse de carottages marins australx, de la composition isotopique de l'oxygène et du CO_2 piégé dans les glaces antarctiques montre ainsi que le Dryas Ancien, qui survient dans l'hémisphère Nord pendant l'événement Heinrich 1, est synchrone en Antarctique d'un épisode de réchauffement et de relâchement atmosphérique de CO_2. L'augmentation de la teneur atmosphérique en dioxyde de carbone s'expliquerait par une série d'*upwellings* au large du continent englacé, qui aurait contribué à relâcher un important volume de CO_2 océanique (ANDERSON R.F. *et al*, 2009 ; MARCHITTO T.M. *et al*, 2007). De

manière similaire, l'interstade Bølling-Allerød dans l'Hémisphère Nord survient précisément au même moment que l'*Antarctic Cold Reversal* (ACR), un épisode de refroidissement atmosphérique transcrit par les glaces antarctiques (BLUNIER T. & BROOK E.J., 2001 ; EPICA, 2006).

Ces découvertes prouveraient que le *bipolar seesaw* ne présente pas un forçage à sens unique (hémisphère Nord -> hémisphère Sud), mais qu'il implique des relations inter-hémisphériques mutuelles, qui inscriraient les variations climatiques du Tardiglaciaire dans une logique de changements en antiphase, consécutifs à des perturbations de la THC. Cette configuration de *bipolar seesaw* n'est cependant pas singulière au Tardiglaciaire würmien : l'analyse de carottages glaciaires est-antarctiques (HOLDEN P.B. *et al*, 2009) et de stratigraphies continentales chinoises (KELLY M.J. *et al*, 2006) montre ainsi une covariation entre des périodes de réchauffement dans l'Hémisphère Sud et des épisodes de déglaciation de l'Hémisphère Nord pendant le Tardiglaciaire saalien (135 – 124 000 cal BP).

UN RELÈVEMENT DU NIVEAU MARIN

Une perturbation de la production de l'EPNA aurait également un impact sur le **relèvement du niveau marin** (**fig.80**). En effet, la configuration actuelle de la THC est à l'origine d'une différence d'un mètre du niveau de la mer entre l'Atlantique Nord au profit du Pacifique Nord. **L'arrêt du processus de plongée dans l'espace Nord-Atlantique maintient les eaux de surface dans la couche de mélange océanique (CMO), à l'origine d'un relèvement du niveau des océans Atlantique et Arctique** (LEVERMANN A. *et al*, 2005). Comme le tapis roulant s'enraye, l'EPNA, qui en mode interglaciaire a coutume d'être diffusée au large de l'Antarctique, ne peut plus assurer son mouvement d'*upweeling*. Par conséquent, **le niveau de l'océan austral baisse**, d'autant plus que se maintient la formation de l'EAF dans les mers de Weddell et de Ross.

Le scénario d'évolution de la circulation océanique repose donc essentiellement sur la notion d'hystérésis : elle est caractéristique d'une évolution non-linéaire du système suite à un arrêt de la formation des eaux profondes, provoqué par un forçage global en eau douce, auquel sont très sensibles les sites de convection Nord-Atlantiques. L'ensemble du système océanique se retrouve alors perturbé : le niveau marin se relève ; la banquise s'étend et accroît la surface englacée soumise à un fort albédo ; les basses couches troposphériques se refroidissent. Comme il en sera discuté dans la partie 3 de ce chapitre, ce schéma théorique ne prévoit que peu d'interactions avec l'atmosphère : l'extension de la banquise, à l'interface entre l'Océan et l'Atmosphère, contribuerait à une translation de la circulation des masses d'air vers le Sud (COHMAP, 1988), aussi bien les vents d'Ouest (*westerlies*) que l'Equateur Météorologique.

L'enjeu scientifique de cette thèse est donc de tester l'ensemble des hypothèses à l'origine d'un changement climatique, à commencer par celles qui privilégient un forçage en eau douce, mais aussi, d'évaluer, dans la perspective d'une évolution rapide du système climatique actuel, le risque d'un basculement d'un mode à l'autre.

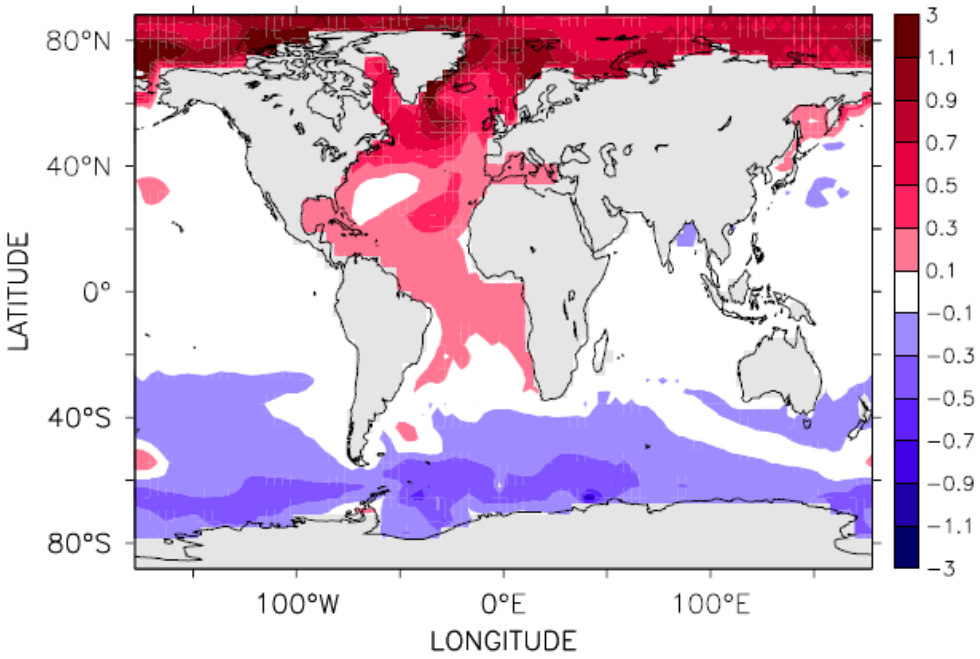


Fig.80 : Relèvement du niveau marin (m) consécutif à un arrêt de la production de l'EPNA

Source : LEVERMANN A. *et al*, (2005) ; RAHMSTORF S. (2006).

1.4. L'avenir de la THC dans la perspective d'un réchauffement climatique global

Depuis le début des années 1990 et le sommet de Rio (1992), le devenir climatique de la planète est devenu une priorité d'action politique, économique et technologique majeure. La création du GIEC (1988) répond à cette préoccupation intergouvernementale de comprendre le climat actuel et futur. Son verdict, publié dans le dernier rapport (2007) est sans appel: « *Warming of the climate system is unequivocal, as is now evident from observations of increase in global average air and ocean temperatures, widespread melting of snow and ice, and rising global average sea level*[131]».

Pour justifier ses prévisions, **le GIEC fonde sa réflexion sur la probabilité d'une corrélation entre la concentration atmosphérique des GES et la température globale moyenne**[132], comme l'ont observé pour le passé les géochimistes grâce à l'étude des calottes de glace polaire groenlandaises et antarctiques (PETIT J.R. *et al*, 1999 ; EPICA, 2006).

Depuis la révolution industrielle des pays développés européens, la teneur en GES, générée par la combustion d'énergies fossiles (pétrole, charbon, gaz naturel) et les pratiques agricoles, a augmenté jusqu'à atteindre des valeurs qui n'avaient plus été aussi élevées depuis plusieurs milliers d'années. D'ailleurs, les émissions anthropiques ont été et sont telles que, même en les réduisant de manière

[131] « Le réchauffement du système climatique est sans équivoque. On note déjà à l'échelle du globe une hausse des températures moyennes de l'atmosphère et de l'océan, une fonte massive de la couverture neigeuse et glaciaire ainsi qu'une élévation du niveau moyen de la mer » (GIEC, 2007).

[132] « *There is very high confidence that the net effect of human activities since 1750 has been one cause of warming* » (GIEC, 2007).

drastique dès maintenant[133], **elles continueraient d'augmenter pour atteindre en ce qui concerne le CO_2 des valeurs comprises entre 540 et 970 ppmv** à l'horizon **2100**, soit une augmentation de 90 à 250 % par rapport à la valeur enregistrée en 1750. **La concentration accrue de GES intensifierait donc le processus naturel de l'effet de serre et générerait une augmentation globale de la température, estimée entre 1,4 et 5,8°C selon le rapport de 2001 et entre 1,1 et 6,4°C selon celui de 2007**.

Cette large fourchette est due aux incertitudes des modèles simulant précisément toutes les rétroactions internes du système climatique, comme les variations de la couverture nuageuse, le fonctionnement des puits à carbone ou l'effet d'inertie provoqué par la résidence dans l'air des GES. **Les modèles les plus performants parviennent cependant à restreindre cette fourchette entre 1,8 et 3,4°C** (BERGER A. & LOUTRE MF, 2003 ; GIEC, 2007). La notion de sensibilité climatique[134] est une autre alternative à l'étude du réchauffement climatique **: en situation de doublement du taux actuel de CO_2 dans l'atmosphère, la température globale augmenterait entre 2 et 4,5°C, la meilleure estimation variant autour de 3°C** (EDWARDS T.L. *et al*, 2007).

Le réchauffement estimé serait alors particulièrement prononcé aux hautes latitudes (entre 4 et 8°C), plaçant ainsi les zones polaires au cœur d'un système climatique en pleine évolution (**fig.81**). L'ensemble des surfaces continentales pourrait être également frappé par la hausse des températures, particulièrement dans le cas des scénarios les plus pessimistes (A2, B2), qui privilégient une croissance rapide du taux de CO_2 (**fig.81**). Il convient de noter que l'hémisphère austral est concerné par un réchauffement « minimal » (≤ 1°C), profitant du fait qu'il soit moins peuplé et industrialisé.

Ce réchauffement global s'accompagnerait :

- d'une hausse très probable de la fréquence des températures très élevées et des vagues de chaleur similaires à celle de l'été 2003 en Europe ;
- d'une diminution de l'étendue de la couverture neigeuse continentale et de la glace de mer, accompagnée d'une augmentation de l'épaisseur de la couche de dégel dans les régions à pergélisol.

L'augmentation très probable des précipitations aux latitudes élevées ne suffirait cependant pas à compenser le recul généralisé des glaciers et la fonte des inlandsis en raison du réchauffement climatique.

[133] « Même si les émissions se maintenaient au niveau actuel (± 380 ppmv), la hausse des températures serait quand même chiffré à 0,6° C à la fin du siècle » (GIEC, 2007).

[134] Sensibilité climatique (*climatic sensitivity*) : étude de l'évolution des températures après un doublement du taux actuel de CO_2 dans l'atmosphère.

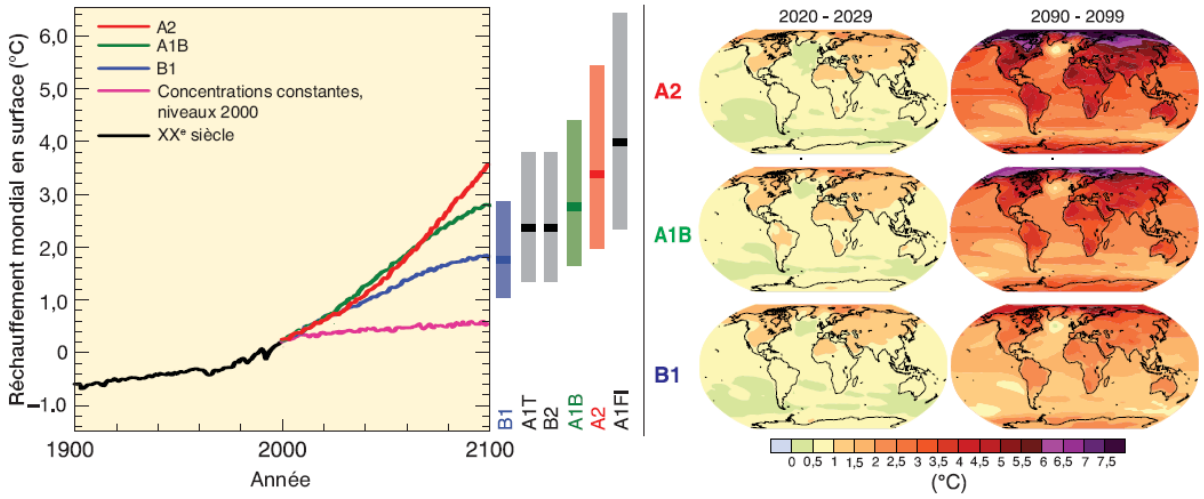


Fig.81 : Évolution globale de la température moyenne à l'horizon 2100 selon trois scénarios de concentration atmosphérique en CO_2

Source : GIEC (2007)

Le scénario A2 correspond à l'hypothèse selon laquelle la population mondiale atteindrait 15 milliards d'individus en 2100 alors que la croissance économique et la maitrise des nouvelles technologies (énergie renouvelable) se développeraient lentement. Par conséquent, la concentration atmosphérique de CO_2 avoisinerait 900 ppmv en 2100. Le réchauffement atteindrait alors 3,6°C.

Le scénario A1B constitue un scénario intermédiaire selon lequel les technologies de production d'énergie se basent aussi bien sur les combustibles fossiles que non-fossiles, dans un contexte de croissances économique et démographique très rapide. La concentration atmosphérique de CO_2 avoisinerait alors 700 ppmv en 2100 générant un réchauffement moyen de 2,8°C.

Le scénario B1 projette des conditions pour lesquelles la population mondiale croît rapidement. Les structures économiques évoluent rapidement vers une économie de service et d'information en privilégiant les énergies renouvelables. La concentration atmosphérique de CO_2 atteindrait la valeur « minimale » de 540 ppmv en 2100, occasionnant un réchauffement moyen de 1,8°C.

Cependant, le relèvement futur du niveau marin, consécutif à la fonte des nappes glaciaires, est encore difficile à estimer. En effet, il est complexe d'évaluer tous les paramètres qui entrent en jeu. C'est le cas notamment des glaciers côtiers d'Alaska, dont la complexité des mécanismes qui régit leur dynamique ne permet pas de distinguer un signal climatique distinct (POST A., *et al*, 2011). C'est pourquoi la fourchette de l'évolution positive du relèvement marin reste large : entre **0,18 et 0,59 m à l'horizon 2100**, sauf évolution rapide de l'écoulement glaciaire (GIEC, 2007). **Le système climatique apparaît donc comme exposé à un forçage futur en eau douce** et c'est à ce niveau-là de l'étude que l'analogie théorique, toutes proportions gardées, devient intéressante avec le Tardiglaciaire, pendant lequel les inlandsis volumineux de l'Hémisphère Nord ont également fondu en masse, provoquant à plusieurs reprises un ralentissement de la THC.

Les nouveaux modèles couplés, qui intègrent dans leurs équations la fonte des nappes glaciaires[135], envisagent déjà une activité ralentie de la circulation thermohaline à l'horizon 2100[136](QUADFASEL D., 2006). **Ainsi, selon le modèle couplé IPSL-CM4** (SWINGEDOUW D *et al*, 2006), **une augmentation de CO_2 atmosphérique de 1% par an et un forçage en eau douce variant entre 0,04 et 0,1 Sv, réduirait la vitesse moyenne de la THC de 47% dans 140 ans** : **l'espace Nord-Atlantique pourrait alors être plongé dans une configuration d'hystérésis.**

Une telle situation contribuerait paradoxalement à refroidir, du moins à atténuer le réchauffement des moyennes et hautes latitudes de l'Hémisphère Nord (BROECKER W.S., 1997 ; DUPLESSY J.C., 1997). Cette hypothèse est envisagée par le GIEC, dont les deux derniers rapports établissent que « *l'affaiblissement de la circulation thermohaline dans l'hémisphère Nord contribuera à réduire le réchauffement en surface dans la partie septentrionale de l'Atlantique Nord* ». Cette perspective est plausible selon le modèle couplé IPSL-CM4 (SWINGEDOUW D., 2006) : en cas de doublement puis de stabilisation du taux actuel de CO_2 dans l'atmosphère provoquant une fonte partielle des glaciers notamment de l'inlandsis groenlandais, **l'hémisphère Nord subirait un refroidissement moyen de 0,98°C après 500 ans** alors que **l'hémisphère Sud se réchaufferait de 0,44°C**. Les moyennes et hautes latitudes seraient les plus affectées par ce changement climatique. Ainsi :

- dans l'hémisphère Nord, le refroidissement serait de l'ordre de 1,29°C aux moyennes latitudes et de 2,34°C aux hautes latitudes;
- dans l'hémisphère Sud, le réchauffement serait de l'ordre de 0,65°C aux moyennes latitudes et de 0,55°C aux hautes latitudes.

Toutefois, selon le GIEC, le forçage atmosphérique (concentration accrue des GES) serait primordial à court terme (horizon 2100) et contribuerait à un réchauffement généralisé des températures. La tendance s'inverserait à plus long terme (horizon 2500) une fois le réchauffement anthropogénique entièrement compensé, du moins dans l'Hémisphère Nord, par le refroidissement provoqué par un ralentissement de la THC. À plus long terme (prochain millénaire), des anomalies positives de salinité et/ou une diminution des apports d'eau douce peu salées vers les sites de convection pourraient relancer la dynamique circulatoire. Une sortie durable du mode « *off* » pourrait coïncider avec le nouvel équilibre atteint par la Terre lorsque son atmosphère sera indemne de toute émission anthropique en GES. Pour cela devront s'écouler environ 40 000 années (BERGER A. & LOUTRE M.F., 2003, 2004). La

[135] Ceci a aboutit à une surestimation du réchauffement des hautes latitudes dans le précédent rapport du GIEC (2001). Le nouveau prend davantage en compte ce paramètre mais restreint la zone de moindre réchauffement au domaine océanique de l'espace Nord-Atlantique.

[136] Aujourd'hui, le GIEC ne constate aucune tendance au ralentissement de la THC. Toutefois, les mesures récentes (HÄKKINEN S. & RHINES P.B., 2004) notamment les relevés altimétriques (DESBRUYERES D., 2009), montrent un ralentissement net des principaux courants subpolaires (Labrador, Irminger, branche septentrionale de la DNA) entre 1993 et 2004, associé à une élévation du niveau de la mer de 0,6 cm/an.

durée du présent interglaciaire serait donc prolongée de 50 000 ans[137], repoussant dans 65 000 ans l'entrée dans le prochain stade glaciaire. Celui-ci pourrait même ne jamais survenir si l'atmosphère venait à connaître une concentration de CO_2 supérieure à 220 ppmv pendant plusieurs millénaires. L'Holocène deviendrait alors un interglaciaire exceptionnel qui assurerait la transition entre le Quaternaire et une nouvelle ère géologique, caractérisée par l'absence de cycles répétées de glaciations/déglaciations. Toutefois, le nombre de variables qui pourront évoluer d'ici ces milliers d'années à venir rend très aléatoire ces prévisions.

En revanche, l'étude des changements climatiques passés donc finis apporte un précieux éclairage sur le rôle joué par la dynamique de la circulation thermohaline. L'enjeu scientifique de la partie suivante va donc être d'évaluer l'ampleur des changements climatiques associés à une perturbation du système océanique afin de valider ou non, toutes proportions gardées, les hypothèses proposées par le GIEC en cas de forçage futur en eau douce dans l'Hémisphère Nord.

1.5. Les épisodes climatiques du Tardiglaciaire associés à des perturbations de la THC

La théorie associe donc une perturbation de la THC avec une phase d'extension de la banquise et de relèvement global du niveau de la mer, qui s'accompagne d'un changement climatique sur les surfaces continentales. Or, le Tardiglaciaire würmien associe à la fois de nombreux changements climatiques *(Chapitre II*) et des épisodes réguliers d'intrusion d'eau douce consécutifs à la déglaciation des grands inlandsis. Cette singularité rend idéale cette période pour expérimenter les relations entre chacun de ses épisodes climatiques et les perturbations de la THC.

1.5.1. Le Dryas Ancien (18-14,7 cal ka BP) : un épisode de ralentissement prononcé de la THC

Le Dryas Ancien, ressenti sur les surfaces continentales de l'aire d'étude, coïncide dans la limite des datations proposées dans cette étude, avec **l'événement Heinrich 1, généré par une décharge d'eau douce dans l'Atlantique Nord** (**fig.82**), **d'un volume probablement supérieure à 10^6 km³, en provenance de la baie d'Hudson et/ou de l'estuaire du Saint-Laurent** (ANDREWS J.T., 1998 ; NESJE A. *et al*, 2004 ; HANDIANI D. *et al*, 2012). Dans les sédiments marins (**fig.83**), la signature de cet événement est manifeste.

[137] Il n'existe pas de durée théorique à un interglaciaire : on la fixe en moyenne à 10 000 ans, valeur qui correspond à celle du dernier interglaciaire fini sur Terre : l'Eémien. Pourtant, des analyses géochimiques récentes (Dôme C, EPICA) montrent que le stade 11 (± 424 - ± 396 ka BP), considéré comme un bien meilleur analogue que l'Eémien, a duré environ 28 000 ans (BERGER A. et LOUTRE M.F., *op.cit*).

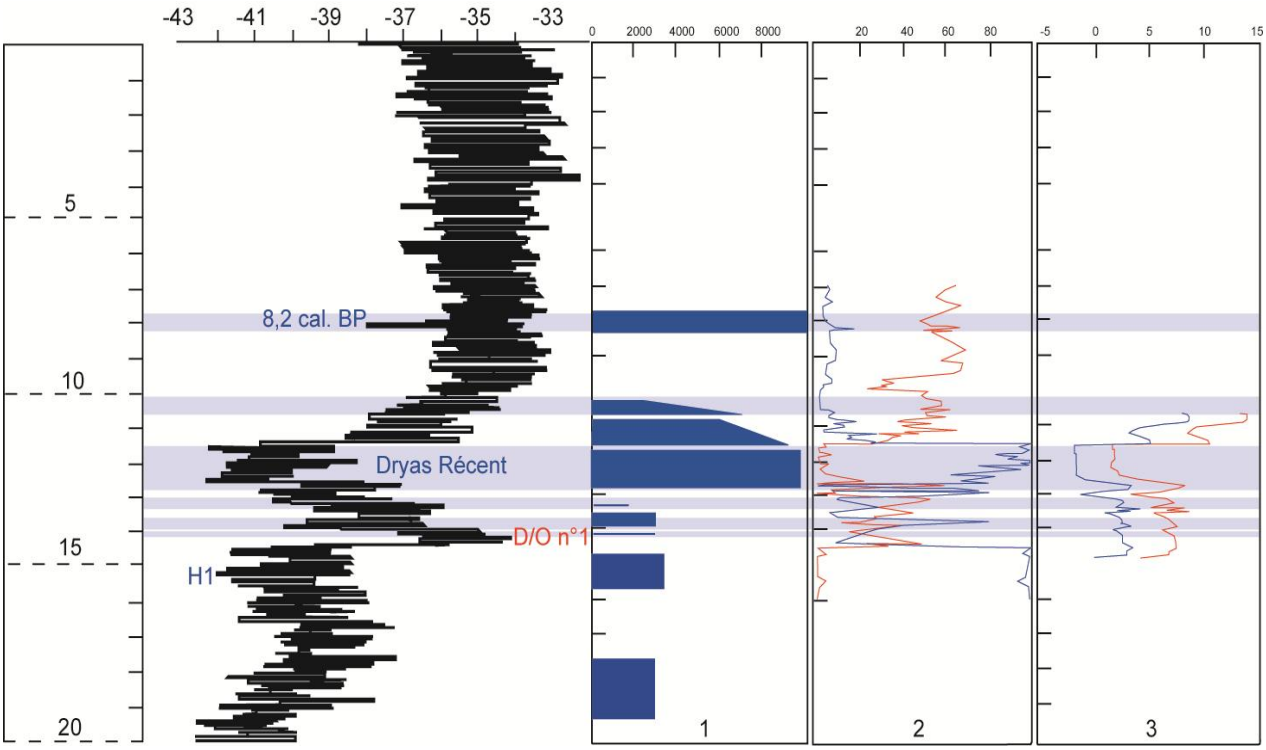


Fig.82 : Corrélation des intrusions d'eau douce dans l'Atlantique Nord avec les changements climatiques des 20 000 dernières années

Source : NESJE A. *et al*, (2004)

Réalisation : © SOTO D. (2010)

- *La colonne de gauche désigne les dates (ka cal BP)*
- *La seconde représente la composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}O$) du carottage GRIP*
- *Les trois autres sont numérotées en fonction de leur contenu :*
    1) *Intensité des intrusions d'eau douce (km³) dans l'Atlantique Nord, en provenance de l'inlandsis laurentide et des lacs proglaciaires Nord-Américains et européens.*
    2) *Concentration relative (en %) de foraminifères d'eaux froides (Neoglobopachyderma sinistra) et d'eaux chaudes (Neoglobopachyderma dextra), d'après le carottage marin de Troll en mer du Nord.*
    3) *Variations des SST hivernales (en bleu) et estivales (en rouge), déduites de la concentration en diatomées des séries sédimentaires prélevées en mer de Norvège (KOC KARPUZ N. & JANSEN E., 1992).*
- *Les sur-lignages horizontaux de couleur bleue visualisent les principaux épisodes de refroidissement pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène*

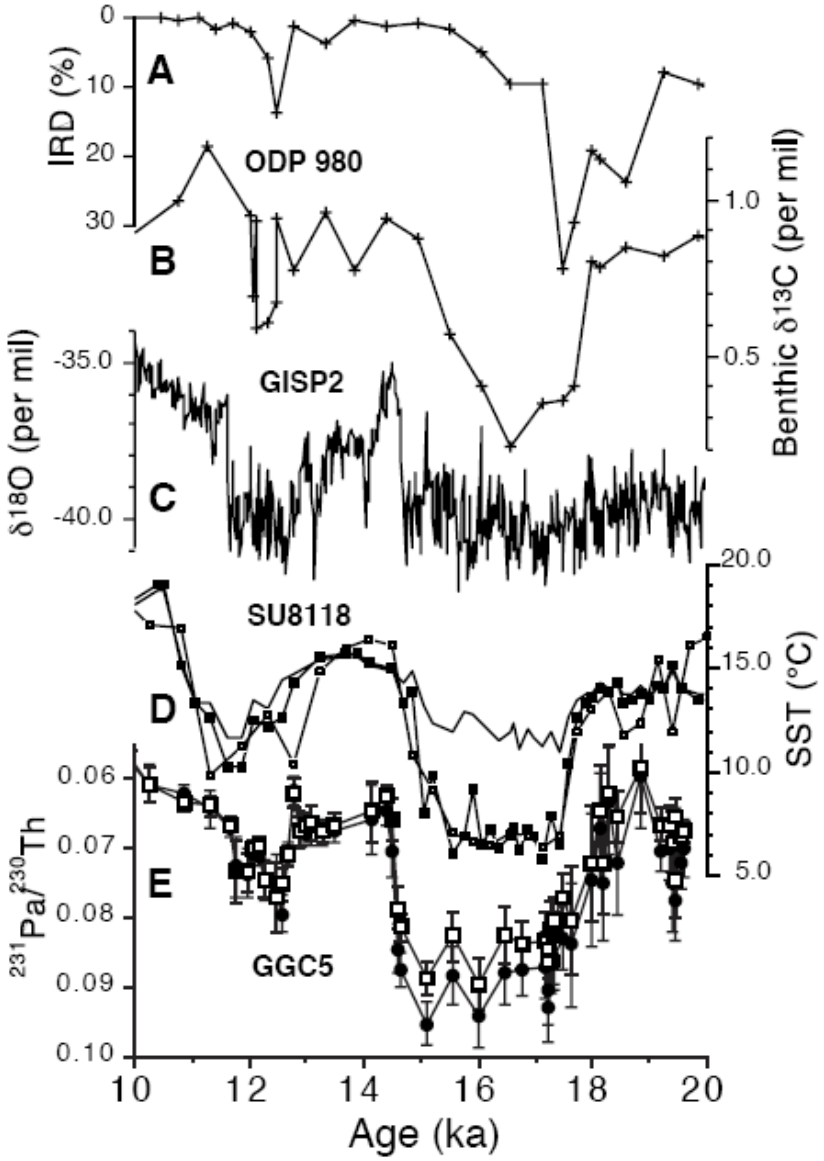


Fig.83 : Dynamique de la circulation océanique pendant la dernière déglaciation.
Source : MAC MANUS J.F. *et al*, (2004)

A) *Pourcentage de la masse des dépôts détritiques carbonatés dans les sédiments marins de la carotte ODP 980 (au large des Îles Britanniques).*

B) *Composition isotopique du $\delta^{13}C$ benthique dans les sédiments marins de cette même carotte.*

C) *Composition isotopique du $\delta^{18}O$ à GISP2.*

D) *Estimation des SST sur le site du carottage SU 8118 (au large du Portugal)*

E) *Evaluation du ratio $^{231}Pa/^{230}Th$ à partir des données de la carotte GGC5 (au Nord-Est des Bermudes)*

Il correspond en effet (**fig.83**) à :

- Une augmentation de la masse des dépôts détritiques carbonatés (plus de 30 %[138]) sur le site du carottage ODP 980 ;
- Une diminution des SST d'environ 3-4°C à l'emplacement du carottage SU 8118, accompagnée d'une baisse significative de la salinité des eaux de surface (1 à 2 ups, BARD E. *et al*, 2000) ;
- Une diminution de la composition isotopique du $\delta^{13}C$ sur les données d'ODP 980**,** à laquelle peut être corrélée l'augmentation du rapport $^{231}Pa/^{230}Th$ (qui atteint à plusieurs reprises la valeur limite de 0,093) dans le Nord-Est des Bermudes, ainsi que celle du ratio K_{ARM}/K de la carotte TTR-451, au sud du Groenland (**fig.85**).

Ainsi, cette signature s'observe aussi bien au sud du Groenland qu'au au large des Îles Britanniques et du Portugal, mais aussi en mer Méditerranée (BARD E. *et al*, *op.cit*). Elle s'observe également sur la côte Ouest-Américaine (ODP *Hole* 893 A, HENDY I.L. *et al*, 2002), qu'aux Bermudes, mais aussi dans les sédiments varvés du bassin de Cariaco[139] (YURCO L.N., 2010).

L'ensemble de ces mesures témoigne de conditions propices à un ralentissement extrême de la circulation des eaux profondes, comme le témoigne le rapport $^{231}Pa/^{230}Th$. H1 commencerait voici 17 500 cal BP pour s'achever voici 14 500 cal BP, de manière synchrone au Dryas Ancien des surfaces continentales (DENTON G.H. *et al*, 2006). L'hypothèse d'une relation entre un ralentissement de la circulation thermohaline et un refroidissement atmosphérique est donc valable. Cependant, il est surprenant de constater que l'intrusion massive d'eau douce ne s'accompagne pas d'un relèvement prononcé du niveau de la mer, qui survient plutôt pendant l'interstade Bølling-Allerød.

1.5.2. L'interstade Bølling-Allerød (14,7-12,9 cal ka BP) : un épisode de relèvement marin sans précédent pendant le Tardiglaciaire

Depuis la datation U/Th des coraux fossiles de la Barbade (FAIRBANKS R.G., 1989), **il est connu que le début du Tardiglaciaire coïncide avec un épisode de relèvement rapide (moins de 500 ans) de plus de 20 mètres du niveau marin, dénommé *Meltwater Pulse* 1a**. Toutefois, son origine et son âge précis ont longtemps été controversés.

Un réchauffement climatique austral synchrone avec le Dryas ancien a été repéré également grâce aux coraux des îles de la Sonde et aux dépôts sédimentaires en mer de Chine (HANEBUTH T. *et al*, 2000 ;

[138] Soit la plus forte valeur jamais atteinte au cours des 20 000 dernières années.

[139] H1 se repère par le dépôt d'une couche sédimentaire spécifique et unique pendant l'intégralité du cycle glaciaire-interglaciaire, qui pourrait s'expliquer par un afflux massif d'eau douce continentale provoqué par une augmentation locale de la pluviométrie.

WEAVER A.J. *et al*, 2003 ; KIENAST M. *et al*, 2003). **La théorie a été avancée selon laquelle il aurait provoquer la fonte partielle de l'inlandsis antarctique, à l'origine d'une intrusion d'eau douce dans l'océan austral capable de reformer l'EAI, réactiver la convection Nord-Atlantique bloquée depuis l'événement d'Heinrich 1 et générer à nouveau la circulation du *Gulf Stream* et de la DNA** : ce *bipolar seesaw* aurait alors contribué au réchauffement de l'Atlantique Nord au début du Bølling (± 14 600 cal BP), lui-même synchrone avec l'ACR (BARKER S. *et al*, 2009). **La circulation thermohaline aurait donc « rapidement » repris une activité typique d'un interglaciaire, caractérisée par une faible intrusion d'eau douce dans l'Atlantique Nord, aucun dépôt majeur d'IRD, une augmentation du $\delta^{13}C$, une diminution du rapport $^{231}Pa/^{230}Th$ et du ratio K_{ARM}/K** (**fig.82** et **83**).

Pourtant, la corrélation des données de la carotte marine TTR-451, extraite au sud du Groenland, avec la géochronologie GICC05 et la courbe la plus récente de relèvement global du niveau de la mer (FAIRBANKS R.G. *et al*, 2005 ; PELTIER W.R. & FAIRBANKS R.G., 2006) a permis de mettre en lumière que **l'événement MWP 1a coïncidait avec le Dryas Moyen continental plutôt que le Bølling** (*cf.* ci-après). Ces nouvelles analyses font état d'un **pré-MWP 1a autour de 14 100 cal BP** alors **que le relèvement maximal du niveau de la mer est daté voici 13 900 cal BP**. **De plus, il ne correspond pas avec une signature manifeste dans les sédiments (faible dépôt d'IRD ; ralentissement peu marqué de l'activité de la THC ; aucun impact sur les SST), telle que pourrait provoquer une hausse de plus de 20 mètres du niveau de la mer** (**fig.82**, **83** et **85**).

Cette découverte interroge par conséquent les limites de l'hypothèse d'un *bipolar seesaw* compte tenu de la précocité de près de cinq siècles du réchauffement des surfaces continentales et océaniques de l'Hémisphère Nord par rapport à la chronologie du relèvement du niveau marin. La seule interprétation des données d'un carottage n'est pas suffisante pour réfuter l'hypothèse d'un forçage par le *bipolar seesaw* : il est donc nécessaire de multiplier l'analyse de sondages d'étude dans le bassin Atlantique Nord pour comprendre la complexité des processus atmosphériques (influence du relâchement de CO_2, dynamique de circulation des masses d'air) et océaniques à l'œuvre pour expliquer le déclenchement du Bølling dans l'Hémisphère Nord.

L'Allerød se poursuit par un **ralentissement progressif de la THC** (variations positives post-Dryas Moyen puis négatives du $\delta^{13}C$; diminution des SST ; augmentation des rapports $^{231}Pa/^{230}Th$ et K_{ARM}/K). Il est ponctué par l'*Intra-Allerød Cold Period* (<u>*Chapitre II*</u>), pendant lequel les SST chutent en mer de Norvège[140] et au large du Portugal (de près de 6°C) sans toutefois être associées à un ralentissement manifeste de la circulation thermohaline. Ce n'est qu'à partir du Dryas Récent qu'est interprétée à nouveau une diminution de l'activité de la THC dans les sédiments de l'Atlantique Nord.

[140] Il s'accompagne également d'un pic de concentration des foraminifères d'eau froide en Mer du Nord.

1.5.3. Le Dryas Récent (12,9 – 11,5 cal ka BP) : un refroidissement majeur dont l'origine est encore inconnue

Il est désormais connu que le Dryas Récent constitue une pause dans l'histoire de la déglaciation des grands inlandsis de l'hémisphère Nord et donc un arrêt de l'entrée massive d'eau douce dans le système océanique (FAIRBANKS R.G., 1989). **Cependant, les données sédimentaires océaniques de l'Atlantique Nord permettent d'estimer qu'un un volume d'eau douce de près de 9 500 km³ s'est déversé dans l'Atlantique Nord** (**fig.81**), soit plus de trois fois la quantité injectée pendant le Dryas Ancien (NESJE A. et al, 2004).

Son origine, *a priori* non-glaciaire, serait liée à la **vidange brutale d'un lac proglaciaire**. La formation la plus couramment citée est le **lac Agassiz**, qui a recouvert pendant le Tardiglaciaire une grande partie du Saskatchewan, du Manitoba, de l'Ontario, du Minnesota et du Dakota du Nord, soit une surface de plus de **440 000 km²** (DYKE A.S., 2002).

Ce lac, d'une superficie similaire à celle de la Suède, se serait vidé à plusieurs reprises en fonction des avancées et des reculs successifs des glaces qui barraient le détroit d'Hudson. La première vidange aurait eu lieu pendant le Dryas Récent[141] et aurait contribué à déverser les 9 500 km³ d'eau dans l'Atlantique Nord, essentiellement par l'estuaire du Saint-Laurent. Plusieurs éléments permettent de valider cette hypothèse : les études géomorphologiques *in situ* révèlent l'existence d'importants canyons (**Photo.2**) creusés par les eaux de fonte s'écoulant à pleine vitesse alors que les analyses géochimiques montrent une augmentation soudaine du $\delta^{18}O$ des coquilles de foraminifère du Golfe du Mexique (BROECKER W.S., 2006 ; BROECKER W.S. *et al*, 2010), attestant d'un re-routage des eaux de fonte par l'estuaire du Saint-Laurent.

Cependant, les paléoclimatologues peinent à se mettre d'accord sur la qualité et la datation des indices géomorphologiques qui attestent l'existence d'une telle vidange (*cf. ci-après*). **Il est donc difficile d'affirmer avec certitude que la vidange du lac Agassiz a pu être à l'origine d'une telle intrusion d'eau douce dans le système océanique**. D'ailleurs, même si cette hypothèse demeure la plus consensuelle, d'autres pistes sont explorées dans la littérature, notamment celles menant à :

- **un renversement de la circulation des eaux de fonte, qui ne s'écouleraient plus par le Mississippi ou le Mackenzie, mais flueraient exclusivement par le Saint-Laurent** (ROOTH C.G.H., 1982, 1990). **Cette hypothèse repose sur un déversement plus direct des eaux dans l'Atlantique Nord**, qui pourrait être lié à un réajustement isostatique de la topographie basale du Canada actuel. La question se pose alors de savoir à quelle vitesse et en quelle quantité le volume d'eau a pu être déversé afin de faire basculer la THC. Une expérience de modélisation couplée (MEISSNER K.J. & CLARK P.U., 2006) a suggéré que le renversement des

[141] La plus grande quantité d'eau aurait été déversée au début de l'épisode (0,3 Sv) puis le reste aurait rejoint l'Atlantique Nord avec un débit constant (± 0.15 Sv) pendant près de 1400 ans.

eaux de fonte aurait pu être un facteur amplifiant la vidange des étendues aquatiques proglaciaires (paléo-mer Baltique, lac Agassiz).

- **un déséquilibre des bordures des inlandsis, à l'origine de vêlages d'icebergs** provoqués par :
  - Le relèvement du niveau marin, lui-même généré par la fonte des glaces (SIEGERT M.J. & DOWDESWELL J.A., 2004) ;
  - Un réchauffement géothermique de la base de la calotte, dont la température aurait pu dépasser celle de la fusion de la glace. Il se serait alors formé une poche d'eau sous-glaciaire, qui aurait déstabilisé l'inlandsis et provoqué son démantèlement sous la forme de vêlages d'icebergs. (LABEYRIE L. *et al*, 2004 ; PAILLARD D., 2004).
  - La dynamique interne de la glace (HUNT A.G. & MALIN P.E., 1998).

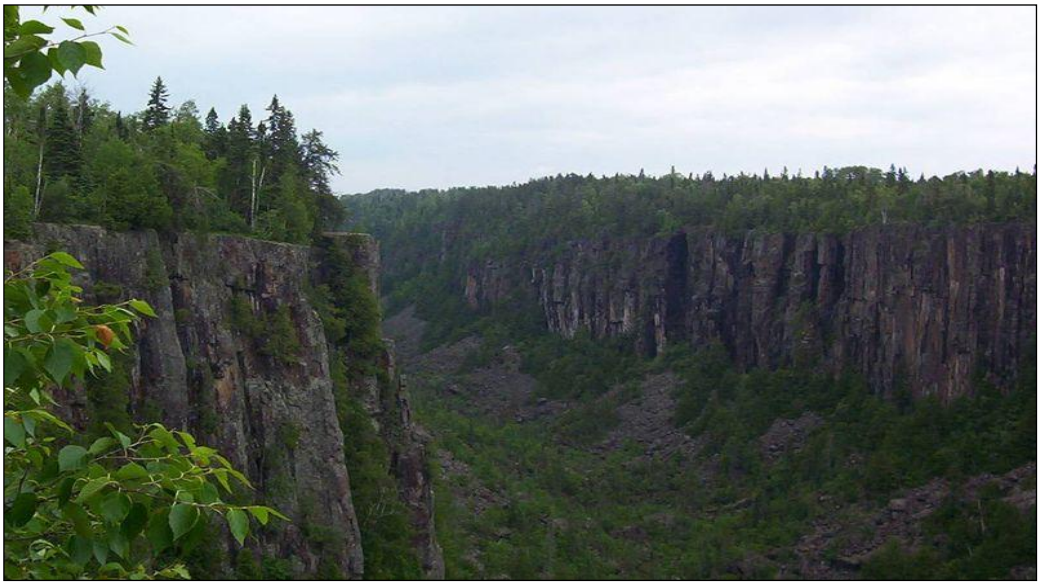


Photo.2 : *Ouimet Canyon*, dégagé par les eaux de fonte du lac Agassiz lors de ses multiples vidanges.
Source : *http://commons.wikipedia.org/wiki/Image:OuimetCanyon23jpg*

Si les sédiments marins affichent bien la signature manifeste d'une perturbation de la THC dans tout le bassin atlantique (fig.83 et 85), il s'avère toutefois qu'elle ne se caractérise pas par un dépôt marqué de sédiments détritiques carbonatés, caractéristique des épisodes de vêlage exceptionnel d'icebergs.

La fin du Dryas Récent interpelle tout autant les paléoclimatologues que son déclenchement. En effet, il est connu que les surfaces marines et continentales de l'Atlantique Nord ont subi un réchauffement rapide, qui a pu atteindre 7°C en moins de 50 ans au Groenland oriental (DANSGAARD W. *et al*, 1989 ; ALLEY R.B. *et al*, 1993). La théorie fait correspondre la fin du Dryas Récent voici 11 500 ans avec un **retour à un mode « *switch on* »** provoqué, comme le requiert une sortie de cycle d'hystérésis, par un arrêt rapide et brutal des intrusions d'eau douce. **Le front polaire océanique se serait rétracté vers les latitudes circumpolaires**, ce qui aurait eu pour conséquence une remontée du potentiel énergétique océanique amplifiant alors le réchauffement initial de tout l'espace Nord-Atlantique.

Avec la fin du Dryas Récent s'achèvent pourtant les cycles de perturbation de la THC, **qui se stabilise alors dans sa configuration actuelle pendant tout l'Holocène** (MAC MANUS J.F. *et al*, 2004). Les dépôts d'IRD cessent ; les ratios $^{231}Pa/^{230}Th$ et K_{ARM}/K se maintiennent à de basses valeurs, signe d'une ventilation des eaux profondes du bassin atlantique, alors que les SST se réchauffent rapidement[142]. Toutefois, cette stabilité plurimillénaire est ponctuée par deux événements, qui dans leurs caractéristiques rappellent les refroidissements du Tardiglaciaire. **Il s'agit de l'oscillation Préboréale (11 300 - 11 150 cal BP soit 9 900 – 9 600 ^{14}C BP) et l'événement de « 8 200 cal BP »**, qui coïncident tous deux avec des épisodes géomorphologiquement avérés et précisément datés de vidange du lac Agassiz (TELLER J.T. & LEVERINGTON D.W., 2004).

Depuis une trentaine d'années, les recherches en océanographie et en géochimie ont introduit l'hypothèse selon laquelle des variations de la circulation thermohaline auraient pu déclencher les changements climatiques inter-hémisphériques pendant le Tardiglaciaire. Les travaux présentés dans cette partie valident partiellement cette hypothèse.

L'événement Heinrich 1 semble le plus explicite : la décharge d'eau douce dans l'Atlantique est conséquente et la signature d'un ralentissement prononcé de la circulation thermohaline est avéré dans plusieurs carottages marins de l'Atlantique Nord. Le Dryas Récent présente aussi la signature d'une perturbation de la THC associée à une forte intrusion d'eau douce.

Cependant, plusieurs éléments interrogent les limites de l'hypothèse d'un forçage provoqué par une perturbation de la THC : H1 n'est pas associé à un épisode de relèvement prononcé du niveau de la mer. *A contrario*, le MWP-1a coïncide avec un épisode de refroidissement mineur des surfaces continentales et ne présente pas une signature distinctive dans les sédiments du bassin Atlantique Nord. Enfin, l'origine d'une intrusion d'eau douce non-glaciaire capable de procéder au déclenchement d'un refroidissement d'une magnitude telle que le Dryas Récent est encore inconnue (BROECKER W.S. *et al*, 2010).

Au regard de ces éléments, il paraît donc encore prématuré de valider l'hypothèse selon laquelle chacun des épisodes climatiques du Tardiglaciaire est forcé par une perturbation de la THC. **Le problème scientifique doit donc être reconsidéré. Si le forçage océanique ne présente pas une signature manifeste et systématique pour chaque épisode du Tardiglaciaire, il peut être envisagé l'hypothèse selon laquelle certaines interactions du système océanique demeurent complexes à définir.**

[142] Dans l'Atlantique Nord, elles se réchauffent de près de 10°C (**fig. 82d**, DAVIS B.A.S. *et al*, 2003).

2. Les limites du scénario océanocentriste

L'hypothèse de changements climatiques provoqués par un forçage océanique ne peut pour l'instant être validée compte tenu du fait que la signature de chacune des perturbations océaniques n'est ni similaire ni systématique pour chacun des épisodes climatiques du Tardiglaciaire. D'autres aspects de ce champ théorique méritent d'être expérimentés tels que :

- les relations entre tous les paramètres du système océanique susceptibles d'évoluer en cas d'un forçage en eau douce ;
- l'arrêt possible d'une formation de l'EPNA et du *Gulf Stream* ;
- l'interface entre l'Océan et l'Atmosphère d'un point de vue des échanges énergétiques.

2.1. Les relations entre les paramètres du système océanique suite à un forçage en eau douce

Les expériences de modélisation (*cf. partie 1.3 de ce chapitre*) présentent l'Océan comme un système ouvert particulièrement ouvert aux intrusions d'eau douce dans l'Atlantique Nord. L'entrée d'eau douce présente des origines multiples : des précipitations atmosphériques plus abondantes, un débit plus élevé d'eaux fluviales lié au déplacement des grandes structures pluviogènes (YURCO N.L. *et al*, 2010), mais l'essentiel provient pendant le Tardiglaciaire de la fonte des inlandsis et des glaciers, qui pénètre en partie dans l'océan sous la forme d'icebergs. Les IRD (*Ice Rafted-Debris*) sont d'ailleurs considérés comme une signature distinctive d'une perturbation de la THC, bien que le processus de dépôt soit encore méconnu.

2.1.1. Quelle interprétation donner aux IRD ?

Les **IRD** sont définis comme des débris minéraux, d'une taille supérieure à 63 µm, déposés dans les fonds marins lors des débâcles massives d'icebergs en provenance des inlandsis laurentide, groenlandais et fennoscandien (**fig.83**). La recherche sur les dépôts d'IRD dans les carottes marines a fait l'objet de nombreuses publications depuis une quinzaine d'années (ANDREWS J.T. 1998, 2000), qui ont permis de souligner la complexité des processus à l'origine du dépôt des sédiments.

Le traitement de cette problématique nécessite pour cela de prendre en compte (**fig.84**) :

- La masse de sédiments à l'intérieur de l'iceberg vêlé, qui peut varier selon la manière dont la glace va transporter les sédiments ou dont l'iceberg va se former ou se désintégrer. **Ce paramètre, qui joue directement sur le dépôt potentiel de débris sur les fonds marins, se révèle très difficile à évaluer**. Aujourd'hui par exemple, il est impossible de quantifier la masse de sédiments déposés par les icebergs groenlandais, pourtant classés parmi les plus volumineux. Il est donc logique de supposer que cet exercice se révèle très incertain lorsqu'il est appliqué aux temps passés.
- **La navigation des icebergs dans l'océan**. De nombreux obstacles contraignent leur déplacement depuis le glacier originel jusqu'à l'endroit où ils fondent. Dès leur formation, ils se retrouvent piégés par la banquise[143], d'autant plus lorsqu'elle se retrouve elle-même emprisonnée au cœur des fjords (*sikussaks*[144]). Une fois pénétrés dans l'océan, les icebergs se laissent guider par les courants de surface mais aussi par la force de Coriolis jusqu'à fondre actuellement à 1 500-2 000 km de leur lieu de naissance. Plusieurs facteurs vont à leur tour rétroagir comme la température de l'air, de l'eau et de la glace, le rayonnement solaire ou l'action des vagues. Au final, à chacune de ces étapes, l'iceberg perd une quantité plus ou moins grande de sa masse originelle de sédiments si bien que **les IRD déposés sur les fonds marins ne constituent qu'une partie du volume initial arraché aux surfaces continentales**. **Aujourd'hui, il s'avère très complexe de reconstituer précisément cette déperdition sédimentaire. Pourtant, ce paramètre est fondamental pour interpréter la fréquence de dépôt des IRD dans les carottes marines, d'autant plus pendant les périodes de déglaciation comme le Tardiglaciaire.**

La seconde **difficulté consiste à établir une distribution granulométrique adéquate des dépôts d'IRD**. Comme évoqué ci-dessus, les débris se reconnaissent dans les sédiments marins par leur taille, conventionnellement comprise entre 63 µm et 2 mm. Pourtant, **ce critère a été établi de manière arbitraire** car il correspond à une classe de matériaux faciles à identifier et à mesurer (ANDREWS J.T., 2000). Au final, **les IRD ne représentent qu'un faible pourcentage des éléments transportés par la glace parmi les silts et les argiles,** comme le prouvent les mesures effectuées à partir d'un carottage extrait au large du Groenland oriental (ANDREWS J.T., *op.cit*). **La détermination granulométrique actuelle des IRD ne permet donc pas de prendre en compte la complexité des processus mis en jeu pendant les épisodes de vêlage d'icebergs**.

[143] Dans l'Atlantique Nord, le déplacement actuel des icebergs est contraint neuf mois sur douze par la banquise (ANDREWS J.T., 1998).

[144] Sikussak *(Sikussak)* : « très vieille glace de mer piégée dans les fjords. Elle ressemble à de la glace de glacier par suites de chutes de neige ou de congères qui ont contribué à sa formation » (VILLENEUVE G.O., 1980)

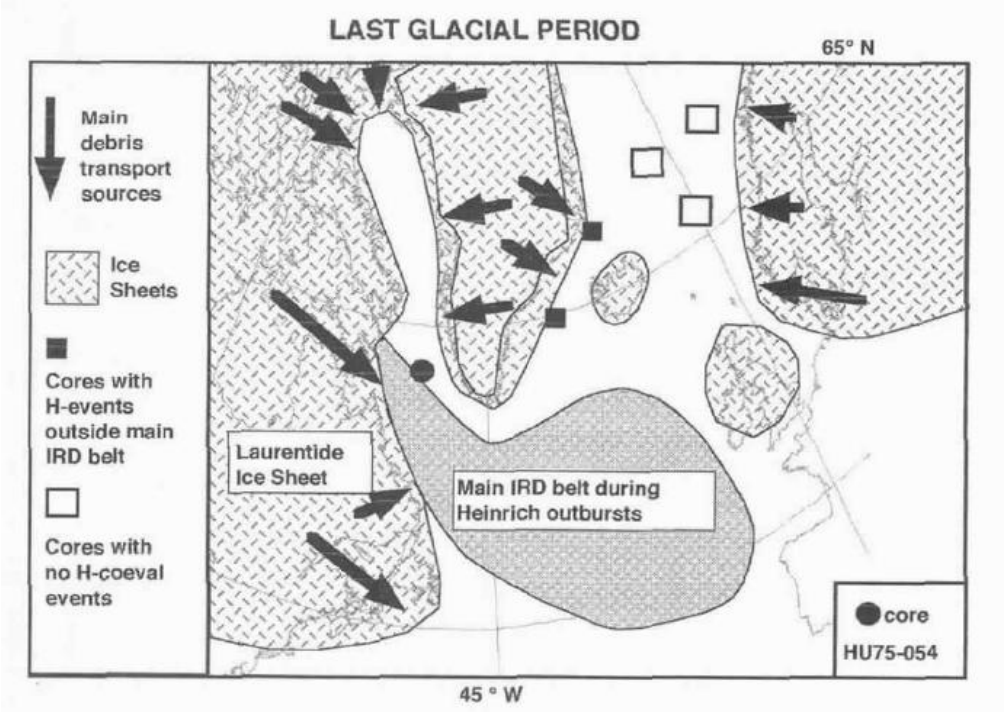


Fig. 84 : Origine et dispersion dans l'Atlantique Nord des icebergs à l'origine des débris minéraux pendant la dernière période glaciaire.
Source : ANDREWS J.T. (2000).

D'ailleurs, l'analyse du dépôt de particules d'autres tailles permet d'identifier **des pics de débris minéraux qui ne correspondent pas systématiquement avec la géochronologie des événements d'Heinrich** : c'est le cas précisément en mer du Labrador (ANDREWS J.T., 1998 ; HILLAIRE-MARCEL C. *et al*, 2001) et dans le détroit du Skagerrak (STEIN R. *et al*, 1996), mais aussi plus largement en bordure des anciens inlandsis (DOWDESWELL J.A. et al, 1999). **Ces anomalies s'observent également aux latitudes tempérées** (BARD E. *et al*, 2000). Ainsi, au large du Portugal (carotte SU81-18), **les événements H2 et H3 ne sont pas associés à des pics d'IRD,** alors que la susceptibilité magnétique des sédiments est élevée. L'hypothèse d'une granulométrie spécifique des débris, différente de celle des IRD, pourrait expliquer cette signature particulière, tout comme celle d'une fonte décalée dans le bassin atlantique occidental, bien qu'E. BARD la réfute au regard des autres données de la carotte SU81-18.

L'interprétation des IRD se révèle donc être un exercice complexe, qui nécessite de prendre en compte un grand nombre de paramètres, qui ne sont pas forcément très bien connus actuellement. Une attention particulière a été apportée à la granulométrie des particules déposées, qui s'avère être déterminante pour identifier avec précision les intrusions d'eau douce dans l'océan, auxquelles elles ne sont pas toujours corrélées. Dans cette optique, il est nécessaire de définir une nouvelle distribution granulométrique des dépôts d'icebergs et de procéder à davantage de carottages marins hors des mers nordiques. En attendant, il convient d'être prudent quant à l'interprétation des IRD.

2.1.2. Examen des relations entre les paramètres du système océanique suite à un forçage en eau douce

Les épisodes d'importants relèvements du niveau marin (*meltwater pulse*) constituent pendant le Tardiglaciaire würmien deux périodes propices pour expérimenter la nature des relations entre chacun des paramètres du système océanique.

Le MWP 1a, connu comme un épisode de hausse rapide (moins de 500 ans) de plus de 20 mètres du niveau marin, a longtemps vu son origine et son âge controversés, d'autant plus qu'il survient pendant un palier radiocarbone (12 700 ^{14}C BP). R.G. FAIRBANKS (1989) et E. BARD. *et al*, (2000) ont d'abord pensé que le MWP 1a coïncidait avec le début du Dryas Moyen (± 13 800 cal BP). Puis, les carottes marines prélevées dans les mers nordiques (SARNTHEIN M. *et al*, 1992) ont permis de le dater au début du Bølling (± 12 300 ^{14}C BP), révélant une réalité en inadéquation avec le schéma théorique : comment une intrusion d'eau douce pourrait-elle générer un réchauffement rapide des surfaces continentales ? Les travaux sur les coraux des îles de la Sonde et les dépôts sédimentaires en Mer de Chine (HANEBUTH T. *et al*, 2000 ; WEAVER A.J. *et al*, 2003 ; KIENAST M. *et al*, 2003 ; CLARK P.U., 2005) ont par la suite permis d'envisager la possibilité d'un bipolar seesaw, qui aurait pris la forme d'une introduction d'eau douce en provenance de l'inlandsis antarctique, qui aurait modifié la circulation des eaux intermédiaires australes, générer un rehaussement du niveau marin, et réactivé la convection Nord-Atlantique (*cf.* 1.5).

Pourtant, l'étude de la carotte marine TTR-451, prélevée au sud du Groenland (STANFORD J.D. *et al*, 2006), et la ré-analyse des coraux de la Barbade (FAIRBANKS R.G. *et al*, 2005) ont permis de mettre en lumière que **l'événement MWP-1a coïncidait bel et bien avec le Dryas Moyen** ressenti sur les surfaces continentales de l'hémisphère Nord (*cf*. 1.5). Même si la carotte étudiée (**fig. 85**) se situe en plein cœur des mers nordiques (59ème parallèle de latitude nord), son analyse se révèle porteuse de **questions sur les relations entre un relèvement rapide du niveau marin et le changement climatique qui s'en suivit.**

Comme évoqué précédemment, il convient de se demander pourquoi :

- **le MWP-1a ne coïncide-t-il qu'avec un ralentissement modéré de la formation des eaux profondes.** Les indicateurs géochimiques sont formels : les déséquilibres isotopiques ^{231}Pa/^{230}Th et le rapport K_{ARM}/K signalent une **légère diminution de l'activité de la THC, mais qui n'est en aucun cas comparable à celle qui survient pendant les événements H1 et H0** (Dryas Récent).
- **un tel relèvement du niveau marin n'est-il suivi que par un refroidissement modéré des surfaces continentales.** Les SST ne sont également pas impactées (**fig.82, 83** et **85**).

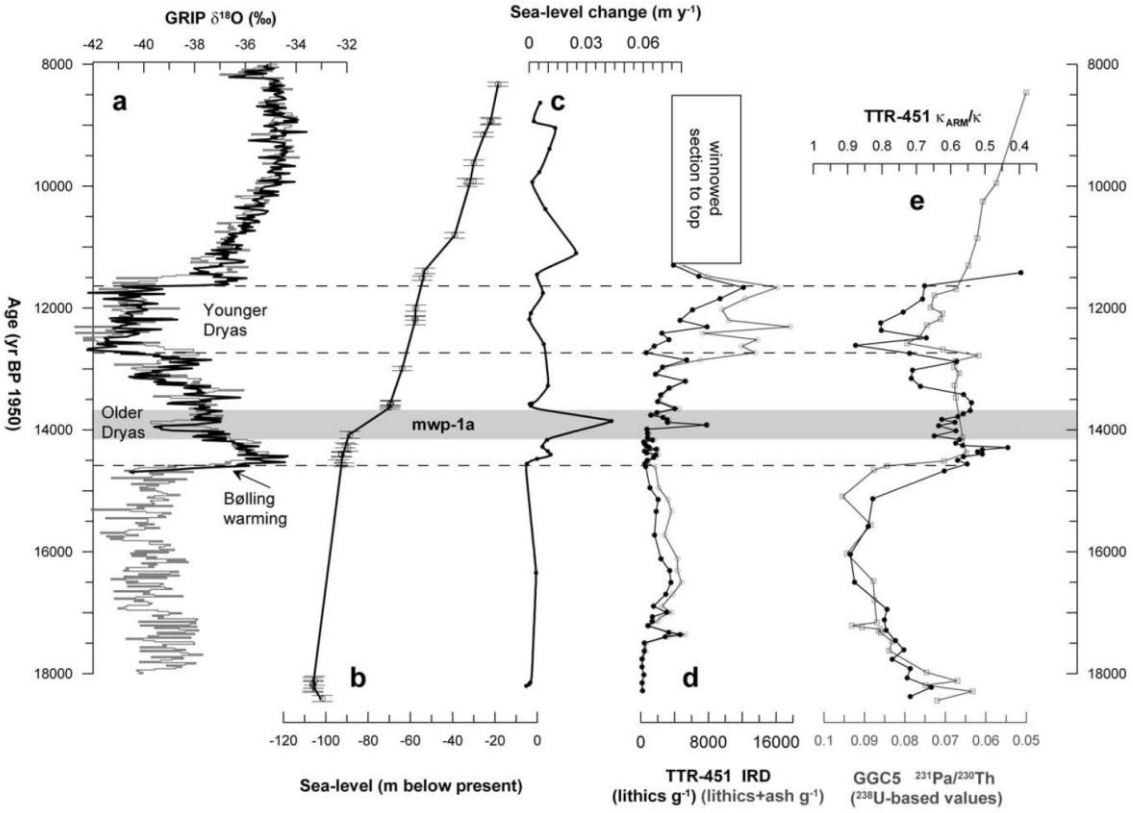


Fig.85 : Dynamique de la THC reconstituée grâce aux carottages marins TTR-451 et GGC5
Source : STANFORD J.D. *et al*, (2006)

a) *Composition isotopique de l'oxygène des géochronologies océaniques ss09 (en gris) et GICC05 (en noir) ;*

b) *Évolution du niveau marin (en mètres par rapport à l'actuel) basée sur les déséquilibres U/Th des coraux de la Barbade (FAIRBANKS R.G.et al, 2005 ; PELTIER W. & FAIRBANKS R.G., 2006). Les marges d'erreur sont indiquées à 2 σ près.*

c) *Relèvement du niveau marin (mm/an) adapté de la courbe b) ;*

d) *Dépôt d'IRD (> 150 µm) dans les sédiments de la carotte TTR-451. La courbe noire représente la somme de toutes les particules minérales ; la courbe grise celle des particules spécifiquement volcaniques. L'enregistrement de l'Holocène est perturbé par le dépôt d'une couche de sable (winnowed section to top).*

e) *Déséquilibre des isotopes $^{231}Pa/^{230}Th$ (courbe grise) de la carotte marine GGC5 (Nord-Est des Bermudes), couplé avec le ratio K_{ARM}/K de la carotte TTR-451 (courbe noire), dont les mesures révèlent la dynamique de la ventilation des eaux profondes pendant les 18 000 dernières années.*

Le second *meltwater pulse* se caractérise par un rehaussement de 10 mètres du niveau marin (**fig.85**) : il pourrait être attribué à la vidange définitive de la paléo-mer Baltique voici 11 500 ans, qui aurait pu être à l'origine d'un déversement d'eau douce de près de 6 000 km³ (NESJE A. *et al*, 2004). Or, **cet épisode ne génère pas de perturbation majeure de la THC**, comme le confirment les mesures effectuées sur l'ensemble du bassin atlantique (**fig.83** et **85**) aussi bien en ce qui concerne la ventilation des eaux

profondes, les dépôts d'IRD ou les SST. De plus, il est bien connu que le début de l'Holocène coïncide avec un réchauffement des surfaces continentales, qui culmine jusqu'à 7°C au Groenland oriental (DANSGAARD W. *et al*, 1989), **exception faite de l'Oscillation du Préboréal** (PBO), qui survient entre 11 500 et 11 300 cal BP (BJÖRCK S. *et al*, 1996). La signature du MWP 1b n'est donc pas manifeste dans l'hémisphère Nord, malgré sa covariation avec la PBO. Son existence est même remise en cause, compte tenu du fait qu'il n'a été clairement enregistré que sur la courbe de relèvement marin de la Barbade (MITROVICA J.X. *et al*, 2005).

L'exemple de ces deux *meltwater pulse* montre à quel point la magnitude des changements climatiques fait état d'une relation non-linéaire avec la quantité d'eau douce déversée dans l'océan ou la hauteur du relèvement du niveau marin. Le constat est le même en ce qui concerne les épisodes de refroidissement du Dryas Ancien et du Dryas Récent, qui ne coïncident pas avec une hausse marquée du niveau de la mer, mais qui surviennent simultanément pendant des perturbations de la THC. La seule logique linéaire se retrouve dans les relations qui unissent le débit d'eau déversé et la durée de l'événement : plus le débit est fort, plus le refroidissement est prononcé et abrupt. C'est le cas pendant le Dryas Récent. La complexité des interactions entre les composantes du système océanique oblige à élargir le champ des possibilités pour expliquer ses perturbations. **Il est de plus en plus envisagé que la localisation du déversement d'eau douce continentale se révèle être une variable plus importante que le volume écoulé** (STANFORD J.D. *et al*, 2006). Des expériences récentes de modélisation ont prouvé que plus l'eau douce s'intègre près des sites de convection (en mer du Labrador), plus elle a un impact sur la formation des eaux profondes et le relèvement du niveau de la mer (SWINGEDOUW D. *et al*, 2007). *A contrario*, plus elle s'intègre loin des sites de convection (Golfe du Mexique), plus son impact est réduit sur la THC et le relèvement du niveau de la mer (AHARON P., 2005).

2.1.3. Un débat sur la provenance de l'intrusion d'eau douce au début du Dryas Récent

Dans cette optique, l'hypothèse de la vidange d'un lac proglaciaire aux latitudes circumpolaires et/ou « tempérées » prend un sens particulier. L'idée d'un déversement des eaux du lac Agassiz dans l'Atlantique Nord est d'ailleurs évoquée à plusieurs reprises dans la littérature. Pourtant, elle demeure controversée en raison d'**un manque d'indices géomorphologiques précisément datés**. En effet, les campagnes de terrain n'ont pas permis d'authentifier du début du Dryas Récent le creusement de canyons ni le déplacement de blocs erratiques, qui sont les marqueurs habituels d'une vidange lacustre exceptionnelle (**photo.2**). De plus, les datations déjà effectuées sont contestées ou relèvent de décharges ultérieures. Ainsi, les sédiments prélevés sur les bords du lac Moorhead (N-O de l'Ontario) et

datés grâce à des fragments de bois entre ± 10 900 et ± 10 800 ^{14}C BP, attestent une phase de bas niveau lacustre, qui pourrait être consécutive à la vidange du lac Agassiz. Cependant, les dates obtenues ont depuis été critiquées et rejetées (BAJC A.F. *et al*, 2000). Par ailleurs, une crue exceptionnelle a bien été authentifiée : elle se serait déversée dans l'océan glacial Arctique *via* le lac McConnell et le fleuve Mackenzie (SMITH D.G. & FISHER T.G., 1993) mais elle est datée autour de 9 800 ^{14}C BP (BROECKER W.S., 2006). Enfin, des mesures de ^{10}Be ont permis d'attester le déplacement de blocs erratiques par la force des eaux, mais il concerne un événement survenant voici 8 400 ans.

Les paléoclimatologues s'opposent également sur le débouché possible des eaux de cette vidange lacustre. La voie du Saint-Laurent paraît être l'issue la plus probable, compte tenu de sa proximité commune avec l'Océan Atlantique et l'inlandsis laurentide**.** Pourtant, il n'y a pas eu de modification majeure du dépôt des sédiments dans l'estuaire pendant toute la durée du Dryas Récent (DE VERNAL A. *et al*, 1996 ; RUTTER N. *et al*, 2000). Cependant, les modèles numériques continuent à être élaborés en considérant la voie du Saint-Laurent comme un exutoire aux eaux de fonte (LICCIARDI J.M. *et al*, 1999 ; LEVERINGTON D.W. *et al*, 2000). En revanche, **la voie du Mississippi ne paraît pas avoir été empruntée**, au regard des analyses isotopiques et des datations obtenues sur des coquilles planctoniques du golfe du Mexique (BROECKER W.S., 2006 ; BROECKER W.S. *et al*, 2010). **Une troisième hypothèse conduit au Mackenzie,** qui se serait épanché au milieu du corridor déglacé nord-américain, mais il est impossible de savoir si cette voie a pu être empruntée.

Devant ce manque évident d'indices, BROECKER W.S. (2006), pourtant un des plus ardents défenseurs des idées océanocentristes, suggère d'adopter une solution alternative, évoquant même l'idée que **le Dryas Récent pourrait très bien avoir été déclenché sans une intrusion catastrophique d'eau douce dans l'Atlantique Nord**. Pourtant, il est impossible de nier que la circulation thermohaline ait été perturbée. Il est alors possible que **la vidange seule d'un lac, aussi abrupte soit-elle, n'ait pu être à l'origine** d'un refroidissement plurimillénaire comme le Dryas Récent. **Cette hypothèse conviendrait davantage à un épisode d'une durée centenaire**, comme l'événement de « 8 200 cal BP ». Son origine pourrait être liée à une intrusion catastrophique d'eau douce, la dernière du lac Agassiz, d'un débit proche de 2,5 Sv pendant quelques années (MEISSNER K.J. & CLARK P.U., *op.cit*).

Aujourd'hui, l'hypothèse la plus plausible repose sur le renversement de la circulation des eaux de fonte depuis le Mississippi jusqu'au Saint-Laurent, auxquels viendraient s'adjoindre celles du lac Agassiz, qui pourrait finalement se vider plus lentement que prévu, sans provoquer de perturbation majeure dans le dépôt des sédiments estuariens (MEISSNER K.J. & CLARK P.U., 2006). À noter toutefois que cette idée s'oppose radicalement aux conclusions selon lesquelles l'accélération du débit d'eau douce provoque un refroidissement des surfaces continentales.

2.2. L'arrêt de la formation de l'EPNA et du Gulf Stream peut-il être une réalité physique ?

L'EPNA a connu plusieurs modes par le passé. **Pendant le Tardiglaciaire, spécifiquement pendant l'événement H1, les indicateurs géochimiques attestent un ralentissement très net de sa formation et de sa circulation** : les déséquilibres isotopiques $^{231}Pa/^{230}Th$ de l'Atlantique Nord atteignent à plusieurs reprises leur valeur maximale ; le ratio K_{ARM}/K indique un transport modéré de particules minérales grossières, confirmé également par la diminution du $\delta^{13}C$. Cette signature géochimique est unique dans les sédiments marins Nord-Atlantiques déposés au cours des 15 000 dernières années, exception faite des carottes prélevées sur les marges glaciaires, où la circulation des eaux revêt une signification plus locale (*cf. ci-dessous*). Cependant, la littérature persiste à évoquer l'hypothèse de l'arrêt de la THC.

Cette hypothèse admet donc comme postulat un arrêt réel de la THC. **Or, est-il possible dans un système dynamique comme la Terre d'envisager l'arrêt d'une de ses composantes principales, animé de surcroît par sa rotation ?** Il est impossible de nier que l'eau douce, moins dense que l'eau salée, gèle plus facilement en surface dans les hautes latitudes, provoquant, **en cas de refroidissement atmosphérique initial (élément qui n'est que rarement évoqué dans les théories océanocentristes)**, une extension considérable de la banquise. Comme la masse d'eau froide devient plus importante, son énergie croît, si bien qu'elle s'étend vers les moyennes latitudes, repoussant par conséquent les eaux chaudes tropicales. Le front polaire océanique descend donc en latitude.

Cependant, ce n'est pas pour cela que le mécanisme de convection et de plongée des eaux profondes doit cesser. En effet, l'influx énergétique solaire est plus important aux latitudes tropicales. Pendant le Tardiglaciaire, il est même légèrement supérieur à l'actuel (± 4 600 W/m² voici 11 000 ans contre ± 4 560 W/m² aujourd'hui à la latitude 23°N). *A contrario*, les zones polaires subissent un déficit thermique accentué, même si l'insolation journalière est en hausse constante. **Le différentiel thermique est donc prononcé entre les pôles et les tropiques pendant le Tardiglaciaire.** Le concept de *polar/subtropical seesaw* a d'ailleurs été proposé pour expliquer le gradient thermique entre les pôles qui se refroidissent et les tropiques qui se réchauffent (GRIMM E.C. *et al*, 2006).

Ces faits nous permettent d'émettre l'hypothèse selon laquelle le transfert d'énergie tropicale vers le Nord, maintenu pendant les D/O, pourrait même être intensifié par rapport à la configuration actuelle; il serait assuré aussi bien par les courants océaniques de surface dont la circulation pourrait être accélérée dans le bassin subtropical atlantique que par les masses d'air. **Cette hypothèse permettrait ainsi d'expliquer le potentiel thermique enrichi dans tout l'Atlantique subtropical Ouest** (GRIMM E.C. *et al*, *op.cit*). **Par conséquent, l'hypothèse d'un arrêt de la THC et d'une disparition du front polaire océanique ne peut être validée. Celui-ci a pu être déplacé pendant le Tardiglaciaire dans tout le bassin Atlantique Nord depuis les latitudes polaires jusqu'au large du Portugal (LEBREIRO S.M. *et al*, 1996). Cependant, il est probable que, même pendant les refroidissements du Tardiglaciaire, une partie des eaux tropicales aient continué à être déplacées vers les hautes et moyennes latitudes, du moins jusqu'au front polaire océanique, au contact duquel elles se seraient refroidies puis densifiées pour former, à une latitude très différente de l'actuelle, une EPNA ralentie en raison de la spécificité de la circulation des eaux tropicales et du déplacement des lieux de convection.**

Ce nouveau champ hypothétique ne se restreint pas aux limites géographiques de l'Atlantique Nord puisqu'il envisage l'idée de rétroactions inter-hémisphériques dans une configuration proche d'un *bipolar seesaw.* Même si l'idée d'un forçage par intrusion d'eau douce n'est pas validée au regard des travaux présentés ici, il paraît cependant essentiel de considérer les mécanismes de compensation opérés pendant les refroidissements par un déplacement accentué vers le Nord de l'EAI, qui permet de réanimer peu ou prou le transport de l'EPNA, à condition que l'advection d'eaux arctiques douces ou peu salées n'annule cette compensation par une stratification accentuée de la colonne d'eau (WEAVER A.J. *et al*, 2003).

Cette théorie se veut également novatrice par le recentrage qu'elle propose sur l'interface Océan-Atmosphère, binôme au sein duquel les basses couches de l'atmosphère jouent un rôle essentiel dans la succession des changements climatiques particulièrement pendant le Tardiglaciaire würmien.

2.3. Une nécessaire relecture du transport de chaleur par l'océan et l'atmosphère

L'enjeu scientifique de cette partie est de tester l'hypothèse défendue dans cette thèse selon laquelle les variations passées de la circulation atmosphérique ont joué un rôle moteur dans la succession des changements climatiques du Tardiglaciaire, en interaction constante avec d'autres systèmes géophysiques comme l'océan. Les travaux présentés ci-dessous ont été choisis dans la littérature car ils permettent de reconsidérer la distribution du transport énergétique par le binôme Océan/Atmosphère.

Pour le premier, il s'agit d'une expérience de modélisation numérique du climat (SEAGER R. et *al*, 2002), qui a contribué à démontrer que **le processus d'émission de chaleur par l'océan,** notamment au dessus

des courants chauds (*Gulf Stream*), **n'était pas déterminant pour expliquer la différence de climats entre les deux façades continentales atlantiques.** Au contraire, selon les sorties du modèle atmosphérique CCM3-AGCM-ML employé dans l'expérience (**fig.86**), il s'avère que :

- **sans l'apport des anticyclones et des dépressions en terme d'échange méridien de chaleur et d'humidité, les températures hivernales européennes seraient minorées de 27°C par rapport à leur valeur actuelle, même si le *Gulf Stream* venait à conserver la trajectoire qu'on lui connaît ;**
- **le contraste de température entre les deux côtes atlantiques demeure le même, lorsque la circulation actuelle des courants océaniques de surface est ignorée dans le modèle (fig.86b).**

Cette expérience a toutefois été critiquée pour réduire l'Océan à une simple couche d'eau immobile, ce qui occulte le transport de chaleur par les courants, tout en conservant leur capacité à la stocker ou la libérer. **Il n'empêche qu'elle a permis de soutenir l'hypothèse selon laquelle l'effet du *Gulf Stream* était beaucoup moins important que celui de la circulation atmosphérique dans la distribution des climats de l'Atlantique Nord. La dynamique des masses d'air se voit donc accorder un intérêt nouveau dans l'interprétation du climat actuel mais aussi passé** (LEROUX M., 2000 ; SEAGER R. & BATTISTI D., 2006), qui concorde avec les mesures satellitales récentes sur le transport de chaleur par l'océan et l'atmosphère (**fig.87**).

Actuellement, grâce aux satellites météorologiques, l'énergie délivrée par les rayons du Soleil est mesurée précisément aussi bien « au sommet de l'atmosphère » que sur les premiers mètres d'altitude des surfaces continentales et marines. Ainsi, l'insolation journalière s'élève entre 200 et 250 W/m² près de l'Équateur**,** mais ne dépasse pas 40 W/m² dans les zones polaires ; elle fait donc apparaître un différentiel thermique à l'origine de la circulation des eaux (MINSTER J.F., 1997). Sur l'aire d'étude, l'insolation journalière et les processus de contre-rayonnement font que le flux sortant d'énergie devient supérieur au flux entrant au nord du 30ème parallèle. La perte est même chiffrée à 100 W/m² en moyenne annuelle au dessus du *Gulf Stream* et du Kuroshio. **Cependant, ces échanges sont très difficiles à mesurer et des erreurs importantes de mesure peuvent survenir** (MINSTER J.F., *op.cit*), **qui sont (peut-être) à l'origine d'une sous-évaluation du transport atmosphérique de chaleur et par conséquent d'une surestimation de son transport par l'océan** (TRENBERTH K.E. & CARON J.M., 2001).

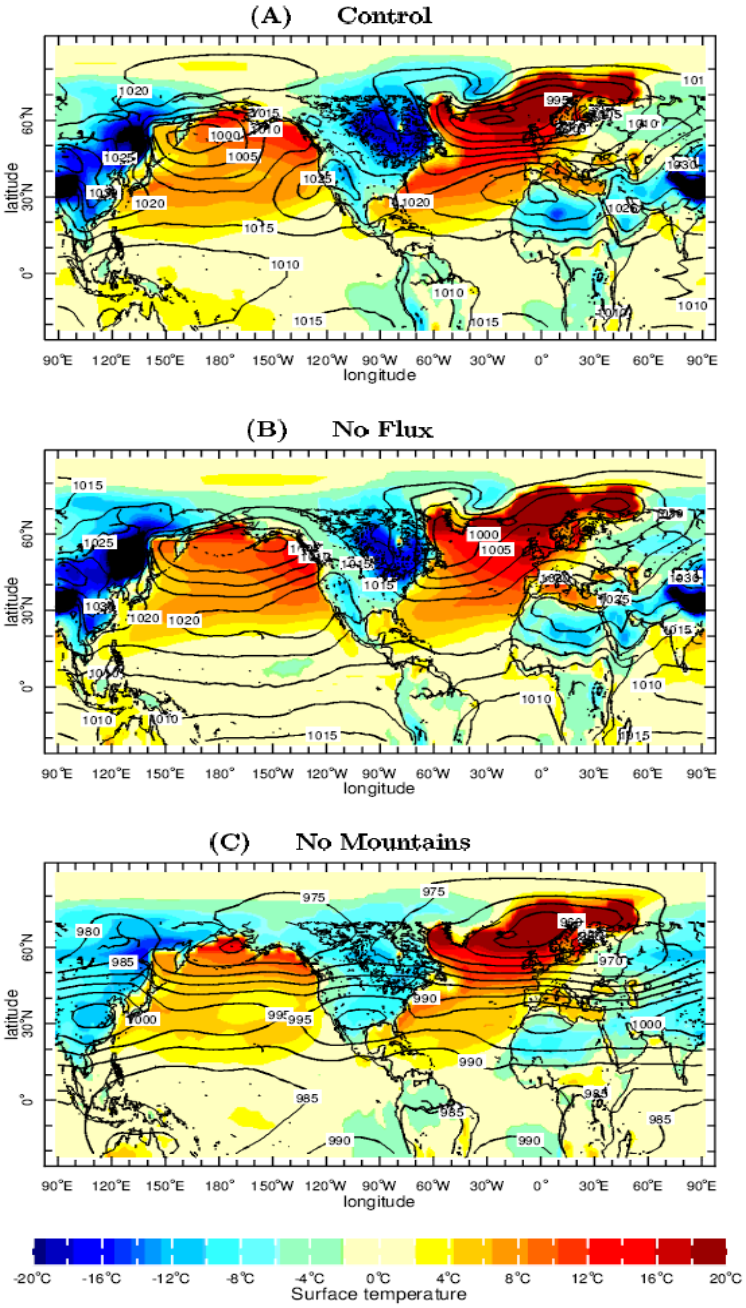


Fig.86 : Variation hivernale des températures simulée grâce au modèle CCM3-AGCM-ML : dans sa configuration actuelle (A), sans tenir compte de la circulation des courants océaniques (B), puis en éliminant la topographie du modèle (C)

Source : SEAGER R. *et al*, (2002).

Avec cette expérience de modélisation, R. SEAGER démontre que le seul transport de chaleur par l'océan n'explique pas les contrastes de températures entre les bordures des bassins océaniques de l'hémisphère Nord. La figure B illustre très clairement cette idée : en simulant un arrêt global de la circulation des eaux de surface, les variations de température sont minimes par rapport à la situation actuelle, notamment aux latitudes polaires et tempérées de l'espace Nord-Atlantique. La troisième expérience tend à démontrer que le rôle de la topographie est fondamental dans la distribution générale des températures : sans la présence des Rocheuses, le climat des surfaces continentales est fortement modifié ; ces dernières connaissent un refroidissement beaucoup moins accentué. Ce point sera discuté ultérieurement.

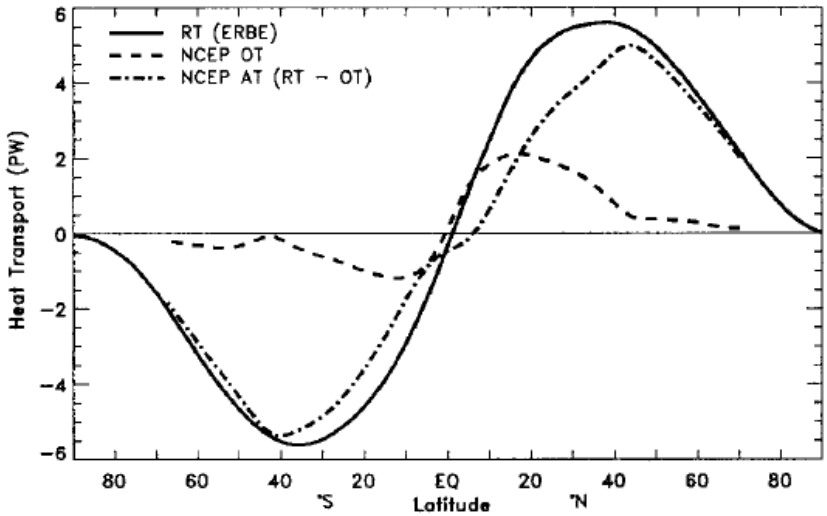


Fig.87 : Mesure de l'insolation journalière (PW) « au sommet de l'atmosphère » et de son transport global méridien par l'océan (OT) et l'atmosphère (AT)

Sources : données satellitales ERBE, ré-analyses NCEP (TRENBERTH et CARON, 2001)

Dans cette optique, de nouvelles mesures satellitales sur la période 1985-1989 sont comparées aux ré-analyses NCEP-NCAR (KALNAY E. *et al*, 2001 ; KISTLER R. *et al*, 2001) sur la période 1979-1998, aux ré-analyses ECMWF[145] sur la période 1979-1993, ainsi qu'à des sorties de modèles couplés et des mesures directes de la température de surface océanique (**fig.87**). Ces nouvelles mesures ont permis de déterminer que le transport d'énergie par l'océan et l'atmosphère était mieux quantifié si on recourait aux ré-analyses ajustées NCEP OT (*Oceanic Transport*) et AT (*Atmospheric Transport*), qui, contrairement aux ré-analyses ECMWF ou à certains modèles couplés, sont les plus efficaces pour reconstituer le transport méridien global du flux radiatif émis sur Terre.

Ces travaux prouvent que la contribution de l'océan aux latitudes tropicales (entre ± 20°N et ± 10°S), **dépasse celle de l'atmosphère jusqu'à atteindre un maximum de 2 PW entre 10 et 30°N, qui pourrait être à l'origine d'un réchauffement de l'air ambiant de 3 à 4°C** (SEAGER R. & BATTISTI D., 2006). Cependant, le transport océanique d'énergie diminue à partir de la latitude 17°N pour ne représenter plus que 22 % du processus global à la latitude 35°N et 8 % à la latitude 35°S. **À la latitude 45°N, la contribution océanique devient quasiment nulle alors que le transport d'énergie par l'atmosphère s'élève à 5 (± 0,14) PW** à **43°N et 5,7** (± 0,2) **PW à 40°S**.

Dans l'espace Nord-Atlantique, les expériences présentées ci-dessus prouvent que l'énergie transportée par les courants océaniques ne permet donc pas d'assurer seule le réchauffement des côtes européennes. L'hypothèse est donc émise que ce rôle revient aux masses d'air qui assurent préférentiellement le transport de chaleur (fig.87) et donc la distribution des températures aux latitudes tempérées (fig.86).

[145] *http://www.ecmwf.int/research/era/do/get/index*

Synthèse

L'examen bibliographique des mécanismes de forçage et de rétroaction à l'origine des changements climatiques passés met clairement en avant le rôle des déséquilibres non-linéaires de la circulation océanique, dont la clé de voûte de son mécanisme tridimensionnel repose aux deux extrémités de l'Océan Atlantique où se forment les eaux profondes. L'hypothèse principale validée par la majorité des paléoclimatologues est que le système climatique se révèle particulièrement sensible à un forçage océanique en eau douce. Une quantité substantielle d'eau douce près des sites de convection assurerait ainsi une perturbation radicale du système climatique, caractérisée par un relèvement du niveau marin, une extension de la banquise et un refroidissement des surfaces continentales. Cette hypothèse est également celle partagée par le GIEC dans son expertise sur les changements climatiques futurs. Malgré un scénario annoncé de réchauffement climatique, la fonte des nappes glaciaires pourrait provoquer, selon le rythme d'émission de GES dans l'atmosphère, une intrusion d'eau douce aux deux extrémités du bassin atlantique et faire plonger le système climatique dans un nouveau cycle d'hystérésis.

Dans cette thèse, il est proposé de tester cette hypothèse au regard des changements survenus pendant le Tardiglaciaire würmien connu pour sa succession rapide de variations climatiques en lien avec des perturbations inter-hémisphériques de la circulation océanique.

L'analyse des signatures de chacun de ces événements dans les archives climatiques marines révèle que l'événement Heinrich 1 (17 500 – 14 500 cal BP) semble être celui qui se rapproche le plus de la configuration théorique défendue par la majorité des paléoclimatologues : la décharge d'eau douce dans l'Atlantique est conséquente et la signature d'un ralentissement prononcé de la circulation thermohaline est avéré dans plusieurs carottages marins de l'Atlantique Nord. Le Dryas Récent présente aussi la signature d'une perturbation de la THC associée à une forte intrusion d'eau douce.

Cependant, plusieurs éléments interrogent les limites de l'hypothèse d'un forçage provoqué par une perturbation de la THC : H1 n'est pas associé à un épisode de relèvement prononcé du niveau de la mer. *A contrario*, le MWP-1a coïncide avec un épisode de refroidissement mineur des surfaces continentales et ne présente pas une signature distinctive dans les sédiments du bassin Atlantique Nord. Enfin, l'origine d'une intrusion d'eau douce non-glaciaire capable de procéder au déclenchement d'un refroidissement d'une magnitude telle que le Dryas Récent est encore inconnue. L'analyse de nouvelles données parues dans la littérature révèle également que le rôle et la signature granulométrique des IRD sont discutés en tant que marqueurs d'une perturbation de la THC, particulièrement lorsqu'ils sont

déposés dans les mers nordiques. Par ailleurs, les rétroactions entre les intrusions d'eau douce dans l'océan, le relèvement global du niveau marin, la formation des eaux profondes et les températures de surface sont encore très difficiles à estimer notamment lors des modes d'hystérésis de l'océan.

Au regard de ces éléments, il paraît donc encore prématuré de valider l'hypothèse selon laquelle chacun des épisodes climatiques du Tardiglaciaire est forcé par une perturbation de la THC. Le problème scientifique doit donc être reconsidéré, notamment au regard de la circulation atmosphérique des basses couches, systématiquement assujettie à celle de l'océan, mais dont les mesures satellitales et des expériences de modélisation numérique révèlent un rôle capital.

Un nouveau champ hypothétique est donc proposé dans cette thèse : l'idée défendue est que le forçage des changements climatiques réside dans les dynamiques successives des masses d'air troposphériques, en interaction directe avec les autres composantes du système terrestre, particulièrement l'Océan animé par une oscillation: le *bipolar seesaw*, qui offre la possibilité de comprendre les variations inter-hémisphériques de l'activité de la circulation thermohaline révélée par les archives marines. L'hypothèse du *bipolar seesaw* paraît séduisante dans sa logique heuristique, combinée avec un forçage atmosphérique. De nouvelles perspectives d'étude s'ouvrent et permettraient ainsi de comprendre la singularité du Dryas Récent, qui analysé à une échelle globale (MORENO P.I. *et al*, 2001 ; GUIOT J. & CHEDDADI R., 2004 ; BOES X. *et al*, 2006) révèle l'existence d'anomalies thermiques négatives mais aussi positives (**fig.88**) dans de nombreux sites haute-résolution des hémisphères boréaux et australs (SHAKUN J. & CARLSON A., 2010)

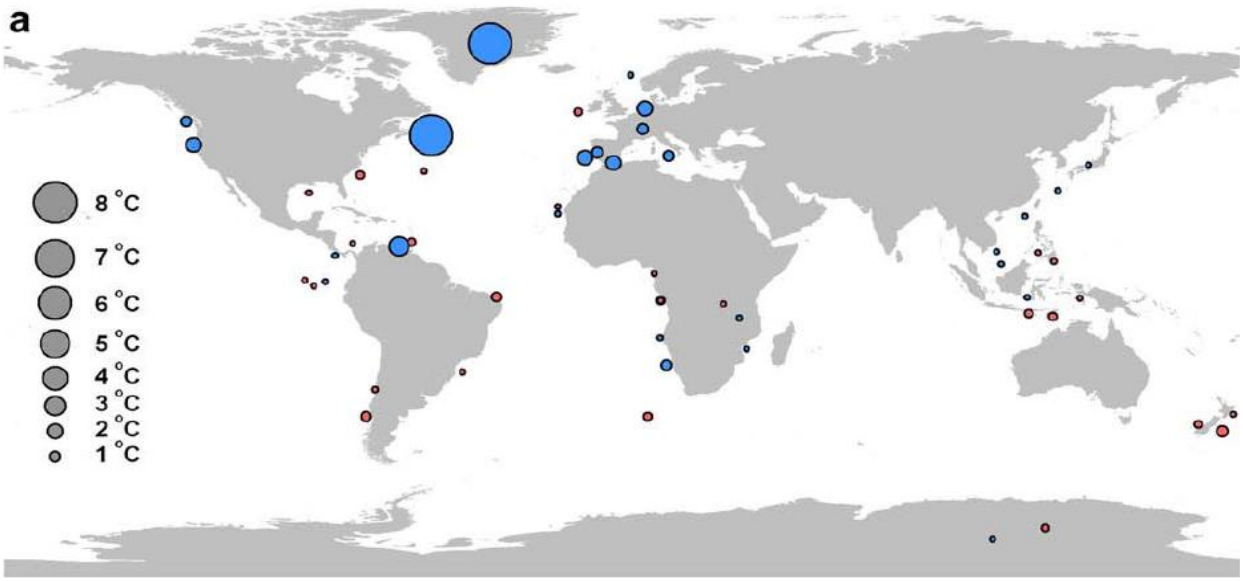


Fig.88 : Anomalies thermiques pendant le Dryas Récent calculées par rapport aux températures moyennes annuelles de l'Allerød selon une compilation de 72 sites haute-résolution

Source : SHAKUN J. & CARLSON A. (2010)

Les anomalies thermiques négatives sont représentées par un cercle bleu et les positives par un cercle rouge. Le signal climatique est particulièrement prononcé aux hautes latitudes de l'Atlantique Nord et révèle l'existence d'anomalies thermiques positives dans l'Hémisphère Sud.

3. Le rôle fondamental de la circulation des masses d'air dans l'origine et la transmission des changements climatiques

L'expérimentation des hypothèses présentées ci-dessus nécessite dans un premier temps d'étudier les forçages éventuels auxquels la circulation atmosphérique pu être soumise indépendamment d'une perturbation de la THC. Il conviendra ensuite de soumettre la réalité des données paléoenvironnementales présentées dans cette thèse aux modèles théoriques de circulation des masses d'air.

3.1. D'autres possibilités de forçage

3.1.1 L'hypothèse débattue d'un forçage solaire

Il a longtemps été pensé que la quantité d'énergie et de chaleur fournie par le Soleil était invariable (notion de constante solaire). Ce n'est qu'à partir de l'invention de la lunette astronomique[146] au début du XVII^{ème} siècle que les scientifiques ont réellement commencé à s'intéresser à l'activité de l'astre ; il a fallu attendre la seconde moitié du XX^{ème} siècle pour la mesurer avec précision, par l'intermédiaire de l'observation astronomique, de l'analyse isotopique et de la dendrochronologie.
Il est désormais connu que la variation de l'activité solaire est soumise à des cycles de fréquences différentes (CAHALAN R.F. *et al*, 2010) :

- **Des cycles courts**, d'une durée moyenne comprise entre 10 et 11 ans ;
- **Des cycles longs, polarisés autour de deux fréquences (1000 et 2500 ans), qui se retrouvent également dans les archives climatiques du passé** (**fig.88**).

3.1.1.1. L'influence des cycles courts

Les cycles courts doivent leur origine à des lignes de torsions du champ magnétique solaire, qui génèrent la formation de taches sur la photosphère d'un diamètre compris entre 25 et 50 000 km. Leur durée de vie est d'environ un mois, pendant lequel elles se déplacent des moyennes latitudes du Soleil vers son Équateur géographique, provoquant un rayonnement plus intense des zones libres de taches :

[146] L'existence de zones d'ombre sur le Soleil est cependant connue depuis le IV^{ème} siècle ap. JC grâce aux travaux d'astronomes chinois (LE MEUR H., 2008).

les facules. Les cycles d'activité n'ont pas toujours la même intensité : ils peuvent être groupés par périodes de 11 ou de 22 ans. A titre d'information, nous sommes dans le 24ème cycle observé, qui devrait atteindre son maximum d'activité en 2013. L'activité électromagnétique du Soleil est donc plus intense, comme le témoigne l'augmentation du nombre de tempêtes solaires depuis le début du cycle en 2010[147].

L'influence directe et unique des cycles solaires courts sur les températures est actuellement controversée. La covariation la plus évidente concernerait **le Petit Âge Glaciaire, qui coïncide avec le minimum de MAUNDER**[148]**,** c'est-à-dire une diminution de 0,24 % du rayonnement total, qui aurait entraîné une baisse globale de la température de 0,46°C (MANN M.E. *et al*, 1998). Par ailleurs, il semblerait que depuis 1950, chaque cycle de 11 ans puisse contribuer au réchauffement global des températures à hauteur de 0,1°C. (BARD E., 2004 b ; DUDOK DE WIT T., 2008). Des corrélations auraient également été constatées entre :

- la longueur des cycles solaires et les anomalies de température de l'hémisphère Nord de 1860 à 1990 (FRIIS-CHRISTENSEN E. & LASSEN K., 1991) ;
- le nombre de taches solaires et les températures journalières de trois stations européennes (Prague, Bologne et Uccle) entre 1775 et 2005 (LE MOUËL J.L. *et al*, 2010 ; KOSSOBOKOV V. *et al*, 2010). Cette corrélation est toutefois remise en question par LEGRAS B. *et al*, (2010), qui réfute l'hypothèse d'un forçage direct et unique de l'irradiance, généré de surcroît exclusivement par les taches solaires. Le signal solaire, analysé grâce aux températures journalières des trois stations, ne peut ainsi être dissocié de l'activité volcanique. Par exemple, chacun des cycles 19 (1954-1964 AD), 21 (1976-1986 AD) et 22 (1986-1995 AD) est ponctué par une éruption volcanique cataclysmique (Agung, 1963 AD ; El Chichon, 1982 AD ; Pinatubo, 1991 AD), dont les conséquences sur le climat planétaire sont étudiées dans la partie 3.1.2. de ce chapitre.

3.1.1.2. L'influence des cycles longs

L'analyse de l'influence des cycles plus longs, grâce à la mesure des isotopes cosmogéniques déposés dans les glaces polaires et les sédiments marins (^{10}Be, ^{36}Cl) ou absorbés par les arbres et les coraux (^{14}C), a permis de découvrir **des liens entre la variation de l'activité solaire et le déclenchement de certaines oscillations climatiques** (STUIVER M. & BRAZIUNAS T.F., 1993 ; RENSSEN H. *et al*, 2000 ; BOND G. *et al*, 2001 ; BARD E. & FRANK M., 2006). Rapportées à la période étudiée, les mesures de la variation de

[147] *http://www.notre-planete.info/actualites/actu_2456_soleil_tempete_solaire.php*

[148] Il s'agit d'une période très calme d'activité solaire entre 1645 et 1715, découverte pour la première fois par E.W. MAUNDER, à la fin du XIXème siècle, sur la base des observations solaires archivées par l'Observatoire Royal de Londres.

l'activité solaire ont permis de mettre en évidence **une augmentation rapide** (en moins de 300 ans) **de la production du carbone 14 et du béryllium au début du Dryas Récent** (RENSSEN H. *et al*, 2000).

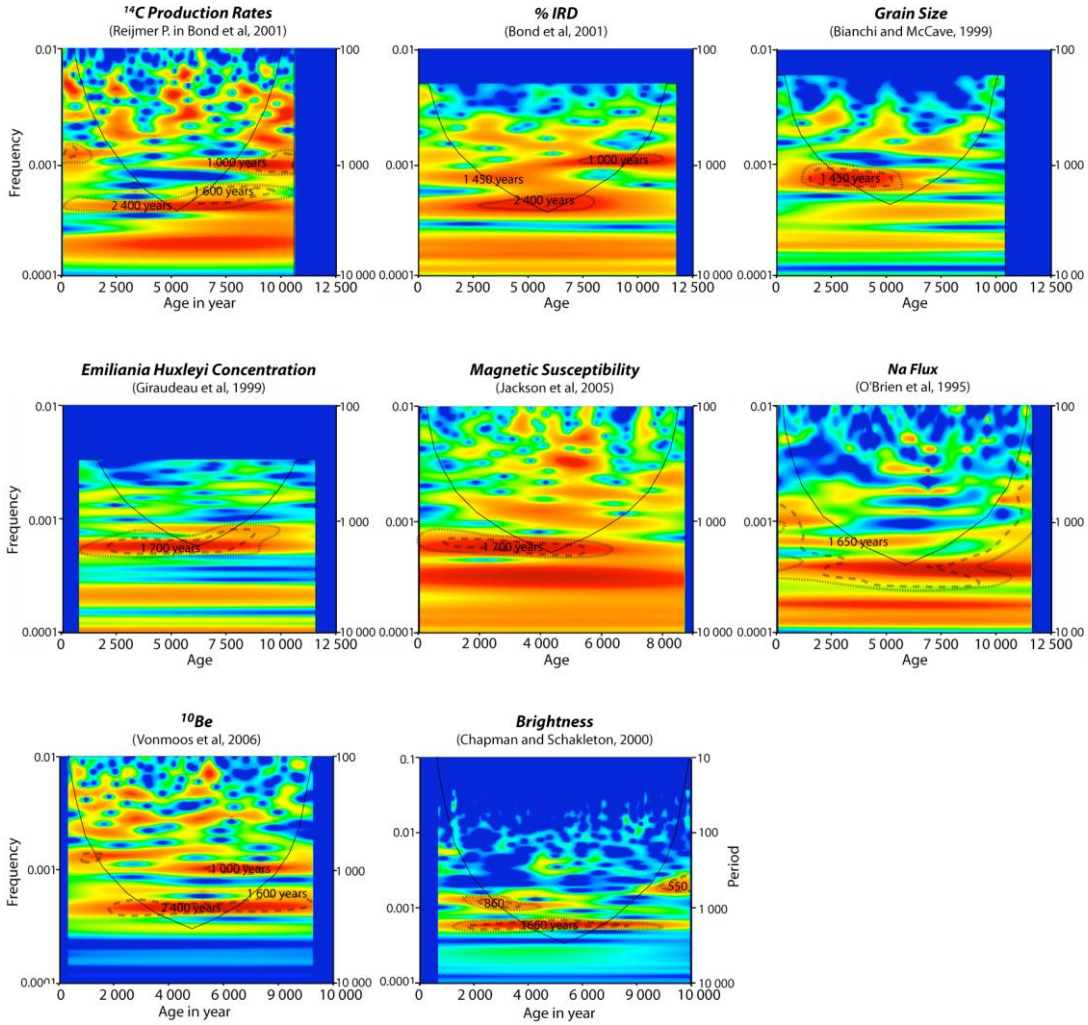


Fig.89 : Analyses spectrales à partir de la méthode de la transformée en ondelettes d'enregistrements sédimentaires marins et continentaux, pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène.

Source : DEBRET M. *et al*, (2007)

Les enregistrements concernés proviennent soit :

- *des glaces groenlandaises : NGRIP et GISP2 pour les concentrations respectives de ^{10}Be et de Na;*
- *de sédiments marins Nord-Atlantiques, à partir desquels sont étudiés et déterminés la production atmosphérique et l'absorption océanique du ^{14}C, les pourcentages d'IRD, leur granulométrie (notamment les grains dont la taille est comprise entre 10 et 63 mm) ou leur couleur sans oublier l'abondance des foraminifères (Emiliania Huxleyi) qu'ils contiennent;*
- *de dépôts continentaux, sur lesquels a été mesurée la susceptibilité magnétique de lœss prélevés en Islande.*

Les fréquences-types ressortent dans une couleur rouge foncée. Lorsque la fréquence est entourée d'une ligne en tirets, la marge d'erreur est importante (50%). Lorsqu'elle est entourée d'une ligne quasi-pleine, la valeur calculée est précise à 95%. Les fréquences de 1000 et de 2500 ans pourraient être d'origine solaire alors que celle de 1500 ans, particulièrement marquée lors des 5000 dernières années, se rapproche de celle des cycles de perturbation de la circulation océanique.

De même, le $\delta^{14}C$ déterminé grâce à plusieurs séries dendrochronologiques a permis d'établir une fréquence type de 2500 ans qui s'observe dans les géochronologies terrestres et marines. **Le réexamen des analyses spectrales standard de nombreuses géochronologies par la méthode de la transformée en ondelettes** (**fig.89**) **a également permis de distinguer des fréquences-types proches de 1000 et de 2500 ans pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène**, bien que la marge d'erreur soit assez importante dans certains cas (DEBRET M. *et al*, 2007). Ces valeurs, **significatives d'un forçage solaire,** s'observent particulièrement dans la production atmosphérique et l'absorption océanique du ^{14}C, la composition isotopique du ^{10}Be dans la carotte NGRIP et même dans les dépôts d'IRD. L'autre fréquence qui se démarque est évaluée de manière moins précise (autour de 1500 ans) et se rapproche de celle des épisodes de Dansgaard/Oeschger (1470 ans) calculée par RAHMSTORF S. (2003). **Les archives climatiques enregistrent donc les variations de l'activité solaire, mais de quelle manière celle-ci joue t'elle un rôle sur la dynamique du climat ?** Cette question partage les scientifiques et suscite de nombreux débats.

Pour de nombreux chercheurs, à l'image de ceux qui composent le GIEC, **l'influence des variations de l'activité solaire sur les changements climatiques est négligeable** notamment par rapport à celle des émissions massives de GES anthropogéniques, dont le forçage radiatif serait cinq fois supérieur si on le compare à celui du rayonnement électromagnétique solaire[149]. **La variation de l'irradiance n'expliquerait ainsi que 10% du réchauffement des cent dernières années** (LEAN J.L. & RIND D.H., 2008). Cette faible contribution est cependant conditionnée par **la connaissance très partielle de l'activité du Soleil** : il est encore impossible d'expliquer pleinement la variation de 0,1 % de l'insolation journalière générée par les taches solaires. De même, le modèle numérique qui permet de reconstituer la dynamique globale de l'astre ne prend en compte ni sa rotation ni son champ magnétique interne ni même les phénomènes des couches externes comme les taches (LE MEUR H., 2008), ce qui fait dire que « *tant que l'histoire complète du champ magnétique de l'étoile n'est pas écrite, nous ne pourrons pas vraiment quantifier toute l'influence du Soleil sur la Terre et prétendre la prédire* » (TURK-CHIEZE S. *in* LE MEUR H., 2008). Enfin, **les mesures systématiques de l'insolation journalière ne sont effectives que depuis 1978**, **celles de son spectre entier seulement depuis 2002**. Le recul par rapport à ces données n'est pas encore suffisant pour identifier toutes leurs subtilités.

Il convient de noter également que les mécanismes de téléconnexion terrestre en réponse à un forçage solaire ne sont pas encore clairement explicités. Les processus physiques impliqués sont complexes et se déroulent essentiellement dans la stratosphère, couche atmosphérique où est produit l'ozone (O_3) par photodissociation, c'est-à-dire la dislocation et la reformation des molécules d'oxygène

[149] Le forçage radiatif est toutefois supérieur dans la composante ultraviolette du rayonnement solaire. Cependant, il ne présente pas de tendance significative à la hausse au cours des dernières décennies (FRÖHLICH C., 2009).

sous l'effet de la lumière[150]. La production de l'ozone stratosphérique est variable selon l'espace et le temps, notamment suivant les saisons. L'ozone présente également la particularité d'absorber le rayonnement ultraviolet, ce qui provoque un échauffement de l'air ambiant.

Selon le modèle classique de circulation atmosphérique (*cf. la partie 3.2 de ce chapitre*), **une augmentation de l'énergie rayonnante émise par le Soleil, notamment de sa composante ultraviolette, provoquerait une production plus importante d'ozone, à l'origine d'un réchauffement de la stratosphère**. **La production d'ozone (O_3) serait alors intensifiée. Les échanges stratosphériques d'ozone contribuent alors à la variation de la topographie de la tropopause, donc à une densification de l'air troposphérique au niveau des pôles**. La pression moyenne serait alors plus élevée au niveau de la cellule polaire. Celle-ci s'élargirait, générant **une translation de l'ensemble des cellules et des courants-jets vers l'Équateur**. **Les basses couches de l'atmosphère se refroidissent alors, particulièrement aux latitudes polaires et « tempérées »** (HAIGH J.D., 1996 ; POLVANI L.M., 2010).

A contrario, une **réduction de l'activité solaire impliquerait une diminution de la production d'O_3 à l'origine d'un refroidissement stratosphérique. Les variations de la topographie de la tropopause conduisent alors à un épaississement de la troposphère au niveau des pôles et donc à un déplacement des cellules polaires et tropicales vers ceux-ci. La cellule d'Hadley s'étend alors plus largement au niveau des latitudes tropicales et subtropicales. Les basses couches se réchauffent.**

Les limites de cette hypothèse reposent cependant sur **les relations entre la production d'ozone, le réchauffement de la stratosphère et le déplacement des masses d'air troposphériques, qui ne sont pas encore totalement explicitées**. Elles portent également sur :

- l'incapacité des modèles numériques à simuler une concentration atmosphérique en ozone en accord avec l'augmentation du flux ultraviolet pendant les phases les plus intenses d'activité du Soleil (DUDOK DE WIT T., 2008) ;
- **l'interprétation de la composition des isotopes cosmogéniques**, **notamment le carbone 14 dont la production ne varie pas seulement au gré des fluctuations de l'activité solaire**. D'autres paramètres doivent être considérés, tels que l'absorption et l'émission de CO_2 par l'océan qui peut modifier la composition du ^{14}C atmosphérique, comme c'est le cas pendant les paliers radiocarbones. De même, les glaces polaires ou les sédiments marins ne piègent qu'une partie du béryllium (^{10}Be) produit depuis la stratosphère. Son passage dans la troposphère n'est pas sans heurt puisqu'il s'intègre en partie dans la circulation de l'air et de l'eau atmosphérique, ce qui complique l'interprétation de son évolution passée (BARD E. & FRANK M., 2006).

[150] *http://comprendre.meteofrance.com/pedagogique/pour_tous/glossaire/s/s_detail?page_id=2858&document_id=1889&portlet_id=74413*

Il paraît donc prématuré d'accorder un rôle fondamental à un forçage solaire dans le déclenchement de changements climatiques de courte durée. Si la variation de l'activité du Soleil peut être corrélée avec certains épisodes connus du dernier millénaire notamment le Petit Âge Glaciaire, elle ne peut expliquer à elle seule toutes les évolutions climatiques « récentes » qu'a connues la Terre, d'autant plus lorsque celles-ci impliquent des changements de température des surfaces continentales de plusieurs dizaines de degrés pendant des millénaires, comme c'est le cas pendant le Tardiglaciaire. Par ailleurs, si la fréquence qu'impriment les *proxies* paléoenvironnementaux co-varie avec celle de l'irradiance solaire, les mécanismes intermédiaires ne sont pas encore connus, démontrés et modélisés (BARD E. & FRANCK M., *op.cit*). En raison de ces limites, cette hypothèse demeure séduisante mais néanmoins insatisfaisante pour expliquer les changements climatiques du Tardiglaciaire (GUIOT J. & CHEDDADI R., 2004). Elle a toutefois le mérite de mettre en avant le rôle fondamental des masses d'air dans la transmission spatiale du signal climatique.

3.1.2. Un forçage d'origine volcanique ?

Depuis l'Antiquité, les hommes s'interrogent sur les liens existant entre le volcanisme et le climat. Dès 44 av. JC, Plutarque fit la constatation que l'éruption de l'Etna avait été responsable d'un obscurcissement général du ciel, qui avait provoqué une baisse générale des récoltes et décimé une partie du cheptel, à l'origine des grandes famines que subirent les empires romains ou égyptiens. À l'époque moderne, c'est B. FRANKLIN qui fut le premier à mettre en relation l'éruption du volcan islandais Lakagigar en 1783 avec les hivers et les étés anormalement froids qui suivirent. Au début du XX^{ème} siècle, W.J. HUMPHREYS corréla les refroidissements relatés dans les archives historiques avec les éruptions volcaniques majeures sans toutefois pouvoir disposer d'informations suffisamment anciennes pour reconstituer des séries à très long terme. Ses travaux furent suivis par ceux de J.M. MITCHELL puis de H.H. LAMB, dont les études sur l'influence climatique du volcanisme ont fortement influencé les connaissances actuelles sur le sujet (ROBOCK A., 2000 ; LEROUX M., 2000, *etc*…). Aujourd'hui, l'impact des éruptions volcaniques majeures sur le climat n'est plus à démontrer tant les anomalies climatiques qui ont suivi les éruptions du Tambora (1815 AD), du Krakatoa (1883 AD) ou du Pinatubo (1991 AD) ont été exceptionnelles. Dans le cadre de cette étude, il convient donc de savoir si l'activité volcanique a pu avoir une incidence sur la variabilité climatique du Tardiglaciaire. Dans un premier temps sera détaillée l'influence générale du volcanisme sur le climat alors que le propos se portera dans un second temps sur les corrélations possibles entre les éruptions volcaniques et les variations des températures pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène.

3.1.2.1. Les conséquences des éruptions volcaniques sur le climat

Lorsqu'ils sont en activité, les volcans rejettent dans l'atmosphère une grande quantité d'aérosols (particules solides ou liquides en suspension dans l'air), tels que de la vapeur d'eau (H_2O), du diazote (N_2), du dioxyde de carbone (CO_2), du chlorure d'hydrogène (HCl) ainsi que des aérosols silicatés et sulfatés (**fig.90**). **Pour étudier leur impact, ce ne sont ni l'abondance des laves ni la quantité de poussières émises dans l'atmosphère qui intéressent le climatologue mais plutôt la dispersion et le temps de résidence du voile atmosphérique** formé par ces aérosols. L'éruption du Mont Saint Helens (États-Unis) en 1980 s'est caractérisée par exemple par une forte explosivité et une émission importante d'aérosols troposphériques pourtant elle n'a pas eu de conséquences climatiques majeures. Pourquoi ?

L'élément primordial pour déterminer l'impact climatique d'une éruption volcanique consiste à connaître le type d'aérosols émis dans l'atmosphère : s'il s'agit d'aérosols silicatés, c'est à dire des cendres et des poussières issues de la désagrégation des roches volcaniques, ils forment un voile qui ne s'élève généralement pas au-delà de la troposphère**. S'il s'agit d'aérosols sulfatés, provenant de la transformation en acide sulfurique (H_2SO_4) du dioxyde de soufre (SO_2) au contact de l'eau atmosphérique, l'effet optique et radiatif est important** car la taille des particules, proche de la longueur d'onde de la lumière visible, leur permet à la fois de se disperser plus facilement dans la stratosphère pendant plusieurs années, mais aussi de contribuer à un renvoi massif du flux solaire (BYRSON R.A., 2006). A titre d'exemple, les cendres du Pinatubo (Philippines, 1991 AD) se sont dispersées sur tout le globe en moins de trois semaines puis ont formé une couche permanente d'aérosols stratosphériques pendant un à deux ans (ROBOCK A., 2000), à l'origine d'une diminution de 25 à 30 % de l'insolation journalière plusieurs mois après l'éruption (DUTTON E.G. & CHRISTY J.R., 1992).

Le second élément d'importance consiste à connaître le temps de résidence des aérosols dans l'atmosphère, conditionné par leur composition chimique et la magnitude de l'éruption volcanique. S'ils demeurent dans la troposphère, ils sont soit ramenés au sol par la pluie, soit transportés par le vent. Dans ce cas, les cendres intègrent alors la circulation générale (**photo.3**)

En revanche, lorsque ces aérosols volcaniques sont projetés vers la stratosphère, ils bénéficient d'un temps de résidence beaucoup plus long, qui peut atteindre plusieurs années. **Les particules qui circulent dans cette couche atmosphérique ont alors un impact radiatif plus conséquent** (LEROUX M., 2000).Dans ce cas de figure, **l'endroit de la surface terrestre à partir duquel sont projetés les aérosols revêt une importance capitale.** Si la dispersion s'opère depuis les latitudes tropicales, les poussières ont plus de chance d'être distribuées sur l'ensemble de la Terre alors que les cendres en provenance des hautes latitudes forment un anneau plus restreint (LEROUX M., *op.cit*). Dans tous les cas, la circulation générale favorise l'advection des particules vers les zones polaires, qui finissent par être recouvertes par

un voile de poussières, dont l'établissement va être fondamental sur la dynamique des masses d'air: **plus la quantité d'aérosols sera importante au-dessus des pôles, plus la quantité de flux solaire dévié le sera également, plus les masses d'air seront froides et puissantes**.

Photo.3 : Dispersion des cendres du volcan Eyjafjallajokull (Islande) le 19 Avril 2010.
Source: http://www.nasa.gov/topics/earth/features/iceland-volcano-plume.html

Les cendres de l'Eyjafjallajokull s'intègrent ici dans un système dépressionnaire, qui s'enroule au Sud-Est de l'Islande.

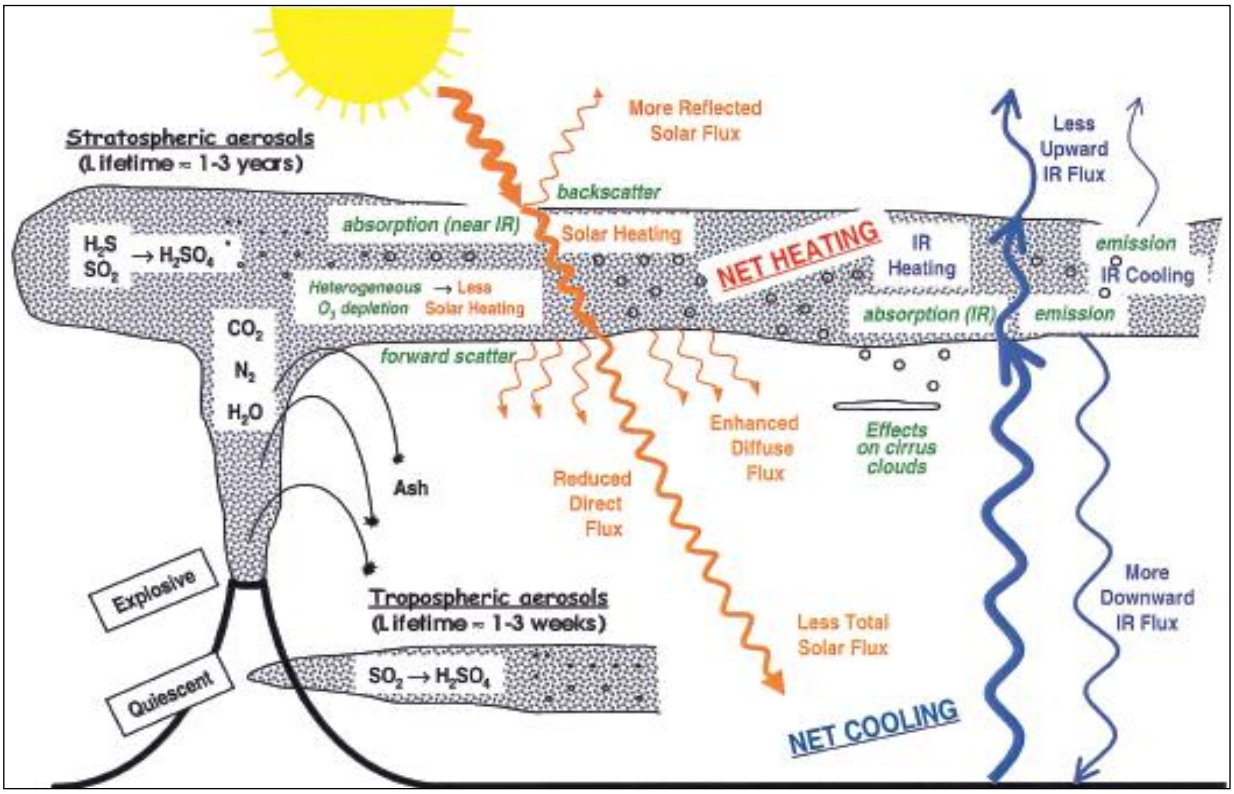


Fig.90 : Conséquences d'une éruption volcanique sur le climat.
Source : ROBOCK A., (2000)

Au final, une éruption volcanique majeure, qui émet une grande quantité d'aérosols dans la stratosphère, présente une forte probabilité de générer (**fig.90**) :

- **Un refroidissement plus ou moins prolongé de la troposphère**, suite au renvoi d'une partie du rayonnement solaire direct, compensé à peine par un rayonnement diffus accentué et une production d'ozone moins efficiente. Suite à l'explosion du Tambora[151] (Indonésie) au début du mois d'avril 1815 AD, l'Inde et les pays d'Asie orientale connaissent un refroidissement significatif dès le mois de juin qui suivit l'éruption. L'Europe occidentale et l'Amérique du Nord sont également affectées par la propagation globale du nuage de cendres[152] : dès la fin de l'été 1815, des couchers de soleil surprennent par leurs couleurs les observateurs à Londres. L'année 1816 est considérée comme une année sans été, marquée par **un refroidissement global de 0,7°C**. Les dates des vendanges 1816 et 1817 sont également les plus tardives jamais recensées en France du Nord. À Stockholm, Londres, Paris, Haarlem (Pays-Bas) ou Milan, les températures connaissent **une forte diminution de juillet 1815 à décembre 1816** et la population paysanne souffre de restrictions alimentaires (LEROY-LADURIE E., 2006)**.** L'analyse du $\delta^{33}S$ [153] déposé dans les glaces polaires montre même que **la décennie 1810-1819 est la plus froide de ces 500 dernières années**, non seulement en raison de l'éruption du Tambora, mais aussi à cause de celle d'un autre volcan, non documentée, qui serait survenue en 1809 (COLE-DAI J. *et al*, 2009). C'est d'ailleurs à la lumière de ces nouvelles analyses que les sept années de refroidissement (1812-1818) qu'a connu la Nouvelle-Angleterre, en comparaison avec les moyennes de 1778 à 1835 (LEROY-LADURIE E., *op.cit*), doivent être réinterprétées.
- **Un important réchauffement de la stratosphère** car le voile de particules, non seulement responsable de renvoyer une partie du flux irradiant, absorbe une quantité du flux infra- rouges, en provenance du Soleil mais aussi de la Terre : il contribue ainsi au réchauffement de cette couche atmosphérique. La perte de chaleur troposphérique est toutefois compensée par un contre-rayonnement céleste plus important.

L'impact d'une éruption volcanique majeure sur le climat est donc bien réel même s'il se révèle différé et non-uniforme car plusieurs mois sont nécessaires avant que l'émission de particules affecte de manière rétroactive tous les paramètres du système climatique. À ce jour, les éruptions survenant pendant la décennie 1809-1819 AD sont responsables de l'anomalie climatique la plus prononcée de ces 500 dernières années. Dans cette optique, le forçage volcanique joue donc un rôle important pour expliquer la variabilité climatique pluriannuelle. Qu'en est-il des périodes géologiques ? Une ou plusieurs éruptions volcaniques ont-elles pu être à l'origine des variations climatiques rapides du Tardiglaciaire ?

[151] Le volcan a expulsé pas moins de 150 km³ d'aérosols, ce qui représente un cube plus haut que le mont Blanc (LEROY-LADURIE E., 2006)

[152] Dans le même ordre d'idées, le coucher de soleil flamboyant d'Oslo, peint dans le tableau Le Cri d'Edvard Munch (1893), est certainement le fruit de la diffraction du spectre lumineux par les cendres émises par le Krakatoa lors de son éruption en 1883 (REUTERS, décembre 2003).

[153] Il permet d'évaluer les anomalies isotopiques du soufre, caractéristiques d'une éruption volcanique à émission stratosphérique.

3.1.2.2. Reconstitution de l'activité volcanique pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène

Pour reconstituer l'activité volcanique actuelle, les scientifiques disposent de toute une batterie de mesures permettant même d'anticiper le réveil de certains volcans. Cet exercice est plus complexe lorsqu'il est appliqué à l'échelle des temps historiques et/ou géologiques. Plusieurs méthodes peuvent quand même être utilisées, comme se référer à des traces écrites restreintes cependant aux trois mille dernières années ou procéder à des analyses géochimiques pour repérer et dater les dépôts de cendres dans les sédiments. Cependant, l'analyse téphrostratigraphique ne livre qu'un aperçu partiel d'une éruption volcanique passée car les aérosols silicatés ne se dispersent pas tous de manière globale (**fig.2**). De nombreuses éruptions ont donc très bien pu échapper à la connaissance, faute de carottages aux endroits adéquats ou bien faute de traces écrites, comme l'atteste l'éruption non documentée de 1809 AD (*cf. ci-dessus*).

Il est toutefois possible de se fier à des indices objectifs permettant de classer les épisodes historiques d'activité volcanique. Le plus célèbre est le DVI (*Dust Veil Index*), grâce auquel il est possible d'étudier les caractéristiques des éruptions depuis 1763. Il peut être complété par :

- le *Mitchell Index*, plus détaillé sur la période 1850-1968 ;
- le VEI (*Volcanic Explosivity Index*), qui évalue l'intensité d'une explosion volcanique ainsi que son impact climatique ;
- le *Sato Index*, calculé selon les propriétés optiques de l'atmosphère entre 1882 et 1979 puis selon les données satellitaires depuis 1979 (BRYSON R.A., 2006).

Cependant, aucun de ces indices ne permet de remonter au delà des premières éruptions volcaniques étudiées et mesurées de manière systématique, c'est-à-dire depuis la fin du XIX^{ème} siècle.

Depuis peu, il est possible de reconstituer l'activité volcanique globale des 40 000 dernières années à partir d'un indice : le ***Volcanicity Index*** (VI), élaboré à partir d'une base de données de 2600 éruptions volcaniques passées, identifiées grâce aux dépôts de cendres dans les sédiments et datées par la technique du radiocarbone puis calibrées (**fig.91**). **Une analogie apparaît entre la succession des changements climatiques des 40 000 dernières années et les principales éruptions volcaniques ayant pu être datées** (BRYSON R.A., 2006). L'analyse spectrale de cette série statistique aboutit ainsi à la détermination de fréquences de 5030 et de 1430 ans**,** dont la dernière se rapproche de celle des épisodes de Dansgaard/Oeschger (RAHMSTORF S., 2003). **L'hypothèse d'un forçage volcanique apparaît donc plausible** (BRYSON R.A., *op.cit*).

D'ailleurs, **la covariation est remarquable entre la géochronologie des épisodes climatiques du Tardiglaciaire würmien et le signal volcanique**. Ainsi, le Dryas Ancien (± 16 900 – ± 14 700 cal BP) et le Dryas Moyen (± 14 000 - ± 13 900 cal BP) se démarquent au regard **du pic de non-activité volcanique du Bølling** (VI ± 0,5). **La seconde partie de l'Allerød** (± 13 100 – ± 12 900 cal BP) se distingue par un pic

négatif alors que le maximum de refroidissement du Dryas Récent (± 12 900 – ± 11 700 cal BP) correspond à une valeur élevée de ce même indice (VI ± 1.3). Enfin, le réchauffement du début de l'Holocène est associé à une période de répit éruptif : l'indice chute à nouveau en dessous de 1.

En revanche, cette covariation ne s'observe plus passé le début de l'Holocène : l'activité volcanique globale est plus intense que pendant le Tardiglaciaire alors que l'Atlantique Nord connaît un réchauffement progressif (WOLFHART B. *et al*, 1998 ; SVENSSON A. *et al*, 2006). Ainsi, le VI atteint sa valeur la plus élevée voici 10 000 ans et pourtant ce pic n'est pas associé à un changement climatique connu des géochronologies de référence. **Idem pour l'Oscillation du Préboréal** (± 9 300 cal BP), pendant laquelle **l'indice affiche des valeurs supérieures à celles atteintes pendant le Dryas Récent** alors que la magnitude du changement est largement inférieure aussi bien en terme d'impact que de durée. Certaines de ces relations non-analogues pourraient être expliquées par des datations ^{14}C moins précises en raison des paliers radiocarbones ; ils ne peuvent cependant être invoqués pour l'événement de « 8200 cal BP » (ALLEY R.B. *et al*, 1997 ; WIERSMA A.P. & RENSSEN H., 2006), qui ne correspond pas à une activité volcanique globale marquée.

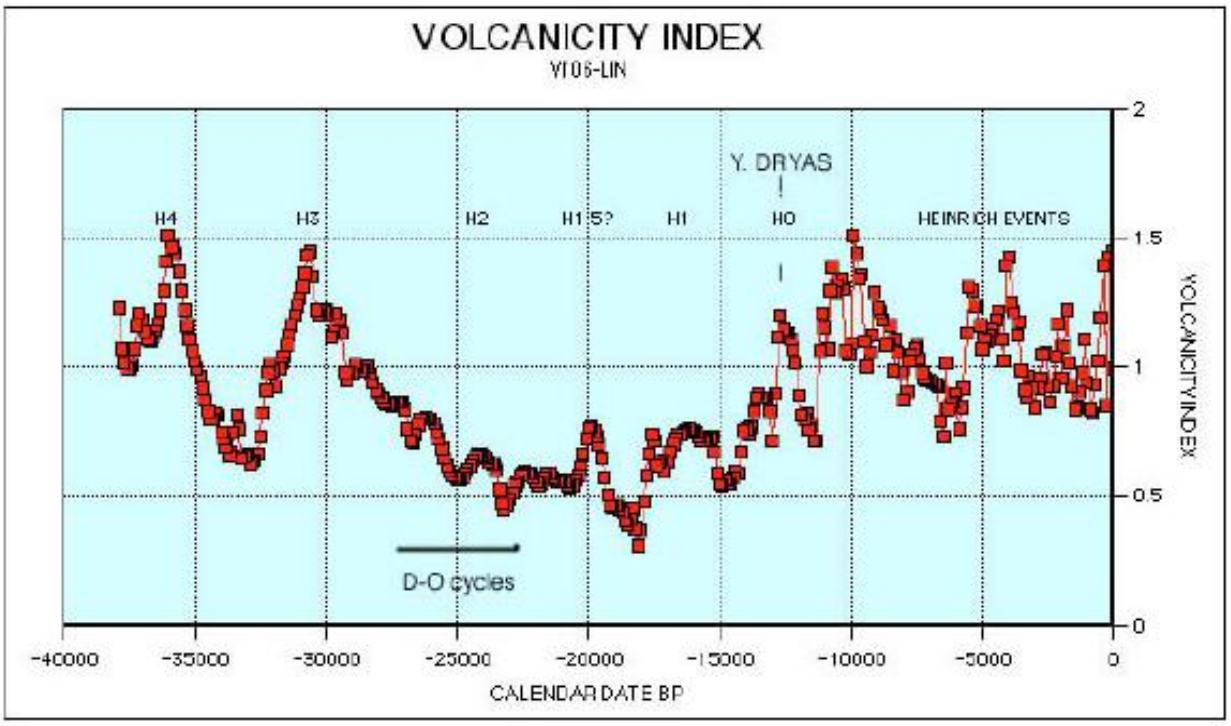


Fig.91 : Covariation entre les principaux événements climatiques globaux de ces 40 000 dernières années et le VI
Source : BRYSON R.A. (2006).

Plus l'indice se rapproche de 2, plus l'activité volcanique a été importante.

La relation entre l'activité volcanique et la succession des changements climatiques n'apparaît donc pas comme systématique. Plusieurs hypothèses permettraient de l'expliquer. Il est tout à fait possible que certains épisodes climatiques aient pu être déclenchés ou plutôt amplifiés par des éruptions

volcaniques majeures alors que d'autres ont pu être rétroagir avec d'autres forçages, comme l'événement de « 8 200 cal BP » et la vidange du Lac Agassiz (CLARKE G.K.C. *et al*, 2004). Il se peut également que les données étudiées (**fig.91**) ne reflètent pas l'évolution réelle de l'activité volcanique de ces 40 000 dernières années : certaines périodes et certains lieux sont peut-être mieux documentés que d'autres. Il est également très probable qu'à l'instar des données palynologiques, dont la grande majorité couvre uniquement la période de l'Holocène, l'ensemble des dépôts de téphras pendant le Tardiglaciaire würmien n'ait pas encore été identifié. Enfin, il est nécessaire de rappeler que le VI prend en compte uniquement les cendres déposées sur les surfaces continentales. Cela suppose nécessairement que leur émission a été restreinte à la seule troposphère, ce qui limite la considération de l'impact climatique de ces aérosols.

Pour combler cette lacune, **l'analyse de la concentration des particules de sulfate dans la carotte groenlandaise GISP2** (**fig.92**) permet de mieux se focaliser sur les aérosols sulfatés, qui, transformés à la fois dans la stratosphère et la troposphère, ont un impact réel sur l'insolation journalière. **Il s'avère cependant qu'aucune covariation remarquable ne s'observe entre le dépôt de particules de sulfates et la composition isotopique de l'oxygène**. Ainsi :

- l'événement voici 8 200 cal BP est une fois de plus associé à un minimum de dépôt d'aérosols ;
- l'oscillation du Préboréal, peu marquée sur la géochronologie GRIP, correspond à des valeurs élevées de particules sulfatées (> 400 ppb) ;
- **le début de l'Holocène** ne permet d'associer aucun **pic d'émissions de sulfate avec les variations de la composition isotopique de l'oxygène**.
- le Dryas Récent en revanche permet d'observer une tripartition remarquable, mais elle correspond à une logique climatique surprenante : les pics d'aérosols surviennent à la fois pendant le moment le plus froid (± 12 900 cal BP), mais aussi le moins froid (± 12 400 cal BP).
- **la baisse progressive des températures pendant l'Allerød correspond à une hausse de la quantité des particules** émises, contrairement à la figure 91 ;
- le Dryas Moyen est associé à des valeurs qui dépassent à peine 400 ppb, bien que la synchronisation ne soit pas parfaite entre les deux séries graphiques : la quantité de particules de sulfate semble s'élever après le déclenchement du coup de froid.

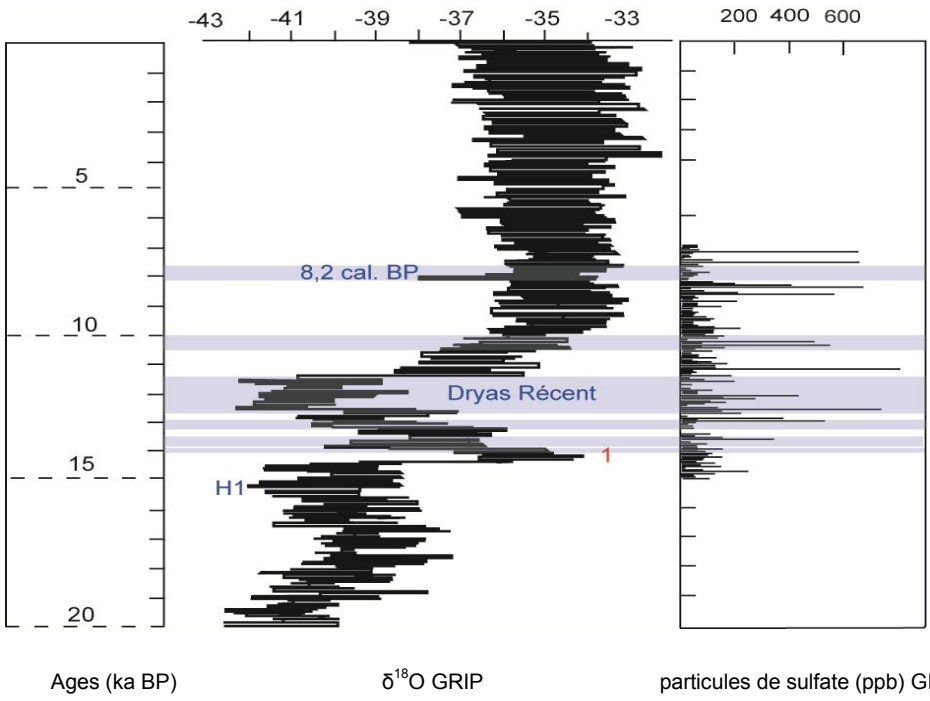


Fig.92 : Covariation pendant le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène entre la composition isotopique de l'oxygène et la concentration atmosphérique en aérosols sulfatés (ppb)

Source : NESJE A. *et al*, (2004)

Réalisation : © SOTO D. (2010)

Les sur-lignages horizontaux de couleur bleue visualisent les principaux épisodes de refroidissement pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène

1 *: Événement de Dansgaard/Oeschger n°1*

H1 *: Événement d'Heinrich 1*

Les relations entre l'occurrence des changements climatiques et la quantité de particules volcaniques déposées sur les sédiments continentaux sont directes mais non-uniformes à l'échelle pluriannuelle, particulièrement lorsqu'il s'agit d'éruptions à l'origine d'émissions d'aérosols sulfatés dans la stratosphère. En revanche, elles demeurent encore méconnues à l'échelle plurimillénaire. Il paraît très probable que les particules d'origine volcanique rétroagissent au même titre que la circulation thermohaline ou l'insolation journalière avec la dynamique de la circulation générale atmosphérique pour provoquer un refroidissement troposphérique d'ampleur. Le problème principal repose sur l'auto-entretien du changement climatique par la source du forçage. Une ou plusieurs éruptions volcaniques peuvent avoir un impact sur le climat pendant une décennie ; peuvent-elles l'exercer pendant des milliers d'années ? Pour le prouver, il faudrait chercher des analogies avec des perturbations climatiques bien plus anciennes, qui surviendraient alors dans une configuration géographique de la Terre radicalement différente de l'actuelle. **Dans l'état actuel des connaissances, l'hypothèse d'un forçage direct d'origine volcanique sur les changements climatiques du Tardiglaciaire würmien ne peut être validée.**

3.1.2.3. Des aérosols en interaction avec la dynamique des masses d'air

En revanche, l'analyse des relations entre la concentration des aérosols en suspension notamment les dépôts non-volcaniques (poussières, limons) et l'occurrence des changements climatiques des 600 000 dernières années montre une covariation est frappante. Ainsi, chaque épisode majeur de refroidissement est associé à une hausse systématique de la teneur atmosphérique en aérosols. Ce signal est perçu:

- **dans les glaces polaires** (DANSGAARD W. *et al*, 1989 ; MAYEWSKI P.A. *et al*, 1993 ; LABEYRIE L. *et al*, 2004). À Vostok et au Dôme C (Antarctique), il est estimé que **le transport de poussières est 10 à 12 fois supérieur pendant les périodes de glaciation**[154] que pendant les interstades (BAR-OR R. *et al*, 2008).
- **sur les surfaces continentales**. Sur le plateau lœssique chinois (sites de *Dongxiang* et de S*hengmu*)**,** le rythme des changements climatiques imprime la formation des dépôts éoliens particulièrement pendant le Dryas Récent.

Bien que les relations entre la concentration atmosphérique de poussières et la dynamique du climat ne soient pas encore complètement connues, chaque épisode de dépôt prononcé d'aérosols traduit à la fois :

- **une intensification des flux atmosphériques des basses couches** assurant le transport des particules ;
- **une production accentuée d'aérosols par les sources émettrices**, compte tenu de l'extension des surfaces continentales suite à l'abaissement du niveau de la mer et du développement des surfaces non-végétales, qui subissent les effets d'un refroidissement et d'une plus faible humidité de surface.

Contrairement aux aérosols sulfatés, dont certains résident dans la stratosphère pendant quelques années, les poussières et les limons en suspension évoluent uniquement dans la troposphère où ils se déposent en fonction de la distribution des vents et de la géographie des sources émettrices. En résidant dans les basses couches, **les aérosols filtrent le rayonnement solaire** même s'il est encore difficile d'évaluer précisément quelle quantité d'énergie radiative a pu être renvoyée pendant les glaciaires et les interglaciaires (BAR-OR R. *et al*, *op.cit*).

Par ailleurs, la circulation générale atmosphérique favorise le transport des particules en direction des pôles. En se répandant sur les surfaces englacées, **elles modifient leur albédo et contribue indirectement à leur fonte**, **notamment lorsqu'elles se déposent sur les zones d'ablation des inlandsis**. En effet, une neige « sale » va absorber plus d'énergie solaire qu'elle n'en renvoie et donc fragiliser les dômes de glace, principalement pendant les périodes de déglaciation. Ce phénomène, déjà observé

[154] Pendant le DMG, il a même été 27 à 30 fois supérieur par rapport à sa valeur moyenne lors des interstades.

depuis longtemps sur les glaciers locaux actuels (LLIBOUTRY L., 1965), est essentiel pour comprendre la fonte des grands inlandsis notamment celle de la calotte de glace eurasienne, contrainte à la fois par :

- une advection importante d'aérosols troposphériques en provenance des surfaces continentales non-végétales de l'Hémisphère Nord ;
- une alimentation moindre en précipitations neigeuses pendant le Tardiglaciaire würmien (PELTIER W.R. & MARSHALL S.J., 1995).

Les expériences de modélisation numérique du climat démontrent d'ailleurs assez clairement que les variations de l'albédo concourent aussi bien à une stabilisation générale des masses de glace pendant les épisodes de refroidissement qu'à une déstabilisation pendant les réchauffements. Cette hypothèse a ainsi été expérimentée aussi bien à une échelle régionale, en Antarctique (HOLDEN P.B. *et al*, 2009) que globale (BAR-OR R. *et al*, *op.cit*). Les sorties de modèle numérique prouvent donc que **sur les 575 000 dernières années, la concentration atmosphérique de poussières a interagi avec la température annuelle moyenne de surface et le volume global de la cryosphère par l'intermédiaire d'une rétroaction négative pendant les refroidissements, caractérisée par le renvoi du flux irradiant, mais aussi d'une rétroaction positive pendant les réchauffements, à l'origine d'une déglaciation accentuée des surfaces englacées et donc d'une animation de la circulation thermohaline en antiphase d'un point de vue inter-hémisphérique.**

Il apparaît donc que le dépôt de poussières atmosphériques et les changements climatiques rétroagissent mutuellement à toutes échelles de lieux et de temps : la concentration accentuée de poussières accélère le refroidissement troposphérique par le renvoi du flux irradiant alors que la diminution générale des températures favorise l'accroissement de la quantité des aérosols. **Cette relation est particulièrement évidente pendant le Tardiglaciaire würmien**, comme le prouve la covariation entre la composition isotopique de l'oxygène et le dépôt de particules de calcium dans la carotte glaciaire GISP2 **(fig.93).**

Cette étude souligne de surcroît le rôle fondamental joué par les masses d'air dans le transport des particules atmosphériques. Considérée dans la littérature comme un chainon intermédiaire du système climatique dont le rôle est encore mal défini, **la circulation générale apparaît ici comme un acteur essentiel du forçage thermique et du transport des particules**. L'hypothèse d'un rôle déterminant de la circulation des masses d'air dans la détermination des changements climatiques passés s'en trouve donc confortée.

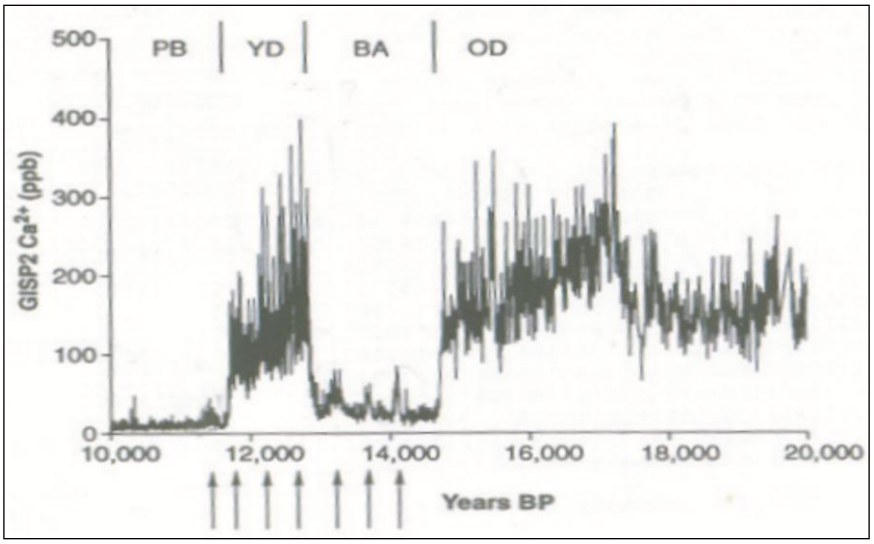


Fig.93 : Concentration des particules de calcium dans la carotte glaciaire GISP2 lors des 20 000 dernières années (âge réel).

Source : MAYEWSKI P.A. *et al*, (1993).

Chaque dépôt de particules de calcium (ppb) dans les glaces polaires correspond à un épisode de refroidissement marqué (Dryas Ancien-OD, Dryas Récent-YD), pendant lesquels l'émission et le transport de ces particules sont accentués, notamment par l'intermédiaire des masses d'air. BA : Bølling-Allerød ; PB : Préboréal.

3.2. Expérimentation de l'hypothèse du rôle déterminant de la circulation des masses d'air

La réflexion sur la circulation des masses d'air n'intervient finalement qu'en dernière partie de cette étude, comme un reflet de sa place actuelle en paléoclimatologie. **La littérature lui consacre d'ailleurs un nombre relativement faible de publications**. L'engouement scientifique des années 1970 à 2010 a pourtant sensibilisé une grande variété de disciplines autour des thématiques paléoclimatologiques (géochimistes, physiciens, océanographes, botanistes). Pourtant, elle n'a pas mobilisé la communauté des climatologues. À titre d'exemple, le bilan des publications doctorales françaises en géoclimatologie au début des années 2000 ne recensait **aucune thèse consacrée spécifiquement à la circulation passée des masses d'air** (VIGNEAU J.P., 2002).

Ce travail de recherche revêt donc un double intérêt scientifique : tester l'hypothèse d'un forçage atmosphérique par les variations successives de la dynamique des masses d'air des basses couches et proposer un schéma de circulation générale pour la période du Tardiglaciaire würmien. L'expérimentation de cette hypothèse commence par l'analyse des schémas usuels de circulation atmosphérique, particulièrement le modèle tri-cellulaire. **Ce dernier privilégie l'idée d'une animation de la circulation des basses couches par les hautes couches de la troposphère.**

3.2.1. Une organisation tri-cellulaire

Dans l'esprit des théories usuelles, les climatologues distinguent trois ensembles de circulation (fig.94), qui s'organisent selon une mécanique tri-cellulaire, animée :

- **par la confluence intertropicale des vents équatoriaux d'un point de vue méridien ;**
- **la circulation des courants-jets d'un point de vue zonal.**

Ce schéma de circulation s'appuie essentiellement sur l'analyse statistique de la position moyenne des individus isobariques des hautes et basses couches (anticyclones, dépressions). Il convient donc dans cette partie d'expliciter les spécificités de ce schéma circulatoire dans l'esprit des théories usuelles. Les points qu'il est possible de controverser, notamment le forçage par les hautes couches atmosphériques ou bien l'organisation du modèle tri-cellulaire, seront débattus plus tard dans le chapitre. Enfin, le propos se focalisera particulièrement sur la circulation aux latitudes polaires et « tempérées », qui correspondent à l'aire d'étude de cette thèse. **Par ailleurs, les fondements météorologiques de ces théories (structure et évolution des perturbations, types de temps) ne seront pas développés**. Il importe dans cette thèse de comprendre préférentiellement les mécanismes de la circulation générale, afin de tenter de reconstituer au plus juste la dynamique des masses d'air pendant la période d'étude.

3.2.1.1. Analyse statistique

La position moyenne annuelle et saisonnière des individus isobariques des basses couches est déterminée selon les théories usuelles par une organisation tri-cellulaire de la troposphère, animée par l'ascendance de l'air équatorial à partir d'une zone de convergence intertropicale : l'Équateur Météorologique (*Equatorial low*). La convergence[155] de cet air chaud sur le plan vertical est si rapide qu'il devient instable et se brise en tourbillons et méandres, qui se dirigent vers les pôles (**fig.94**). **L'air se refroidit alors, se densifie et redescend par gravité à la surface** en formant un anneau d'une quinzaine de kilomètres d'épaisseur qui englobe les latitudes tropicales : **c'est la cellule d'Hadley**. **La branche diffluente**, qui se retrouve en moyenne vers 30° de latitude Nord et Sud, **exerce une subsidence à l'origine d'un tassement, d'un réchauffement et d'un assèchement relatif de l'air à la surface dont la pression moyenne composerait des anticyclones**[156] **dits anticyclones subtropicaux** (*Subtropical high*).

Les théories usuelles individualisent également la cellule de Ferrel, **dont l'épaisseur moyenne serait comprise entre 10 et 12 km. Elle ceinturerait les latitudes tempérées** et partagerait avec la cellule d'Hadley la même branche d'air tropical subsident**. Elle serait également animée par des flux zonaux (*Westerlies*) qui subiraient une confluence aux latitudes polaires, à l'origine de la distribution moyenne des dépressions**[157] **subpolaires** (*Subpolar low*).

Enfin, **la cellule polaire**, bien que ressemblant plus à une calotte qu'à un anneau**, engloberait les latitudes polaires et s'étendrait sur environ 7 km d'épaisseur**. **En raison du déficit thermique d'origine radiative, l'air subsident subit une diffluence ce qui accroît le poids de la colonne d'air et donc sa pression. Ce processus serait propice à la formation de vastes anticyclones thermiques « froids »** (*Polar high*), d'une épaisseur comprise entre 1 500 et 2 000 mètres.

Cette organisation tri-cellulaire, organisée symétriquement de part et d'autre de l'Équateur Météorologique, contribuerait à l'établissement d'**un champ moyen de pression où alternent des chapelets individuels de hautes pressions aux latitudes polaires et subtropicales et des bandes de basses pressions dans la zone intertropicale**. Cependant, l'interaction entre les flux atmosphériques et

[155] La zone de convergence intertropicale est alimentée par la confluence des alizés en provenance des deux hémisphères. Lorsque ceux-ci s'affaiblissent suffisamment, ils laissent leur place à de grandes étendues de vents faibles ou *doldrums*, mieux connus en français sous le terme de « pot-au-noir ».

[156] Anticyclone (*high*) : masse d'air stable formée d'un air subsident associé à des vents divergents à la surface. C'est pourquoi il est le siège de hautes pressions, aussi bien aux latitudes polaires que subtropicales.

[157] Dépression (*low*) : masse d'air relativement instable, formée d'un air ascendant associé à des vents convergents à la surface. C'est pourquoi la pression y est plus faible. Les courants ascendants provoquent la formation des nuages et participent à la pluviogénèse.

le substrat continental perturbe cet agencement latitudinal. Une distinction assez nette s'opère ainsi entre les deux hémisphères.

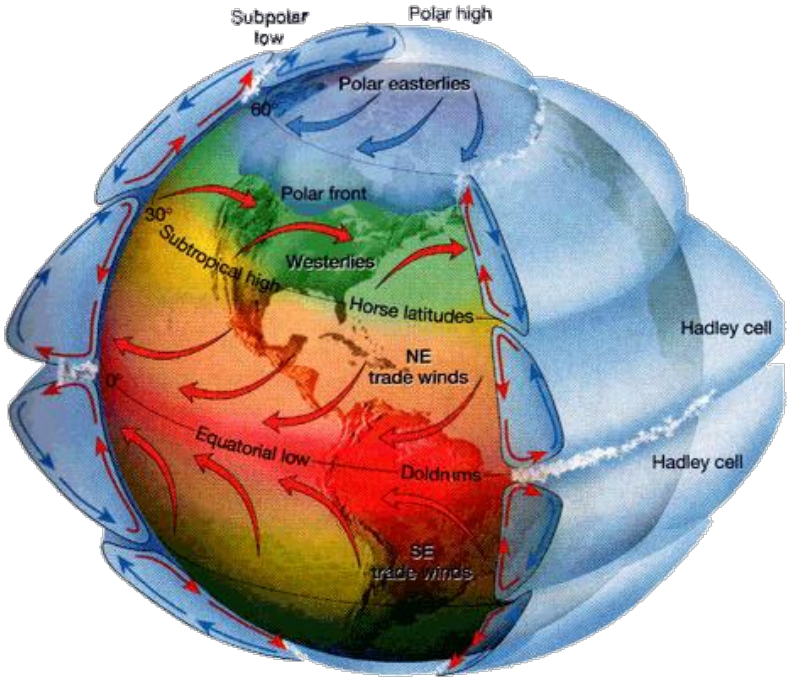


Fig.94 : Organisation tri cellulaire de la circulation de l'air dans la troposphère
Source : *http://la.climatologie.free.fr*

Les trois cellules sur lesquelles s'établissent les théories usuelles se démarquent. Parmi elles, deux prennent la forme d'un anneau (cellules d'Hadley et de Ferrel) alors que la cellule polaire ressemble davantage à une calotte.

Dans l'Hémisphère Sud, la géographie des individus isobariques des hautes latitudes est conditionnée par l'extension et l'épaisseur de l'inlandsis antarctique, qui seraient propices à l'établissement d'un anticyclone thermique fixe, auto-entretenu par les très basses températures qui siègent sur le continent. L'air froid est exporté massivement en direction des basses couches aux latitudes tempérées, mais ce mouvement est compensé par un apport de chaleur en moyenne et haute troposphère à l'origine d'un tourbillon cyclonique d'altitude : le vortex polaire**. En périphérie de l'inlandsis, le contraste thermique avec l'air qui surmonte la mer libre serait à l'origine d'une ceinture de dépressions subpolaires, qui bordent le continent englacé jusqu'à la latitude 60°S**. Statistiquement, les théories usuelles individualisent deux dépressions semi-permanentes sur les mers de Ross et de Weddell. **Aux latitudes tempérées, l'absence de contraintes topographiques majeures, à l'exception de la pointe de l'Amérique, autorise une circulation d'Ouest très régulière. Aux latitudes tropicales et subtropicales,** la position moyenne des anticyclones (Île de Pâques, Sainte-Hélène et Mascareignes), à

partir desquels soufflent les alizés de secteur[158] SE-NO, est conditionnée par la subsidence des flux diffluents de la cellule de Hadley. **Enfin, aux latitudes intertropicales dominent les basses pressions liées à la convergence équatoriale.**

Dans l'hémisphère Nord, la situation est plus complexe que dans l'hémisphère Sud en raison des contraintes topographiques plus nombreuses. Les théories usuelles précisent qu'en raison de la concentration d'air froid dans la cellule polaire, des **anticyclones thermiques se formeraient sur la Russie, l'Europe centrale, la Scandinavie, le Groenland, le Nord-Ouest du Canada et l'Alaska** et contribueraient à amplifier le déficit radiatif notamment en hiver. Les vents qu'ils génèreraient seraient de secteur Nord, Nord-Est ou Est (*polar easterlies*). Ces anticyclones thermiques auraient tendance à s'affaiblir en été en raison de l'échauffement des surfaces continentales. Seul se maintiendrait celui du Groenland, auto-entretenu grâce à l'inlandsis sur lequel il siège. À l'interface entre les cellules polaire et de Ferrel se trouvent **les dépressions subpolaires**, **particulièrement au niveau de l'Islande et des Aléoutiennes**. Aux latitudes tempérées, la fréquence des vents d'Ouest est moins régulière que dans l'Hémisphère Sud en raison des contraintes topographiques exercées par les terres et les mers. Les vents soufflent davantage de secteur Nord-Ouest, Ouest et Sud-Ouest. Enfin, aux latitudes tropicales et subtropicales**, les anticyclones subtropicaux (Îles Hawaii, Açores, Afrique orientale) formeraient une « barrière » quasi-ininterrompue de hautes pressions**, qui les isolent de la ceinture des basses pressions intertropicales. Selon les théories usuelles, les hautes pressions se placent de manière préférentielle sur les océans plus frais que les continents et plus spécialement du côté oriental où elles sont renforcées par la circulation de courants océaniques froids (courant de Californie ou des Canaries). **Ces hautes pressions génèrent un air divergent à l'origine des alizés**, qui soufflent d'une vitesse régulière (moyenne annuelle proche de 20 km/h) dans une direction commune Nord-Est ou bien Est-Nord-Est pour l'hémisphère Nord et Sud-Est, Sud-Sud-Est pour l'hémisphère Sud. Lorsque le flux d'alizé est conduit d'un hémisphère à l'autre, il subit alors un changement de sens à composante Ouest et devient un flux de mousson[159].

3.2.1.2. Approche dynamique

À cette configuration « statistique » s'ajoute une dimension « dynamique » : les théories usuelles font état d'une translation saisonnière de l'organisation tri-cellulaire vers l'hémisphère d'été. Ainsi, en

[158] Secteur (*sector*) : En météorologie, le secteur désigne la direction d'où vient le vent, selon une valeur cardinale ou angulaire (Météo France).

[159] Mousson (*monsoon*) : flux tropical dont la trajectoire s'inscrit dans une déclivité transéquatoriale. Une telle configuration survient lorsque s'opposent de part et d'autre de l'Équateur géographique une cellule anticyclonique et une dépression thermique, dont le rôle attractif explique l'ampleur du flux de mousson surtout sur les surfaces continentales.

hiver, la cellule polaire s'amplifierait. Les advections d'air froid seraient donc plus fréquentes en Amérique du Nord ou vers le Sud et l'Est de l'Eurasie. Les anticyclones thermiques seraient renforcés et provoqueraient des situations météorologiques pendant lesquelles les températures demeurent négatives pendant plusieurs mois. La puissance des alizés est également accentuée. En revanche, la cellule d'Hadley serait moins active. **En hiver, l'organisation tri-cellulaire subirait donc une translation d'ensemble vers le tropique, décalant la position de l'Équateur Météorologique.**

A contrario, en été la cellule polaire se rétracterait ; les advections d'air polaire se feraient rares ; les anticyclones thermiques s'affaibliraient au profit de la cellule d'Hadley, qui deviendrait particulièrement active. **L'organisation tri-cellulaire subirait donc une translation logique vers les pôles**, **animée par les anticyclones subtropicaux** comme l'anticyclone des Açores, qui migrerait alors vers l'Europe.

Le modèle tri-cellulaire consacre donc un schéma de circulation établi sur l'analyse de la position moyenne des individus isobariques des basses couches selon trois cellules **animées par l'ascendance de l'air équatorial**. Les contraintes imposées par le substrat continental individualisent la circulation de l'air dans les cellules de part et d'autre de l'Équateur Météorologique. Par ailleurs, chacune de ces cellules présente une dynamique saisonnière spécifique, **conditionnée par la circulation des courants-jets d'altitude**.

3.2.1.3. Circulation de l'air en altitude

En altitude, la circulation s'affranchit des contraintes topographiques du substratum et adopte un dispositif plus simple. L'influence des individus isobariques d'origine thermique, comme les anticyclones des hautes pressions, est relativement imperceptible à la hauteur du géopotentiel à 500hPa[160]. Les hautes pressions d'origine dynamique, liées à la convergence des alizés, conservent toutefois des valeurs élevées en altitude : **elles forment une barrière anticyclonique aux latitudes tropicales,** dont la position est décalée par rapport aux individus isobariques de surface (**fig.95**). En revanche, les basses pressions subpolaires ont tendance à former **une grande dépression centrée sur le pôle**, qui correspond au vortex polaire. Sur la figure, il est toutefois possible de distinguer quelques dépressions (Islande, Aléoutiennes, Baffin), qui se singularisent en altitude compte-tenu de leur origine thermodynamique (**fig.95**). **Au final, le dispositif concentrique polaire du champ de pression favorise un tracé zonal des**

[160] Hauteur du géopotentiel : altitude à laquelle on atteint une pression déterminée par rapport au niveau moyen des mers. A la hauteur de 500 hPa, l'altitude est généralement située entre 4800 et 6000 mètres géopotentiels.

isobares, qui explique l'origine d'un vent géostrophique d'Ouest, qui laisse selon la loi de Buys-Ballot les hautes pressions sur sa droite et sur sa gauche les basses pressions[161].

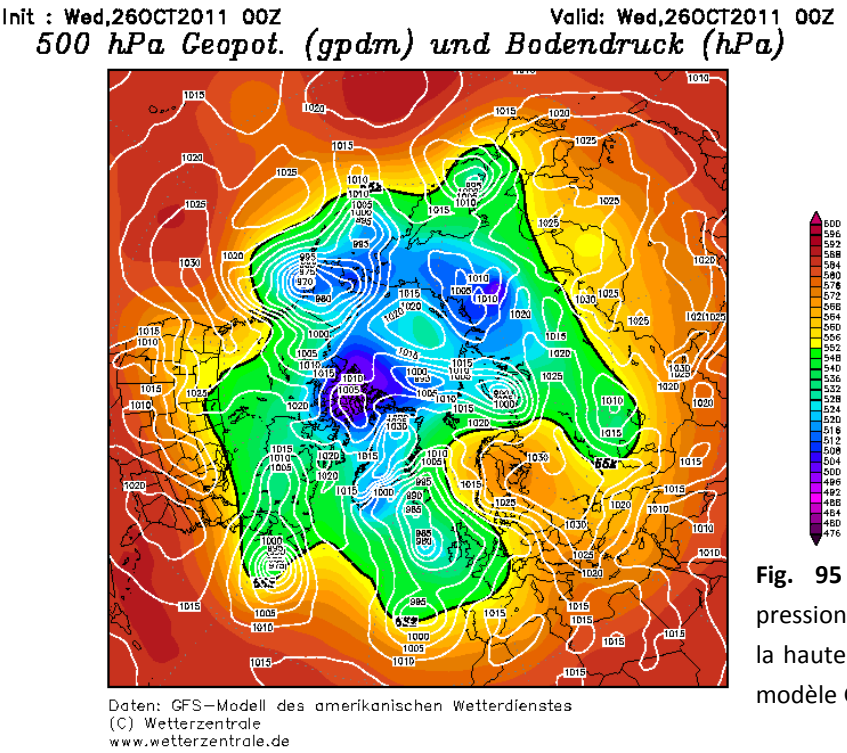


Fig. 95 : Géovisualisation du champ de pression de l'hémisphère Nord le 26/10/11 à la hauteur du géopotentiel à 500 hPa par le modèle GFS

Ce vent géostrophique ne présente toutefois pas une structure homogène puisque **s'individualisent en fonction des différences de températures et donc de pressions au contact de chacune des cellules juxtaposées (polaire, Ferrel, Hadley) des flux très rapides, qui présentent la forme de « tuyaux » de quelques centaines de kilomètres de large : les courants-jets**[162]. Situées à la hauteur moyenne du géopotentiel à 250 hPa, ils forment plusieurs courants singuliers :

- Le **courant-jet polaire**, positionné entre la cellule polaire et la cellule de Ferrel. Il est relativement instable, ce qui occasionne un changement régulier de sa position moyenne (60°N et 60°S) et de sa direction. En alternant mouvements de convergence et de divergence à proximité de la tropopause, il serait impliqué dans la genèse des anticyclones thermiques et des dépressions subpolaires.
- Le **courant-jet subtropical,** intercalé entre les cellules d'Hadley et de Ferrel (30°N et 30°S). Il connaît des oscillations saisonnières de vitesse et de direction, mais circule de manière régulière à 12 km d'altitude.
- Le **courant-jet d'Est d'altitude** (latitudes équatoriales), animé par une anomalie thermique positive au-dessus de l'Inde. Il circulerait dans la moyenne troposphère entre 2 et 5 km d'altitude et

[161] La loi de Buys-Ballot est établie selon la position d'un observateur tourné dans le sens du déplacement des flux. Dans l'hémisphère Nord, les hautes pressions se trouvent à sa droite et les basses pressions à sa gauche. Cette configuration est inversée dans l'hémisphère Sud.

[162] Leur vitesse moyenne est estimée à environ 100 km/h mais elle peut en certains cas dépasser 300 km/h.

soufflerait en été du Pakistan occidental au Sahara, en provoquant une subsidence de l'air au-dessus des régions qu'il survole.

Les courants-jets présentent la particularité d'onduler en altitude jusqu'à dessiner des vallées et des crêtes d'une longueur d'onde de plusieurs centaines de kilomètres, qui provoquent la formation d'une véritable onde planétaire**. Chacun de ses méandres en altitude aurait un impact sur la circulation de l'air à la surface**. **Les crêtes planétaires à courbure anticyclonique seraient ainsi à l'origine d'un mouvement de divergence à la surface alors que les vallées planétaires à courbure cyclonique favoriseraient plutôt une convergence**. L'onde planétaire serait ainsi responsable des variations de diamètre des colonnes tourbillonnaires atmosphériques. Ainsi, lorsqu'une colonne d'air est convergente, l'augmentation de sa hauteur est compensée par une réduction de son diamètre : la vitesse des flux s'accélère. *A contrario*, lorsqu'une colonne d'air est divergente, sa hauteur est plus faible et son diamètre accru : l'air s'étale et sa vitesse diminue. **Les variations de l'onde planétaire, impulsés par la dynamique des courants-jets, seraient ainsi responsables de la genèse des anticyclones et des dépressions** en interaction avec le substrat continental des basses couches, particulièrement les reliefs d'orientation méridienne comme les Rocheuses. En effet, l'air subit une convergence puis une divergence, à l'origine d'un tourbillon anticyclonique au passage du relief et d'une courbure cyclonique à sa sortie.

La dynamique des courants-jets est donc considérée comme la clé de voûte de la circulation générale. Ainsi :

- lorsque leur trajectoire est rectiligne, on parle d'un **indice fort de circulation** ou bien de circulation rapide car l'air est rapidement transféré d'Ouest en Est. Dans cette configuration, **les échanges méridiens en basses couches seraient limités** ;
- lorsque la circulation est très sinueuse, on parle alors d'un **indice faible de circulation** ou de circulation lente, du fait du retard que prend le courant-jet pour accomplir une trajectoire zonale. Certains individus isobariques parviendraient même à se détacher : c'est le cas des gouttes froides (dépressions stationnaires aux latitudes relativement basses) ou des dômes chauds (hautes pressions aux latitudes subpolaires), qui amplifieraient négativement ou positivement les températures de surface à une échelle journalière de temps. **Les échanges méridiens seraient donc favorisés.**

Les radiosondages confirment que le passage d'un tracé zonal à un tracé sinueux peut être rapide, en moyenne six semaines, et peut survenir à tout moment de l'année même si **la circulation est**

statistiquement plus rapide en hiver et pendant les phases positives de l'oscillation Nord-Atlantique[163] (ONA). Dans cette configuration, les courants-jets s'individualisent clairement et sont vigoureux. Ils ne dessinent qu'un faible nombre de méandres. Dans l'hémisphère Nord, les vallées se retrouvent alors sur le Pacifique occidental, l'Est du continent Nord-Américain et l'Europe orientale. Le courant-jet subtropical se positionne vers le trentième parallèle de latitude Nord et Sud alors que le courant-jet polaire pénètre au cœur des latitudes « tempérées ».

A contrario, **une circulation lente est plutôt privilégiée en été** et pendant les phases négatives de l'ONA. Dans cette configuration, les courants-jets perdent de leur vitesse, s'affaiblissent et subissent une translation d'ensemble vers les pôles. À cette occasion, le courant-jet polaire gagne les hautes latitudes.

Ce rappel des principales théories usuelles (ESTIENNE P. & GODARD A., 1970 ; VIGNEAU J.P., 2000 ; HUFTY A., 2001) **met en avant le fait que, d'un point de vue zonal, les individus isobariques des basses couches sont générés par les variations de l'onde planétaire de haute troposphère selon une dynamique quotidienne et saisonnière impulsée par les courants-jets**. **D'un point de vue méridien, la troposphère est agencée selon une organisation tri-cellulaire de la circulation atmosphérique, dont l'ensemble opère une translation saisonnière en direction de l'hémisphère d'été**.

Ce schéma théorique est aujourd'hui celui employé par une grande majorité de climatologues ; il est donc le modèle explicatif qui est logiquement appliqué pour expliquer la circulation passée des masses d'air.

3.2.2. Relecture des changements climatiques du Tardiglaciaire d'après les théories usuelles

En paléoclimatologie, il a fallu attendre les travaux du groupe COHMAP (1988) pour que le premier schéma de circulation atmosphérique de l'hémisphère Nord soit proposé pour la période du Tardiglaciaire et de l'Holocène. D'autres publications ont suivi depuis, tout en restant fidèles aux idées énoncées par le groupe COHMAP, comme nous le verrons ci-dessous.

La principale différence par rapport à l'actuel ne réside pas tant dans la variation de la dynamique des flux atmosphériques que dans le changement des conditions géographiques de surface, notamment la topographie : aux grandes chaînes de montagnes déjà présentes actuellement s'ajoutent de nouvelles contraintes dressées par les inlandsis. **Pendant le Tardiglaciaire, cette configuration topographique singulière aurait perturbé l'onde planétaire.** La calotte de glace Nord-Américaine aurait ainsi obligé le

[163] Oscillation Nord-Atlantique (*Northern Atlantic Oscillation*) : différence normalisée de pression entre les stations de Ponta Delgada (Açores) et Stykkisholmur (Islande), à partir de laquelle est élaboré un indice sur la dynamique de la circulation atmosphérique dans l'espace Nord-Atlantique (HUFTY A., 2001).

courant-jet à une subdivision en deux branches : une branche septentrionale, qui aurait contourné la calotte et piégé l'air arctique au Nord (**fig.96b**) et une branche méridionale (**fig.96a**). L'Amérique du Nord aurait alors été découpée en deux aires aérologiques distinctes.

À l'instar de la partie précédente, les théories employées par le groupe COHMAP seront présentées alors que les points controversés seront discutés dans la suite du chapitre.

3.2.2.1 La circulation des masses d'air en Amérique du Nord

Selon le schéma théorique proposé par le groupe COHMAP, **l'Amérique du Nord au début du Tardiglaciaire würmien** (15 -12 000 ^{14}C BP) **est scindée en deux aires aérologiques : l'une est exposée à de l'air polaire froid, tandis que l'autre est balayée par de l'air tropical**, dans un contexte d'augmentation continue de l'insolation (**fig.96a**).

Pendant le Tardiglaciaire, la présence écrasante de l'inlandsis Nord-Américain aurait plongé l'actuel territoire canadien dans un froid sec ; celui-ci aurait été véhiculé par de **puissants vents catabatiques de secteur ouest soufflés par l'anticyclone thermique qui siège sur l'inlandsis**. **La diversion au sud d'une branche du courant-jet boréal aurait perturbé la circulation atmosphérique et provoqué la translation des dépressions subpolaires aux latitudes tempérées** (TARASOV L. & PELTIER W.R., 2004). L'actuelle région des Grands Lacs appartient également à cette aire exposée à des conditions climatiques polaires pendant les épisodes les plus froids du Tardiglaciaire ; elle subirait pleinement les conséquences de l'extension de la banquise arctique, qui priverait le littoral Est-Américain de l'énergie thermique océanique (YU Z.C. & WHRIGHT Jr H.E., 2001).

A contrario, le groupe COHMAP signale l'établissement d'un climat plus tempéré au sud de la latitude 40°N, qui serait conditionné essentiellement par le passage régulier d'un alizé soufflé depuis le bord Est de l'anticyclone des Açores. En traversant l'Océan Atlantique, il se chargerait d'humidité pour arroser d'abord la Floride avant de pénétrer sur le continent et réchauffer les surfaces à l'Est des Rocheuses et à l'Ouest des Grands Lacs. Par ailleurs, il ne rencontrerait aucune contrainte aérologique majeure jusqu'à son contact avec l'inlandsis[164], puisque l'air polaire est piégé au nord de l'inlandsis.

La continentalisation de ce flux maritime aurait contribué à une diminution importante de l'humidité relative depuis les Grandes Plaines jusqu'aux Rocheuses (**fig.96b**). La sécheresse occasionnée aurait également été amplifiée par une diffluence accentuée dans les basses couches lors du passage de l'onde

[164]« *However, in regions east of the Rocky Mountains and west of the Great Lakes the cold arctic air mass was trapped north of the Laurentide ice sheet, so warm Caribbean air continued to penetrate northward without interruption, producing temperate conditions there* » (YU Z.C. & WHRIGHT Jr H.E., 2001).
« *Cependant, dans les régions à l'Est des Rocheuses et à l'Ouest des Grands Lacs, l'air arctique froid est piégé au nord de l'inlandsis laurentide, ce qui permet à l'air chaud caribéen de ne rencontrer aucun obstacle à sa pénétration sur le continent, sur lequel il apporte des conditions climatiques tempérées* ».

planétaire au-dessus des Montagnes Rocheuses, en téléconnexion avec une diminution des températures de surface océanique du Pacifique Nord particulièrement pendant les épisodes les plus froids du Tardiglaciaire würmien (MIKOLAJEWICZ U. *et al*, 1997). **Sur la côte Ouest-Américaine, l'onde planétaire contribuerait au creusement d'une vallée planétaire, qui renforcerait la dynamique de la dépression des Aléoutiennes**. Celle-ci apporterait des pluies soutenues sur le Nord des Montagnes Rocheuses ainsi que sur l'Alaska. En revanche, **l'anticyclone subtropical d'Hawaii se révèlerait de faible puissance car il serait contraint par l'étalement moindre de la cellule de Hadley** (BARTLEIN P.J. *et al*, 1998).

Selon le groupe COHMAP, le gradient thermique méridien, très prononcé au début du Tardiglaciaire, s'atténuerait au fur et à mesure que l'inlandsis laurentide achève sa déglaciation : **dès 12 000 ^{14}C BP, le courant-jet polaire perdrait de sa puissance et cesserait d'être scindé : il s'établirait alors en bordure de l'inlandsis. Ce nouveau positionnement permettrait aux vents d'Ouest de supplanter les vents d'Est**, soufflés depuis l'anticyclone thermique, dont l'influence sur le climat serait moins efficiente au fur et à mesure que la circulation tri-cellulaire opère une translation vers le Nord, particulièrement au début de l'Holocène (9 000 ^{14}C BP). **La cellule polaire se rétracterait donc vers les hautes latitudes. Consécutivement, l'anticyclone subtropical d'Hawaii se renforce suite à une circulation d'air plus soutenue dans la cellule de Hadley**.

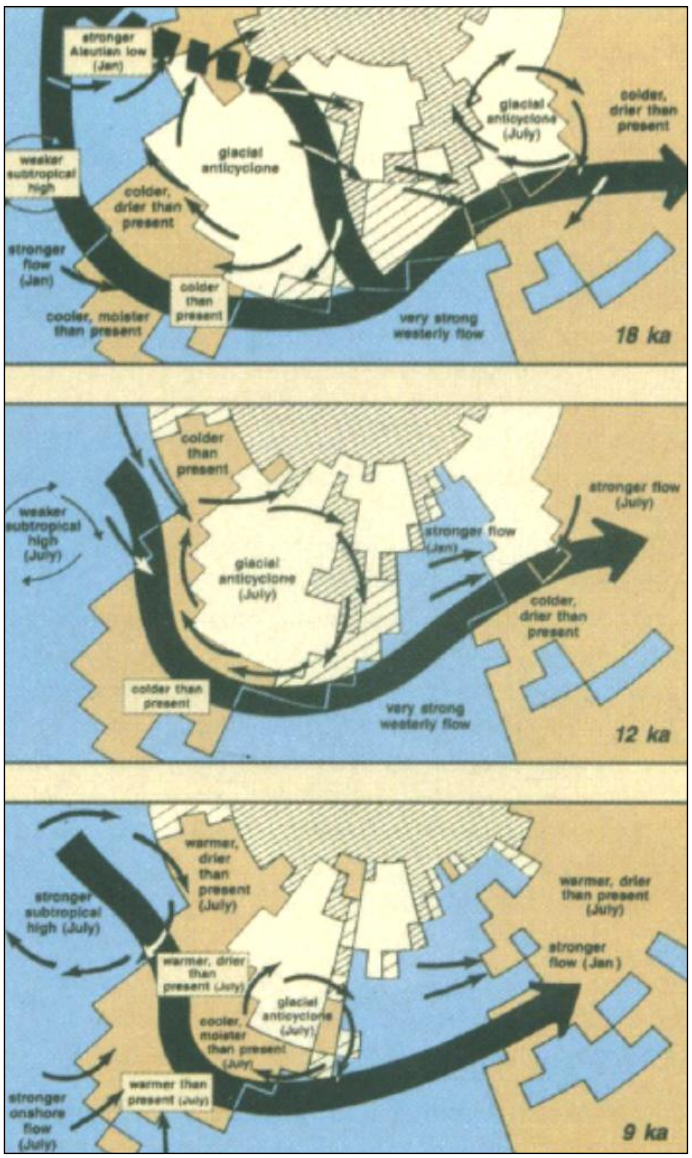
3.2.2.2. La circulation des masses d'air sur le continent eurasiatique

Dans une configuration assez similaire à celle du continent Nord-Américain, **un anticyclone thermique surmonterait l'inlandsis fennoscandien depuis la dernière glaciation. Son rôle serait essentiel pour les paléoclimatologues, qui le tiennent pour responsable des conditions climatiques drastiques en Eurasie, relayées par des vents d'Est froids et secs** (**fig.96a**). Cet anticyclone aurait subsisté pendant le Tardiglaciaire, même s'il aurait perdu de sa puissance initiale au fur et à mesure de la diminution du volume de l'inlandsis diminue et de l'augmentation de l'insolation journalière.

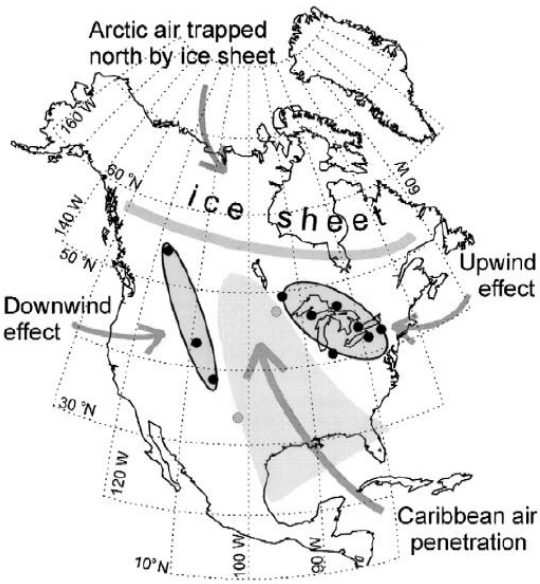
L'étalement de la cellule polaire aurait contraint le déplacement du courant-jet polaire aux latitudes tempérées (**fig.96a**) : la formation d'une vallée planétaire en Europe aurait ainsi favorisé un renforcement de l'activité anticyclonique marqué par un climat plus froid et plus sec.

Selon COHMAP, l'augmentation progressive de l'insolation journalière pendant le Tardiglaciaire aurait contribué à une rétractation de la cellule polaire, à l'origine d'une translation du système tri-cellulaire vers le Nord, favorable à un étalement de la cellule de Hadley. Des dépressions thermiques se seraient formées aux latitudes subtropicales et auraient autorisé la déclivité transéquatoriale des flux de moussons, qui pénètrent plus facilement dans l'hémisphère d'été (BROECKER W.S. *et al*, 2010). Ce serait

notamment le cas de la mousson asiatique, qui aurait profité du réchauffement des températures de surface océanique pour pénétrer jusqu'en Asie orientale (ZHOU W. *et al*, 2001).



a) *In* COHMAP (1988)



b) *In* YU Z.C. & WHRIGHT Jr H.E. (2001)

Fig.96 : Schémas théoriques de la circulation des masses d'air aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord

a) lors de trois épisodes distincts du Tardiglaciaire et de l'Holocène : le DMG, l'interstade Bølling/Allerød et le début de l'Holocène (18, 12 et 9 ^{14}C ka BP) ;

b) pendant le Dryas Récent en Amérique du Nord.

Bien que proposé en 1988, ce schéma de la circulation générale dans l'Hémisphère Nord est toujours considéré comme une référence dans les publications actuelles**.** Sa particularité est d'être établie sur les translations des unités cellulaires de l'atmosphère et du courant-jet en interaction avec les méandres de l'onde planétaire contraints par la géométrie variable du volume de la cryosphère. Aux basses couches, la cellule polaire s'élargit pendant les épisodes les plus froids du Tardiglaciaire et décale la circulation générale vers le tropique alors qu'à la transition avec l'Holocène, c'est davantage la cellule d'Hadley qui occupe une position dominante dans la circulation atmosphérique et génère une translation vers le pôle.

Cette reconstitution est pourtant loin de constituer un modèle théorique complet de la circulation générale pendant le Tardiglaciaire würmien. **Elle demeure ainsi lacunaire dans sa dimension géographique et temporelle :** le groupe COHMAP a ainsi proposé uniquement des focus sur des périodes (18, 15, 12, 9 ka ^{14}C BP) pour lesquelles a été mesurée une évolution tangible de l'insolation journalière depuis le DMG**. Par ailleurs, les interprétations climatologiques s'avèrent très discutables et peu conciliables avec les données paléoenvironnementales présentées dans cette thèse :** la notion de perturbation du système climatique n'est ainsi pas du tout prise en compte dans sa logique heuristique. La somme des controverses exposées ici sera approfondie ultérieurement dans ce chapitre ; toutefois, il est probable que celles-ci trouvent leur origine dans les limites du modèle usuel de circulation générale.

3.3. Relecture des changements climatiques passés du Tardiglaciaire à l'aide du modèle AMP

Le modèle de circulation tri-cellulaire doit son origine en grande partie à C.G. ROSSBY, un chercheur suédois qui a identifié pour la première fois l'onde planétaire (autrement appelée onde de Rossby) en 1939, selon une approche fondée sur la mécanique des fluides. Malgré son demi-siècle d'existence et l'émergence de nouveaux appareils de mesure et d'observation de la Terre (imagerie satellitaire), ce modèle influence encore profondément la conception actuelle de la circulation de l'air dans les hautes et les basses couches de la troposphère (RIEHL H., 1969). Même remanié, il suscite encore des controverses scientifiques, qui peuvent être classées en plusieurs points.

3.3.1. Controverses sur le modèle de circulation tri-cellulaire

L'exposé des controverses du modèle tri-cellulaire a déjà fait l'objet de nombreuses publications (LEROUX M., 1986, 1993b, 1994a, 1994b, 1994c, 2000, 2001, 2005 ; VIGNEAU J.P., 2000), qui remettent en cause **l'influence réelle des hautes couches sur les basses couches de la troposphère**.

À l'échelle de la cellule polaire, plusieurs mécanismes restent ainsi incompris aussi bien d'un point de vue statistique que dynamique (LEROUX M., 1992). Compte tenu de la physique de l'air, qui est un fluide compressible tassé majoritairement dans la couche limite atmosphérique, **il paraît peu probable que les hautes couches, dont la pression est plus faible qu'à la surface, puissent exercer une influence régulière sur la formation des anticyclones**, d'autant plus que le processus de subsidence contribue physiquement à un réchauffement de l'air comme c'est le cas aux latitudes subtropicales ; or, les anticyclones d'origine polaire résultent de l'affaissement de l'air provoqué par le bilan radiatif déficitaire à la surface (LEROUX M., 2000). Par ailleurs, **la circulation de l'air dans la cellule polaire est également problématique** (VIGNEAU J.P., 2000). Comment de l'air encore froid et dense aux latitudes tempérées peut-il parvenir à s'élever ? Le seul transfert possible d'air en altitude ne peut résulter que d'une cyclogenèse active alimentée par les flux dépressionnaires relativement chauds des latitudes « tempérées » ou tropicales, eux-mêmes soulevés par les anticyclones polaires lors de leur déplacement.

D'un point de vue dynamique, les théories usuelles ont développé l'idée de variations saisonnières de l'activité des masses d'air des basses couches liées aux méandres altitudinales de l'onde planétaire: en été, le courant-jet est lent et décrit de larges ondulations alors qu'en hiver, il est rapide et rectiligne. Par conséquent, les échanges méridiens dans les basses couches doivent être plus fréquents en été qu'en hiver. **Or, ce constat théorique se révèle contraire à la réalité synoptique**. **Les échanges méridiens à la surface surviennent davantage pendant les saisons ou les périodes les plus froides**, lorsque les masses d'air polaire sont capables de pénétrer jusqu'aux limites des latitudes tropicales, de dériver l'air dépressionnaire sur leur face avant, qui contribue à un transfert conséquent d'énergie[165]. Les vagues de froid récentes en Sibérie (du 1 au 11-12-2009) ou en Amérique du Nord (du 5 au 10-12-2009) illustrent à la fois l'ampleur spatiale du refroidissement généré par de telles descentes d'air polaire, ainsi que la violence de l'advection du flux dépressionnaire à l'origine de précipitations neigeuses soutenues (**fig.97**).

[165] Selon les ré-analyses NCEP-NCAR, la plus grande quantité de chaleur est véhiculée par l'atmosphère pendant la saison hivernale. Elle peut ainsi s'élever jusqu'à 8 PW (**fig.87)**.

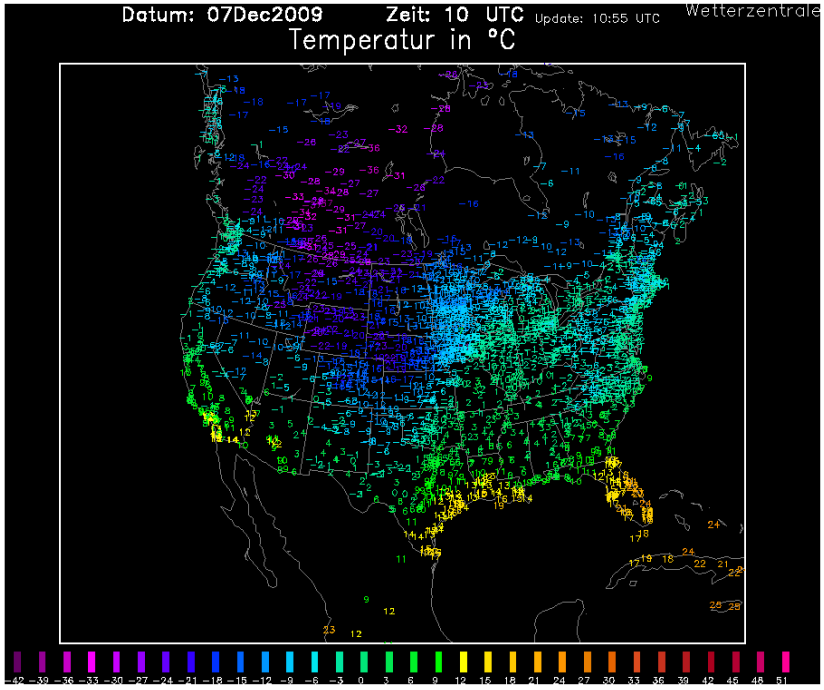


Fig.97 : Distribution des températures sur le continent nord-américain lors de la vague de froid de décembre 2009.

Source : *www.wetterzentrale.de*

Cette image illustre la magnitude de la coulée d'air froid sur l'Ouest américain le 7 décembre 2009 (10h UTC). Les températures ont été extrêmement basses dans de nombreux États ce jour-ci : -23,3 °C à Alamosa (Colorado), -23.3°C à Williston (Dakota du Nord), -22.2°C à Craig, -22.2°C à Riverton, 21.7°C à Scottsbluff, de 0°C à –8°C au Texas où la neige est tombée sur Houston pour la deuxième année consécutive.

La cellule de Ferrel est également un espace au sein duquel la circulation théorique de l'air ne correspond pas forcément à la réalité des faits observés :

- **en ce qui concerne le sens du déplacement de l'air dans les basses couches** : l'analyse des radiosondages, des cartes synoptiques et des images satellitales (LEROUX M., 1990, 1991, 1992a, 1992b, 1993b ; LEROUX M. *et al*, 1992 ; COMBY J., 1998 ; BARBIER E., 2004 ; AUBERT S., 2007), couplée avec le suivi systématique des trajectoires des anticyclones et des dépressions grâce à un algorithme informatique pendant les hivers des années 1950 à 2000 (POMMIER A., 2005) révèlent que **les échanges méridiens dans le sens pôle-équateur et inversement sont impulsés par des anticyclones mobiles et des dépressions qui leur sont associés** et non exclusivement par de l'air en provenance de la cellule d'Hadley. La visualisation des trajectoires des anticyclones et des dépressions au cours de l'hiver 1990, pendant lequel l'ONA a atteint une de ses valeurs les plus élevées, est d'ailleurs éloquente à ce sujet (**fig.98**).
- **en ce qui concerne la convergence moyenne de l'air aux 60èmes parallèles de latitude Nord et Sud**. Cette hypothèse contestée dans les années 1950 a été amendée dans un nouveau schéma de circulation (PALMEN E., 1951), selon lequel l'air s'élève toujours sur le flanc polaire de la cellule de Ferrel, mais redescend à l'emplacement du Front Polaire[166] pour ensuite se diviser en deux branches de destinations opposées, l'une vers le pôle, l'autre vers le tropique. En fait, chacune d'elles correspond respectivement au transport dans la couche limite atmosphérique :

[166] La théorie du Front Polaire est-elle-même une notion qui est aujourd'hui considérée comme obsolète par les météorologistes (LEROUX M. 1992, JOLY A., 1995). Les mesures modernes ont permis de valider l'hypothèse selon laquelle il n'existait actuellement pas de discontinuité statistique entre l'air polaire et tropical, mais plutôt des dépressions formées :

- par le déplacement de l'onde planétaire selon les théories usuelles ;
- par la convergence de l'air provoqué par le déplacement d'anticyclones mobiles, hypothèse qui est défendue dans cette thèse.

- de l'air froid par les anticyclones polaires jusqu'au tropique où ils s'agglutinent ;
- à l'advection d'air chaud vers les pôles par ces mêmes anticyclones (**fig.98**).

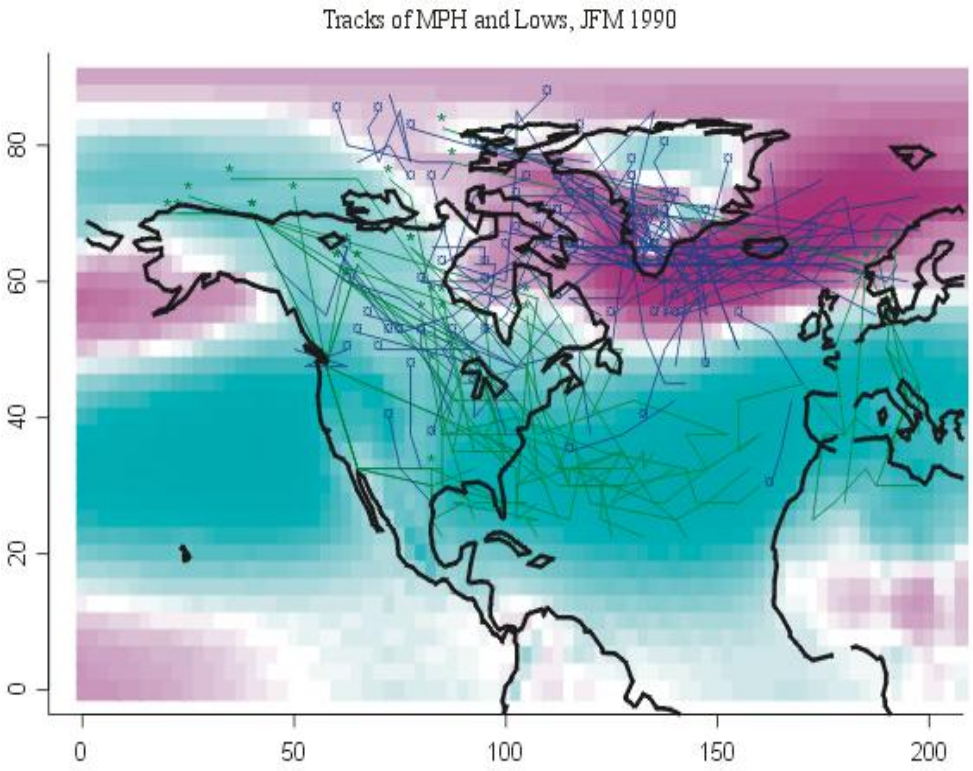


Fig. 98 : Déplacement des anticyclones et des dépressions établi de manière systématique à l'aide d'un algorithme informatique pour les mois de janvier, février et mars 1990 (pendant une phase fortement positive de l'ONA)
Source : POMMIER A., (2005)

Les lignes vertes représentent la trajectoire empruntée par chaque anticyclone depuis les pôles jusqu'aux latitudes subtropicales. Les lignes bleues représentent la trajectoire empruntée par chaque dépression depuis les latitudes subtropicales jusqu'au pôle. En arrière-plan, la pression moyenne à la surface calculée au niveau de la mer est représentée selon des coloris zonaux. Quand la couleur est bleue, la pression moyenne est égale à 1015 hPa ; quand elle est violette, elle est inférieure à 1015 hPa. Pour les longitudes, 0 correspond à 180°O et 200 à 20°E.

Au final, seule la cellule d'Hadley (fig.99) peut réellement être admise en tant que circuit de déplacement cellulaire de l'air (LOCKWOOD J., 2009)**, même si elle suscite des controverses sur la genèse des anticyclones subtropicaux** (LEROUX M. *et al*, 1992). En théorie, ces derniers seraient générés par des mouvements d'air divergent au niveau des branches descendantes des cellules d'Hadley. La subsidence engendrée serait ainsi à l'origine d'un tassement puis d'un assèchement par réchauffement de l'air à la surface, qui formerait alors des anticyclones, à partir desquels seraient impulsés les alizés. La formation régulière de ces individus isobariques expliquerait ainsi la persistance des températures très élevés, notamment dans les domaines arides et hyperarides du Sahara, d'Amérique Centrale (désert du Sonora) ou du Moyen-Orient (désert du Thar).

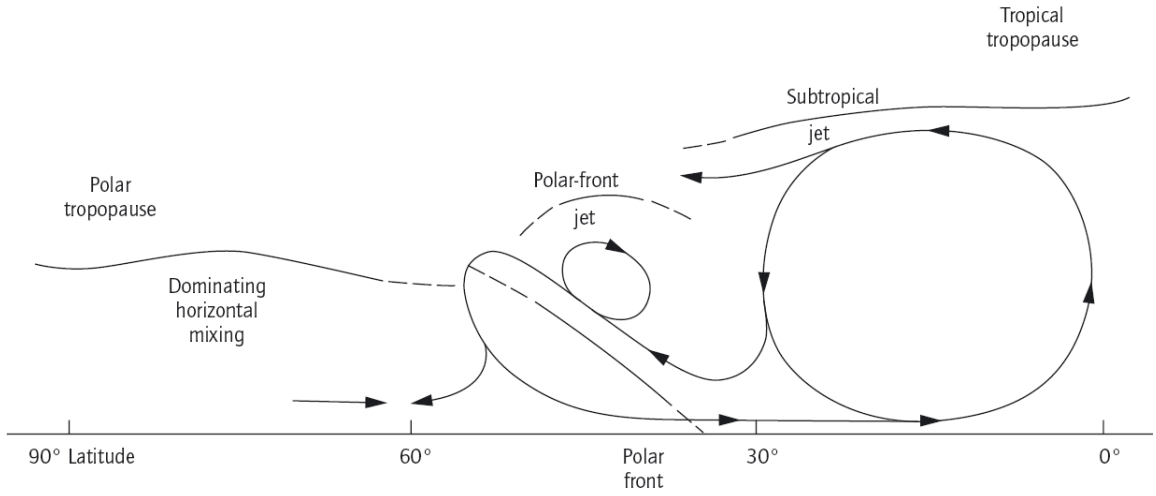


Fig.99 : Schéma remanié de la circulation générale de l'atmosphère d'après les théories usuelles

Source : LOCKWOOD J. (2009)

Ce nouveau modèle prend en compte la circulation des courants-jets ainsi que la circulation convergente puis divergente au niveau de la branche polaire de la cellule de Ferrel. Seule la cellule d'Hadley est véritablement animée par une circulation cellulaire.

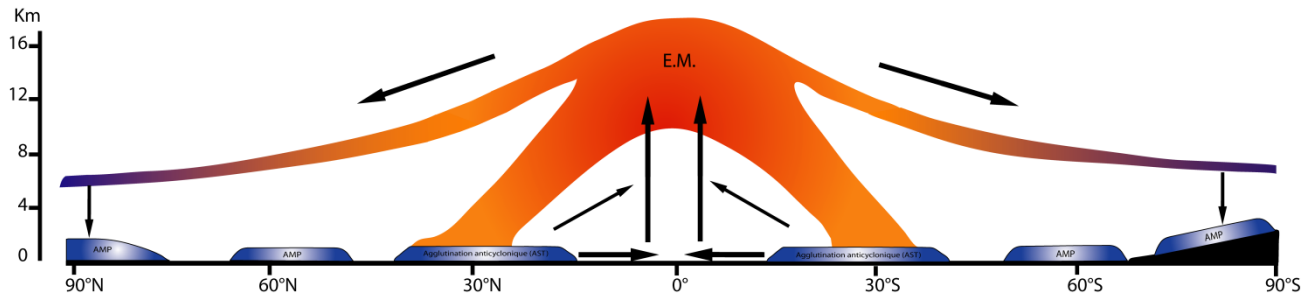


Fig.100 : Circulation générale de l'atmosphère d'après la théorie de l'A.M.P.

Source : LEROUX M. (2000)

Les anticyclones subtropicaux (AST) sont ici davantage considérés comme des agglutinations anticycloniques constamment traversées et alimentées par l'air anticyclonique d'origine polaire.

Cependant, le suivi systématique à une échelle pluriannuelle (LEROUX M., 1992 ; LEROUX M. *et al*, 1992) ou décennale (POMMIER A., *op.cit*), des individus isobariques des basses couches permet plutôt de considérer les anticyclones subtropicaux comme **des cellules individualisées et relativement mobiles, qu'il conviendrait plus justement de nommer agglutinations anticycloniques**[167] (AA). **Ce concept convient mieux pour définir la particularité des hautes pressions tropicales (HPT), qui s'avèrent constamment traversées et alimentées par de l'air anticyclonique d'origine polaire (fig.100). Ce**

[167] Agglutination Anticyclonique : Une AA résulte du ralentissement dans les basses couches des AMP en direction des tropiques, puis de leur emboîtement par blocage et compression. Il se forme alors un espace dans lequel domine une stabilité aérologique, caractérisé par une absence de pluie et alimenté constamment par les AMP. L'absence de précipitations s'explique par la permanence des conditions anticycloniques, mais aussi par la subsidence provoquée par la branche descendante de la cellule d'Hadley, qui coiffe les AA des basses couches. En fonction de leur substratum peuvent être distinguées des agglutinations anticycloniques continentales et océaniques (LEROUX M., 2000).

paramètre est fondamental à analyser car il s'associe à l'effet de la subsidence exercée par la branche descendante de la cellule d'Hadley (fig.100) pour contrarier le développement des formations nuageuses et assurer le renouvellement des HPT, processus que la divergence seule de l'air ne peut expliquer (LEROUX M., 2000).

Les controverses sur le modèle usuel de circulation générale de l'atmosphère portent donc sur son organisation cellulaire, qui confine l'air polaire et tropical dans des unités moyennes de circulation, au détriment de la réalité observée, qui décrit un système dynamique, influencé par les échanges méridiens, au sein duquel l'air polaire des basses couches, qui se révèle mobile, alimente tous les individus anticycloniques de ce système.

3.3.2. Un scenario en inadéquation avec les données paléoclimatiques

La géovisualisation des données paléoenvironnementales (*Chapitre II*) a permis de mettre en évidence à quel point l'évolution bioclimatique des surfaces continentales avait été contrastée pendant le Tardiglaciaire würmien, en réponse à des variations abruptes et successives de température et de précipitation. Par ailleurs, l'analyse des forçages auxquels avait été soumis le système climatique pendant cette période a révélé le rôle décisif joué par l'atmosphère dans le déclenchement des changements climatiques de courte durée. **Paradoxalement, il n'existe pas à ce jour de modèle de circulation générale qui permettrait de comprendre l'ampleur des changements climatiques passés**. La tentative du groupe COHMAP et de leurs successeurs de modéliser la circulation des masses d'air dans l'Hémisphère Nord s'est restreinte à imposer un modèle théorique de circulation à la « réalité » des données paléoenvironnementales, sans ainsi même procéder à une véritable analyse dynamique de la composante qui sous-tend de tels changements climatiques, comme tend à le prouver les controverses ci-dessous.

3.3.2.1. La dynamique asynchrone des cellules polaires et tropicales

Il convient premièrement de reconsidérer les relations entre la cellule polaire et la cellule d'Hadley, dont **les dynamiques respectives évoluent de concert et non de manière asynchrone**, **comme le prouvent les campagnes d'observation et de mesure systématique de l'activité aérologique des basses couches de l'Atlantique Nord** (*cf. ci-dessous*)**, qui ont permis de corréler le déplacement de puissants anticyclones d'origine polaire à la formation d'agglutinations subtropicales étalées, notamment pendant les phases positives de l'ONA**. **L'observation d'une alimentation et d'un renforcement des**

hautes pressions tropicales par des descentes d'air polaires rend donc contradictoire l'idée selon laquelle les cellules polaires et de Hadley évoluent en antiphase l'une de l'autre. Par conséquent, il est contradictoire d'affirmer que les anticyclones subtropicaux des îles Hawaii et des Bermudes sont plus faibles pendant toute la durée du Tardiglaciaire (BARTLEIN P.J. *et al*, 1998) **alors que les données paléoenvironnementales, qui révèlent l'existence d'un froid sec pendant toute la durée du Tardiglaciaire, associé à des *upwellings* plus fréquents et plus intenses, laissent manifestement supposer l'existence de descentes anticycloniques très fréquentes sur la côte Ouest du continent américain**, **à l'origine d'un renforcement des hautes pressions subtropicales.**

Le renforcement des hautes pressions tropicales et subtropicales est prouvé également par la sécheresse des grandes plaines Nord-Américaines (HOLLIDAY V.T., 2000) **ou de l'Afrique du Nord-Ouest** (LEROUX M., 1994b ; GARBA Z. *et al*, 1995 ; ROGNON P. & COUDE-GAUSSEN G., 1996 ; GASSE F., 2000) **pendant les épisodes les plus froids du Tardiglaciaire**, qui attestent d'une forte activité de ce que les théories usuelles appellent anticyclones subtropicaux, mais que nous préférons appeler par le terme d'agglutinations anticycloniques, compte tenu de leur alimentation permanente par des anticyclones qui parviennent plus facilement jusqu'aux tropiques ; les AA subissent également les effets d'une subsidence renforcée par la branche descendante de la cellule de Hadley, dont l'activité et l'étalement sont à l'origine d'un tassement, d'un réchauffement et d'un assèchement accentué de l'air à la surface .

C'est également dans cette optique que s'inscrit le concept de *polar/subtropical seesaw* proposé par GRIMM E.C. *et al* (2006) : leur reconstitution paléoclimatique aux latitudes subtropicales de l'Océan Atlantique tendrait à prouver que **plus les pôles se refroidissent, plus les latitudes subtropicales se réchauffent, particulièrement l'Atlantique subtropical Ouest. *A contrario* pendant l'interstade Bølling/Allerød et/ou l'Holocène**, **les conditions généralement plus humides suggèrent un élargissement de l'espace couvert par les flux de mousson, qui s'explique par une dynamique aérologique moins intense** : les anticyclones parviennent moins facilement jusqu'aux tropiques et autorisent un balayage plus ample de l'espace intertropical par l'Équateur Météorologique. Cette hypothèse est également corroborée par la reconstitution qualitative des flux de mousson selon la composition isotopique de l'oxygène à *Hulu Cave** en Chine (WANG Y.J. *et al*, 2001), qui prouve par l'inverse que chaque épisode de refroidissement du Tardiglaciaire est associé à un affaiblissement de la mousson asiatique.

Les données paléoenvironnementales révèlent donc que le système climatique a évolué de concert pendant toute la durée du Tardiglaciaire würmien, animé par la dynamique synchrone des hautes pressions polaires et tropicales, dont l'interconnexion est assurée par le déplacement d'anticyclones mobiles polaires expulsés des pôles et qui viennent renforcer les agglutinations anticycloniques subtropicales. Ainsi, plus les pôles se refroidissent, plus les latitudes subtropicales se réchauffent : tel est le sens du concept de *polar/subtropical seesaw* explicité par GRIMM E.C. *et al*, (2006).

3.3.2.2. Les anticyclones thermiques positionnés sur les inlandsis

Le positionnement d'anticyclones thermiques pendant des millénaires sur les inlandsis laurentide et fennoscandien est également discutable, d'un point de vue aussi bien physique qu'aérologique. Aujourd'hui, le refroidissement d'origine radiative des hautes latitudes englacées (Groenland) ou des moyennes latitudes exposées à un climat continental marqué, génère effectivement des lentilles d'air, d'une épaisseur moyenne de 1500 m, qui contribuent au maintien d'une ambiance froide et sèche, particulièrement lors de la saison hivernale (VIGNEAU J.P., 2000). Ce concept d'anticyclone thermique convient bien à une étude statistique des masses d'air car les hautes pressions demeurent élevées en permanence au-dessus des inlandsis, *a fortiori* aux basses couches des latitudes polaires, où se concentre l'air froid.

En revanche, accepter l'idée d'un système anticyclonique positionné de manière « permanente » d'un point de vue statistique sur les calottes de glace, c'est ne pas comprendre le renouvellement anticyclonique aux pôles ni la mobilité à composante subméridienne des masses d'air anticycloniques, comme il est possible de l'observer actuellement sur l'inlandsis antarctique (LEROUX M., 2005). Ce continent est constamment traversé par de l'air polaire, qui se refroidit et se densifie au contact de la surface pour se diriger ensuite vers les latitudes subpolaires en soufflant des vents catabatiques puissants. **Il est donc tout à fait possible d'imaginer que les inlandsis Nord-Américain et eurasiatique aient pu être le point de départ de vastes anticyclones, eux-mêmes éjectés depuis les pôles vers les tropiques, de manière aussi bien dynamique que mécanique (effet de pente des calottes glaciaires)**.

Par ailleurs, l'établissement « permanent » de ces anticyclones thermiques aurait du contribuer théoriquement à une prédominance des vents gravitationnels de secteur Est en Europe et de secteur Est ou bien Nord-Est en Amérique du Nord à l'instar des vents soufflés depuis les inlandsis et déviés par la force de Coriolis (**fig.96**). **Or, c'est exactement l'inverse qui se produit pendant le DMG et le Tardiglaciaire**. Cette hypothèse est confirmée par l'analyse de la localisation des dépôts de lœss (MUHS D.R. & BETTIS III E.A., 2000), qui fait montre d'une différence notable de direction entre les paléo-vents théoriquement générés par l'anticyclone thermique sur l'inlandsis laurentide et les paléo-vents de

secteurs Ouest et Nord-Ouest, qui ont entraîné le dépôt des particules sur les plaines Nord-Américaines (**fig.101**). Ce déplacement pourrait coïncider avec celui des vents d'Ouest selon les théories usuelles ; **il pourrait également correspondre avec celui des anticyclones mobiles polaires qui dévalent de l'inlandsis laurentide** ; la conservation du tourbillon absolu et de la masse ainsi que la force de Coriolis leur permettraient d'être déviés selon un flux zonal à composante méridienne (*cf. ci-dessous*).
Il convient également de noter que la dispersion des lœss sur les plateaux chinois (ZHAO J. *et al*, 2003) révèle qu'ils ont été transportés par des paléo-vents de secteur Nord-Ouest, donc **contraires à la direction supposée des vents impulsés par l'anticyclone thermique de secteur Est ou Nord-Est**.

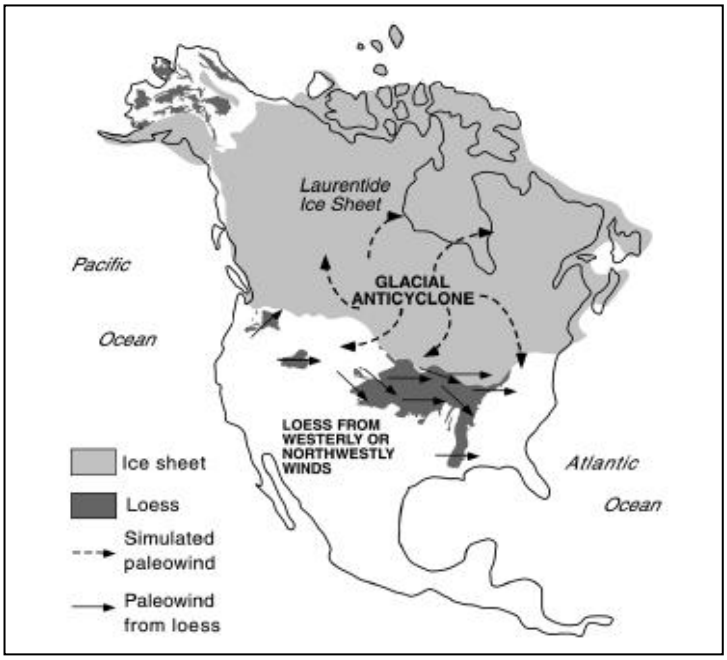


Fig.101 : Reconstitution des paléo-vents ayant soufflé sur les grandes plaines de l'Amérique du Nord en fonction du dépôt des lœss pendant le DMG
Source : MUHS D.R. et BETTIS III E.A., (2000)

La direction des vents ayant entraîné le transport des lœss est contraire aux vents catabatiques, émis par l'anticyclone thermique supposé siéger sur la calotte de glace laurentide.

La notion d'anticyclone thermique n'est donc concevable qu'à un niveau statistique d'étude ; en revanche, elle est contestable d'un point de vue dynamique, au regard de la reconstitution du régime des paléo-vents reconstitués aux moyennes latitudes grâce aux dépôts d'aérosols. L'hypothèse est donc émise que ce sont les AMP expulsés depuis l'inlandsis laurentide qui sont à l'origine du dépôt de ces mêmes poussières, dont l'orientation est parfaitement conforme à la trajectoire de ces anticyclones aussi bien en Amérique du Nord qu'en Eurasie.

3.3.2.3. La pénétration de l'air caribéen en Amérique du Nord

La dernière controverse sur le modèle de circulation de l'air dans l'hémisphère Nord réside dans la pénétration d'un air d'origine caribéenne en Amérique de l'Est (YU Z.C. & WHRIGHT Jr H.E., 2001) **supposé adoucir son climat et véhiculer les précipitations** (**fig.96b**). Il est vrai qu'à l'Est des Rocheuses

et à l'Ouest des Grands Lacs, la composition des biomes est singulière, car se mêlent des espèces végétales arcto-alpines et tempérées. Il est vrai également que la péninsule floridienne est considérée comme un refuge bioclimatique, exposé à un climat subtropical chaud et humide (phase à *Pinus*) particulièrement pendant les événements d'Heinrich (GRIMM E.C. *et al*, 2006). Il paraît donc tentant d'attribuer à un flux tropical l'origine de ces conditions spécifiques.

Cependant, d'un point de vue physique, **il est impossible que ce flux ait pu circuler sans rencontrer de contrainte aérologique majeure, comme le proposent Z.C. YU et H.E. WRIGHT Jr**. La conception d'une Amérique du Nord scindée en deux d'un point de vue aérologique n'est au final qu'une reprise de la théorie norvégienne du front polaire, supposé être une limite entre l'air polaire d'un côté et l'air tropical de l'autre. Or, l'idée de l'existence d'une telle discontinuité est considérée aujourd'hui comme obsolète par les météorologistes. D'autre part, les analyses synoptiques et les images satellitales permettent d'établir que les masses d'air anticycloniques dévalent sans interruption le nord du continent pour véhiculer, particulièrement en hiver, des conditions relativement froides et sèches vers le tropique (M.LEROUX, 2000). Par ailleurs, il est impossible de concevoir que tout l'air arctique ait pu continuer à être piégé au Nord de l'inlandsis particulièrement pendant le Dryas Récent quand se libère un passage entre les Rocheuses et la calotte de glace, au sein duquel s'engouffre un air très froid, comme tendent à le prouver les analyses paléoenvironnementales. De même, si cet air caribéen avait pu pénétrer sans aucune contrainte à l'intérieur du continent américain, il se serait rapidement continentalisé, à l'instar des alizés continentaux africains ou asiatiques. Il aurait ainsi imposé des conditions chaudes et sèches, qui ne correspondent pas du tout à celles du domaine climatique tempéré humide, identifié au sud de la latitude 35°N, à partir duquel se forme un couloir dépressionnaire moyen jusqu'aux Grands Lacs, particulièrement pendant les épisodes de refroidissement (oscillation de Killarney, Dryas Récent). Ainsi, même si l'advection d'air chaud et humide présente une trajectoire similaire à celle de l'air caribéen (**fig.96b**), il est tout à fait probable que ces flux n'aient aucune parenté commune: le premier aurait été déplacé sur la face avant d'anticyclones mobiles polaires, qui se seraient engouffrés dans le passage entre les Rocheuses et l'inlandsis ; le second s'apparenterait davantage à un alizé maritime qui aurait du théoriquement se continentaliser lors de son passage sur le substratum.

Le modèle théorique initié par le groupe COHMAP, puis remanié au gré des publications successives, a tenté de répondre à un besoin scientifique majeur en paléoclimatologie : celui de proposer une circulation générale des masses d'air pendant le Tardiglaciaire würmien. Cependant, il l'a fait en transposant le schéma d'organisation tri-cellulaire de la troposphère, dont les limites dynamiques ont été soulignées, et en se focalisant uniquement sur les variations de l'onde planétaire dans l'hémisphère Nord. Il ne propose d'ailleurs qu'une vision très lacunaire de la circulation de l'air dans les basses couches, pourtant la partie la plus troublée de l'atmosphère. **Ce modèle n'est également pas en adéquation avec la « réalité » des données paléoenvironnementales observées et présentées dans cette thèse,** qui ont permis de remettre en question certains de ses fondements tels que la relation asynchrone des cellules polaires et tropicales, l'établissement d'anticyclones thermiques sur les inlandsis ou bien l'existence d'une discontinuité qui séparerait en deux l'Amérique du Nord. L'examen des théories usuelles, auquel il a été procédé, permet de conclure **qu'il n'existe pas de modèle de circulation générale capable d'expliquer la dynamique singulière des basses couches et donc de comprendre l'origine des changements climatiques du passé**. En revanche, les hypothèses proposées pour tenter de dissiper chacune des controverses mettent en avant le rôle décisif des AMP. Il convient donc désormais d'expérimenter de manière approfondie le modèle et d'analyser ses atouts et ses limites pour la reconstitution des changements climatiques du Tardiglaciaire.

3.3.3. Le modèle de l'AMP

Proposée depuis 1986 (LEROUX M., 1986, 1998, 2000), la théorie de l'AMP a été élaborée par l'équipe du LCRE de l'Université Jean Moulin Lyon III, dans la continuité de travaux publiés dans les années 1950-1970 sur la circulation des anticyclones et des dépressions (PETTERSEN S., 1956 ; KLEIN W.H., 1957 ; REITAN C.H., 1974 ; COLLUCI S.J., 1976). **Ce modèle explicatif a été établi à partir d'observations directes de cartes synoptiques et d'images satellitales ainsi que d'analyses statistiques de données météorologiques**, effectuées depuis peu par l'intermédiaire d'algorithmes informatiques (FAVRE A. & GERSHUNOV A., 2006 ; POMMIER A., 2005). **L'étude de situations météorologiques spécifiques** (LEROUX M., 1991b, 1999 ; LEROUX M. *et al*, 1992, COMBY J., 1993, 1994, 1998) **et des conditions dynamiques du climat** (LEROUX M., 1983, 1990, 1992, 1993a, 1993b, 1994a, 1994b, 1994c, 2001a, 2001b, 2002 ; BARBIER E., 2004 ; AUBERT S., 2007 ; AMRAOUI L. *et al*, 2011) **a permis de proposer un nouveau schéma de circulation générale de la troposphère**, **au sein duquel la circulation de l'air polaire constitue le moteur principal du climat des basses couches. Dans cette théorie, la troposphère n'est plus organisée en cellules distinctes et cloisonnées, mais en un système dynamique, impulsé par des anticyclones mobiles en provenance des pôles** (**fig.102 et 103**).

3.3.3.1. Les AMP, comme acteurs majeurs de la circulation générale dans la troposphère

Les théories usuelles font part d'un déficit radiatif des hautes latitudes, qui contribue à une accumulation à très basse température de l'air subsident au sein de la cellule polaire, particulièrement sous la forme d'anticyclones thermiques, à partir desquels seraient impulsés des vents de secteur Est par selon les effets conjoints du principe de conservation du tourbillon absolu et de la masse[168], ainsi que de la force de Coriolis.

Une des innovations que propose le modèle AMP est de considérer que le déficit radiatif polaire permet la formation de pellicules étalées de haute pression, d'un diamètre moyen compris entre 2 000 et 3 000 kilomètres et d'une épaisseur avoisinant 1500 mètres. **En quittant les pôles, fortes de la valeur maximale du tourbillon planétaire, elles se dirigent vers les latitudes tempérées et tropicales avec une direction zonale à composante subméridienne**. La genèse des AMP s'effectue de manière continue en toutes saisons : entre 1989 et 1993 a ainsi été formé environ 1,1 AMP par jour, avec une fréquence plus élevée en hiver (LEROUX M., 2000).

Selon les principes physiques de conservation du tourbillon absolu et de la masse, **l'air anticyclonique garde une partie de ses caractéristiques initiales pendant son déplacement,** même si la divergence provoque un étalement de sa surface de frottement au sol, qui contribue à diminuer sa vitesse particulièrement sur le substratum continental. **Celui-ci perturbe d'ailleurs fortement la circulation initiale des AMP en leur imposant des reliefs infranchissables dès lors que leur altitude dépasse 1000 m**. En effet, la stratification associée aux AMP permet de situer l'inversion de vent, de température et d'humidité vers 1500 m d'altitude aux latitudes polaires et subpolaires et 1000 mètres d'altitude aux latitudes subtropicales. **Tout relief, dont l'altitude dépasse 1000 m, constitue donc un obstacle qui dévie la trajectoire initiale de l'AMP (fig.102).**

Dans **l'hémisphère Nord**, **les anticyclones rencontrent ainsi plusieurs contraintes à leur déplacement**. **La première est déterminée par les reliefs du Groenland, d'Amérique du Nord** (Chaîne de Brooks, Monts Mackenzie, Montagnes Rocheuses, Terre de Baffin, Ellesmere) **et de Russie** (Monts de Verkhoïansk, Monts Tcherski, Monts de la Kolyma, Monts des Tchouktches), **qui déterminent la trajectoire de l'air polaire dès son expulsion**. Plusieurs voies préférentielles s'ouvrent aux AMP, qu'elles soient **américaine**, **eurasiatique** ou **pacifique** (**fig.102**). La seconde s'impose aux anticyclones qui pénètrent aux latitudes « tempérées » : **selon l'orientation et l'altitude du relief qu'ils rencontrent, les AMP peuvent être bloqués**, comme c'est le cas lorsque les AMP « russo-sibériens » se confrontent à la chaîne de montagnes qui s'étend depuis l'Anatolie jusqu'à la Mongolie ; **ils peuvent également être**

[168] Le principe de conservation du tourbillon absolu et de la masse veut qu'une masse d'air mobile placée au pôle soit solidaire de la rotation de la Terre et qu'elle conserve sa vitesse et son tourbillon, de sorte qu'elle adopte un mouvement cyclonique d'Ouest en Est.

détournés de leur trajectoire initiale. C'est le cas notamment des Appalaches, qui dévient certains AMP lors de leur traversée du continent américain pour les précipiter vers l'Europe (**fig.102**).

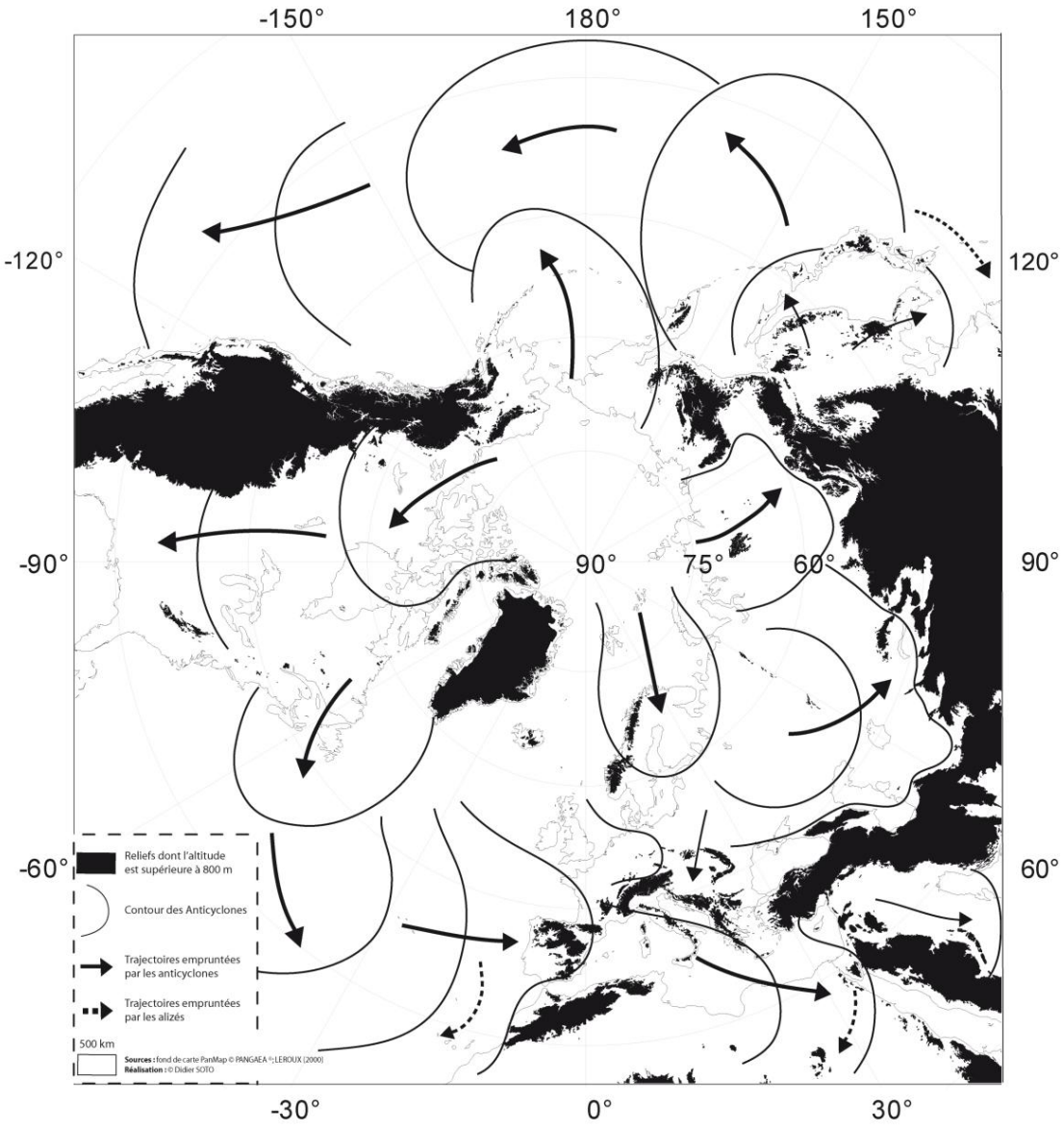
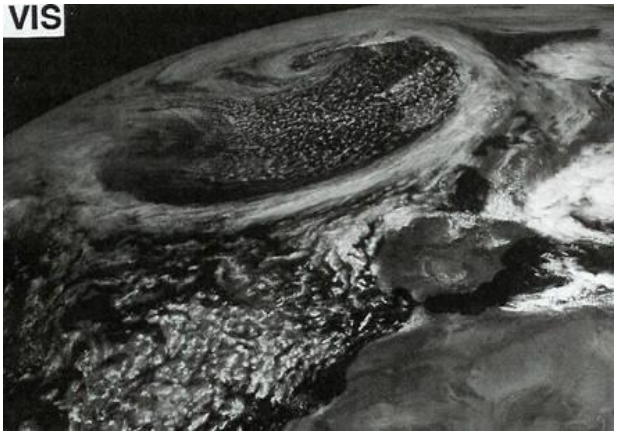
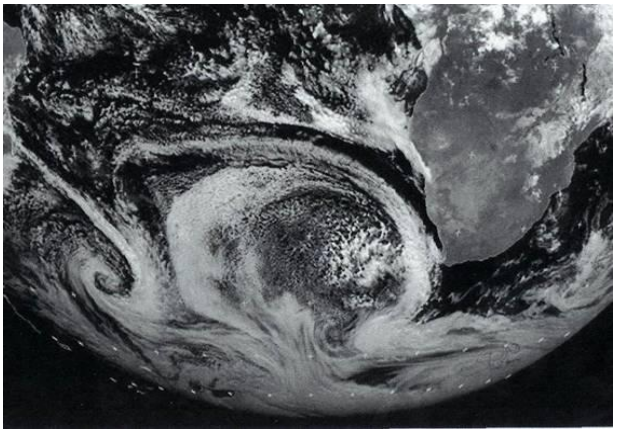


Fig. 102 : Trajectoire moyenne actuelle des anticyclones dans l'Hémisphère Nord

Sources : Fond de carte PanMap © PANGAEA® ; LEROUX M. (2000)

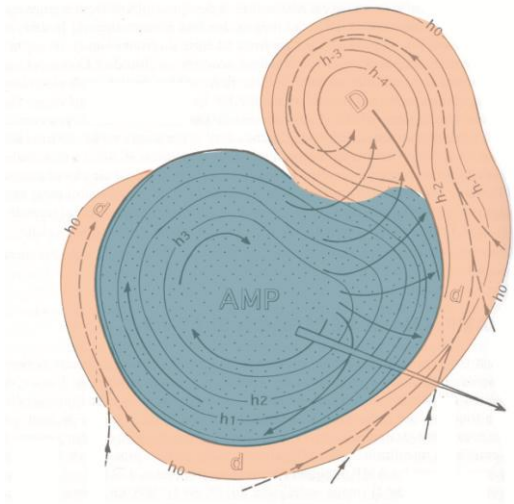
Réalisation : © SOTO D. (2004)





a) Dans l'hémisphère Nord (28-04-1986, 12h UTC, VIS) b) Dans l'hémisphère Sud (01-08-1999, 12h UTC, VIS)

La circulation anticyclonique des vents de l'AMP (recouvert de cumulus) implique une advection cyclonique de l'air dépressionnaire, qui s'enlace autour de l'anticyclone en formant au final un vortex. A contrario, dans l'hémisphère Sud, les rotations anticycloniques et cycloniques se font respectivement dans un sens antihoraire et horaire.



b) Champ de pression et de vent à la surface relatif à un AMP (de couleur bleue) et à sa dépression enlacée (de couleur chair)

Fig.103 : Images satellitales et représentation schématique d'un AMP
Sources : METEOSAT, LEROUX M. (2000)

Une fois parvenus aux latitudes subtropicales, les AMP se réchauffent et leur pression diminue. Dès lors, ils ne parviennent plus à constituer des masses d'air individualisées. Ils se transforment et génèrent des agglutinations anticycloniques qui alimentent à leur tour la circulation des flux tropicaux dans une déclivité transéquatoriale, la force de Coriolis étant nulle à l'équateur.

Le modèle de l'AMP suggère donc que **les échanges atmosphériques sont impulsés par les trajectoires et les caractéristiques des anticyclones et de leurs dépressions associées, selon l'agencement du relief terrestre** (COMBY J., 1998), en accord avec les expériences de modélisation de SEAGER R. *et al*, (**fig.85**). Il convient d'ajouter au modèle de l'AMP une composante temporelle : le système varie en permanence entre deux modes de circulation, aussi bien à l'échelle synoptique, saisonnière que paléoclimatique (LEROUX M., 1993b, 1994b, POMMIER A., 2005).

3.3.3.2. Les modes connus de circulation de l'air polaire dans la troposphère

Les théories usuelles considèrent que la dynamique du climat est conditionnée par les variations de l'onde planétaire, animées par les variations de la position des courants-jets. La circulation atmosphérique serait rapide lorsque leur trajectoire est rectiligne et lente lorsqu'elle est sinueuse. Le mode rapide serait privilégié en hiver et pendant les phases positives de l'ONA alors que le mode lent serait privilégié en été.

L'analyse statistique des températures et des pressions de l'Atlantique Nord et du Pacifique Nord pendant la période 1950-2000 AD permet effectivement d'identifier deux modes de circulation aérologique, d'une fréquence annuelle et décennale (FLOHN H. *et al*, 1990 ; POMMIER A., 2005). **Le premier correspond à un mode rapide** (ou contrasté) **et survient dans l'Atlantique Nord pendant les phases positives de l'ONA** (principalement entre 1970 et 2000) **et les épisodes de refroidissement climatique du passé**. **Le déficit thermique polaire se révèle plus intense**, **les anticyclones sont moins fréquents**. **Toutefois, ils sont plus vastes, plus froids et gardent donc plus longtemps leurs caractéristiques initiales. Ils rejoignent alors plus facilement les latitudes tempérées et subtropicales et provoquent un contraste thermodynamique, à l'origine de dépressions plus profondes et mieux alimentées depuis le réservoir énergétique tropical, à partir duquel elles puisent leur potentiel précipitable** (LEROUX M., 2000). Alors que les anticyclones atteignent des latitudes plus méridionales, les dépressions se comblent à des latitudes plus septentrionales : **les échanges méridiens sont donc intensifiés**. **Les autres centres d'action anticyclonique sont également renforcés** : dans l'espace Nord-Atlantique, l'AA des Açores est plus étalée et souffle des alizés plus rapides à composante méridienne. À plus petite échelle, l'espace balayé par l'EM se réduit, pressé par les ceintures inter-hémisphériques d'agglutinations anticycloniques, qui restreignent la déviation en mousson des flux d'alizés.

Le second correspond à un mode lent (ou homogène) **et survient dans l'Atlantique Nord pendant les phases négatives de l'ONA** (principalement entre 1950 et 1970) **et les épisodes de réchauffement climatique du passé**. Le déficit thermique du bassin arctique est atténué ; **les anticyclones sont plus fréquents, mais ils sont moins froids, moins épais et ne parviennent pas à garder aussi longtemps leurs caractéristiques initiales. Ils pénètrent donc moins facilement aux latitudes tempérées et subtropicales.** Le contraste thermodynamique est par conséquent moins prononcé. Les dépressions sont moins profondes et ne rejoignent pas systématiquement les latitudes les plus septentrionales : **les échanges méridiens sont donc réduits**. **Tous les centres d'action anticyclonique sont affaiblis** : l'AA des Açores est moins étalée, les alizés sont moins rapides et leur déplacement à composante subméridienne est moins prononcé. L'espace balayé par l'EM est élargi et profite aux flux de mousson, qui pénètrent plus facilement sur les surfaces continentales, sur lesquels se creusent des dépressions thermiques.

La variabilité de la circulation aérologique des basses couches, par une succession de modes contrastés ou homogènes, influence donc le système climatique à une échelle de temps aussi bien journalière, saisonnière, annuelle que décennale. Le modèle de l'AMP concorde avec les théories usuelles selon lesquelles la circulation atmosphère est accélérée en hiver et ralentie en été. **Cependant, aux basses couches de l'atmosphère, les observations et les mesures permettent d'affirmer que les échanges méridiens sont accentués en hiver alors que la circulation des courants-jets est statistiquement rectiligne alors que la saison estivale correspond à une circulation moyenne beaucoup plus méridienne des courants-jets, qui contraste avec celle des basses couches**. Le déphasage entre la circulation des hautes et basses couches est donc problématique. Le forçage est-il assuré par les courants-jets ou par la circulation des basses couches ? **Compte tenu de la spécificité des échanges méridiens exprimée par les analyses synoptiques** (**fig.98 et 102**), **nous défendons l'hypothèse dans cette thèse d'un forçage assuré par la circulation des anticyclones mobiles des basses couches**. La question se pose désormais de savoir quelle intensité ont pu manifester les modes de circulation identifiés à des temps plus éloignés. En ce sens, le Tardiglaciaire, par sa succession abrupte de changements climatiques, constitue une période idéale d'étude.

3.3.4. La variabilité des modes de circulation de l'air polaire pendant le Tardiglaciaire

Afin de déterminer les modes successifs de circulation pendant le Tardiglaciaire et d'évaluer leurs effets sur l'évolution paléoclimatique des surfaces continentales, il est nécessaire d'examiner les facteurs ayant pu contribuer à la variabilité des masses d'air des basses couches. **Dans cette thèse, nous proposons l'hypothèse que les variations de l'insolation journalière aux pôles ainsi que de l'agencement du relief terrestre pendant le Tardiglaciaire ont permis le passage successif d'un mode de circulation à un autre, en interaction avec la circulation inter-hémisphérique des eaux océaniques et le transport des poussières atmosphériques**.

3.3.4.1. Présentation des variables à l'origine des modes successifs de circulation

Du DMG à l'Holocène, la combinaison des paramètres astronomiques annonce l'interglaciaire actuel (BERGER A., 1978 ; LEROUX M., 1993b ; BERGER A. & LOUTRE M.F., 2004) :

- L'excentricité de la Terre est en augmentation constante même si elle diminue légèrement depuis 10 000 cal BP ;
- L'angle d'obliquité de la Terre atteint sa valeur maximale voici 9 000 ans : la surface couverte par les latitudes tropicales augmente donc au détriment des zones polaires ;

- La précession climatique place la Terre en position de périhélie au solstice d'été (aphélie aujourd'hui[169]), à l'origine d'une augmentation de 8% de l'insolation journalière entre l'équinoxe de mars et celui de septembre.

Le Tardiglaciaire würmien s'inscrit donc dans une période d'augmentation continue de l'insolation particulièrement aux latitudes polaires et tempérées. *A contrario*, les variations de l'irradiance dans la zone tropicale sont très faibles au cours des 30 000 dernières années : 0,67 % à la latitude 24°N contre **13 % à la latitude 85°N** (DAVIS O.K., 1988 ; LEROUX M., 1993b). La théorie astronomique ne laisse théoriquement pas présager des variations rapides du climat pendant le Tardiglaciaire.

Pourtant, il ne faut pas ignorer **le rôle capital joué par la précession climatique, à l'origine d'une diminution de l'insolation de 10% entre l'équinoxe de septembre et celui de mars**[170]**.** Initialement introduite par J. CROLL au milieu du XIX^{ème} siècle, l'hypothèse, selon laquelle la quantité d'énergie reçue par les hautes latitudes en hiver déterminait le déclenchement des changements climatiques de l'hémisphère Nord, a été rejetée au début du XX^{ème} siècle par R. SPITALER, E. BRÜCKNER, W. KÖPPEN, A. WEGENER puis par M. MILANKOVITCH, qui optaient plutôt pour l'idée que la saison estivale était déterminante pour expliquer la succession des cycles glaciaire-interglaciaire (BERGER A. & LOUTRE M.F., *op.cit*). Il convient cependant de réexaminer la théorie initiale de J. CROLL, dans le sens où **la précession climatique génère un déficit thermique polaire accentué dans l'hémisphère Nord**, **particulièrement pendant le Tardiglaciaire würmien** (RENSSEN H. & ISARIN R.F.B., 2001). **Les hivers auraient donc été globalement plus froids et les étés plus chauds : les contrastes saisonniers auraient été donc plus marqués**[171], comme le révèlent d'ailleurs les paléotempératures saisonnières. **Le forçage orbital aurait donc été favorable à un mode de circulation rapide des AMP.**

Par ailleurs, **l'englacement et la déglaciation des inlandsis dans l'hémisphère Nord tendent à modifier continuellement la trajectoire des AMP**. En effet, pendant l'extension maximale des glaciers, le bassin arctique est isolé des latitudes « tempérées » par une barrière de glace, épaisse de plusieurs milliers de mètres, dont le seul exutoire est la mer de GIN. Par conséquent, une partie de l'air polaire très froid est confinée au Nord de la calotte américaine (YU Z. & WHRIGHT Jr H.E., 2001), que dévalent des pellicules d'air refroidies par le substratum glaciaire (LEROUX M., 1993b). **La déglaciation des inlandsis génère des ouvertures dans la barrière de glace**, qui constituent aussi bien des ensellements pour les masses d'air que des passages pour les végétaux, les animaux ou même les hommes (CHOI C., 2009).

[169] L'énergie solaire totale reçue sur Terre varie de 6,4 % entre le périhélie et l'aphélie (BERGER A. & LOUTRE M.F., *op.cit*).

[170] Les saisons d'automne et d'hiver deviennent aussi plus longues de quelques jours (BERGER A. & LOUTRE M.F., *op.cit*).

[171] A la latitude 50° N, l'écart de l'irradiance estivale par rapport à l'actuel est passé de +18 W/m² voici 15 000 ans à +34 W/m² voici 11 000 ans. *A contrario*, l'écart de l'insolation hivernale par rapport à l'actuel a chuté de -5 W/m² à -11 W/m².

Le **corridor, qui se forme entre les Rocheuses et le dôme de Keewatin, constitue l'exemple le plus significatif. Des descentes d'air polaire s'y engouffrent à partir de 12 000 ^{14}C BP et exportent l'air arctique très froid et sec** vers les latitudes subpolaires et tempérées, particulièrement pendant le Dryas Moyen (GI-1d), l'oscillation de Killarney (GI-1b) et le Dryas Récent (GS-1). Il s'ensuit **une baisse radicale des températures du mois le plus froid**, comme le traduit la migration méridionale des herbacées arcto-alpines (*Poaceae*, *Artemisia*, *Cyperaceae*) en Amérique du Nord et le déplacement septentrional des taxons de la « forêt-toundra ». Les AMP ont également pu s'introduire par la mer de Baffin, canalisés par les inlandsis Nord-Américains et groenlandais, dont l'altitude dépasse 1500 mètres, et provoquer entre 11 300 et 10 000 ^{14}C BP le refroidissement retranscrit par les données paléoenvironnementales en Nouvelle-Écosse, sur l'île de Terre-Neuve et au nord de la péninsule du Labrador (NASP, 1994). Alors que pendant le DMG et le début du Tardiglaciaire, les anticyclones dévalaient les pentes de l'inlandsis nord-américain pour se diriger vers l'Afrique occidentale, où les vents de secteur Ouest ont profondément influencé les formes d'accumulation éolienne (ROGNON P. & COUDE-GAUSSEN G., 1996), l'ouverture de passages dans la barrière de glace modifie leurs trajectoires et les précipite sur l'Europe occidentale.

La traversée de l'Atlantique Nord par les AMP les confronte pendant le Tardiglaciaire würmien à deux configurations possibles de la circulation thermohaline, qui conditionnent à la fois l'extension de la banquise, la DNA et la formation des eaux profondes.

1) Lors des coups de froid du Tardiglaciaire, les AMP, plus puissants, pourraient être à l'origine d'une diminution de la température des eaux à la surface et de l'extension méridionale de la banquise, à laquelle contribuent également les intrusions d'eau douce provoquées par la déglaciation des inlandsis. Les anticyclones de trajectoire américaine auraient conservé plus facilement leurs caractéristiques initiales lors de leur traversée de l'océan englacé. **Ils auraient donc contribué à véhiculer des conditions froides et sèches en Europe**, **déjà entretenues par les descentes d'AMP en provenance de la Scandinavie. Les vents à la surface auraient été accentués**. **Les situations de blocage se seraient multipliées et auraient favorisé l'établissement d'agglutinations anticycloniques particulièrement accentuées pendant les hivers. Le gradient thermique est prononcé aux latitudes tempérées**, **d'autant plus que le *Gulf Stream* se replie au Sud. Le potentiel précipitable tropical, non affecté par les variations astronomiques de l'insolation, est donc enrichi et facilement mobilisable par des AMP aux trajectoires plus méridiennes. Ils auraient donc déplacé sur leur face avant un air chaud et humide qui se serait déversé sur les surfaces continentales non exposées aux blocages anticycloniques.** L'exemple le plus flagrant se retrouve sur le Nord-Est américain depuis la Floride jusqu'aux Grands Lacs, sur lequel s'établit un couloir dépressionnaire moyen à l'origine des précipitations et des températures saisonnières plus élevées (**fig.104**). Cet air n'est donc pas soufflé par l'alizé maritime caribéen mais est plutôt soulevé par des

AMP puissants à la trajectoire plus méridienne. **L'Eurasie n'est pas exposée à cette configuration aérologique car elle subit les blocages anticycloniques exercés par les AMP américains et scandinaves en Europe occidentale**[172]**, mais aussi par ceux qui s'agglutinent en Sibérie, canalisés par la chaîne de l'Oural.**

2) Lors des épisodes de réchauffements, comme le Bølling ou dans une certaine mesure certains épisodes de l'Allerød, **les AMP, moins puissants, ne parviendraient pas à refroidir la surface de l'Atlantique Nord, d'autant plus que la circulation thermohaline reprend une activité semblable à l'actuel**. **Par conséquent, la DNA restreint la banquise aux latitudes plus septentrionales**. **Les AMP conserveraient plus difficilement leurs caractéristiques thermiques initiales et feraient connaître à l'Europe occidentale un climat plus chaud et plus humide, particulièrement en été, saison pendant laquelle les effets de l'insolation se font le plus sentir**. Le différentiel thermique est moins prononcé aux latitudes tropicales si bien que les flux internes de l'AMP ne pourraient parvenir pas à transporter l'air de manière aussi efficace que pendant les modes de circulation rapide, même si le Nord-Est américain demeure très arrosé.

Le dernier paramètre qui va rétroagir avec la circulation des AMP est l'albédo planétaire, sur lequel jouent la teneur atmosphérique en litho-météores et l'extension spatiale des surfaces englacées. Comme nous l'avons vu précédemment (cf. *partie 3.1.2.3 de ce chapitre*), la concentration atmosphérique en aérosols intervient particulièrement sur la température annuelle moyenne de surface et le volume global de la cryosphère par l'intermédiaire d'**une rétroaction négative pendant les refroidissements**, provoquée par le renvoi du flux irradiant, d'autant plus accentué que s'étalent des inlandsis volumineux et une couverture étendue de glace de mer, et par **une rétroaction positive pendant les réchauffements**, qui accélère le processus de déglaciation des surfaces englacées.

Dans cette thèse est donc **proposée l'hypothèse que les variations de l'albédo planétaire conditionnent la dynamique des AMP, depuis leur genèse, selon un mécanisme d'auto-entretien**. Ainsi, lors d'un mode rapide de circulation, les anticyclones, plus puissants, pourraient soulever sur leur face avant des flux capables de transporter davantage de poussières atmosphériques arrachés par le vent aux surfaces continentales, généralement plus étendues et moins couvertes de végétaux. Les aérosols troposphériques contribuent alors au renvoi du flux irradiant, particulièrement aux latitudes polaires. Les AMP pourraient alors quitter les pôles en étant plus froids et conserver plus facilement leurs caractéristiques thermodynamiques initiales, d'autant plus au contact des inlandsis et/ou de la banquise, qui s'étend jusqu'aux latitudes dites tempérées.

[172] Les situations de blocage anticyclonique n'empêchent cependant pas une accentuation des vents à la surface, notamment pendant la période du Dryas Récent (BRAUER A. *et al*, 2008).

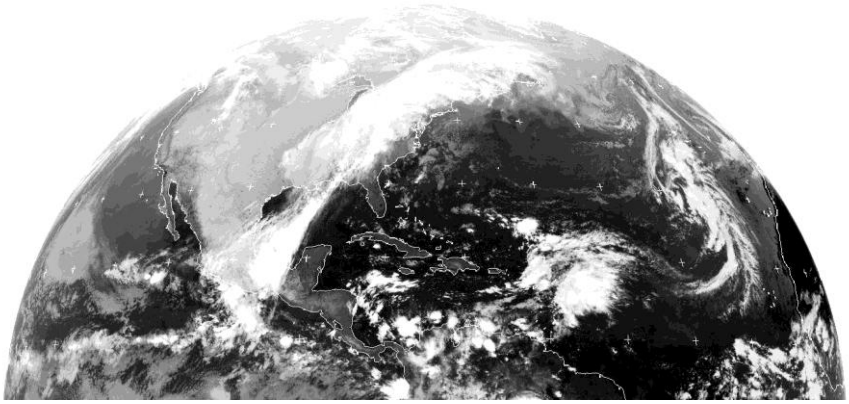


Fig.104 : Advection d'air chaud et humide (d'un point de vue relatif) depuis le golfe du Mexique jusqu'à la péninsule du Labrador par un AMP lors d'une phase de circulation rapide (23-10-2007, 12h UTC, IR)
Sources : EUMETSAT (*http://www.sat.dundee.ac.uk/)*

Cette situation météorologique ressemble fortement à celle qui a du survenir pendant les refroidissements du Tardiglaciaire, lorsqu'était transporté sur la face avant des puissants un flux d'air chaud et humide sur tout le Nord-Est américain depuis le réservoir énergétique tropical.

A contrario, lors d'un mode lent, les flux soulevés par des AMP moins puissants ne peuvent plus assurer la même capacité de transport des litho-météores, d'autant plus que les continents sont généralement peuplés par une végétation plus abondante, qui diminue logiquement le potentiel de formation des aérosols. La rétractation de la banquise aux latitudes polaires aurait également contribué au réchauffement relatif des AMP, qui traversent alors davantage de surface océanique que d'aires englacées : ils ne présentent plus la même capacité thermodynamique à atteindre les latitudes tropicales et transporter le potentiel précipitable vers les pôles.

Le modèle explicatif de l'AMP propose donc une relecture à une échelle globale du rôle de chacune des variables climatiques en accordant la primauté aux masses d'air anticycloniques de surface, dont la dynamique est conditionnée à la fois par les variations de l'insolation journalière, **la superficie et l'épaisseur des inlandsis**, **l'activité de la circulation thermohaline**, **de même que l'albédo planétaire**. Les rétroactions mutuelles de chacun de ces paramètres, dans un contexte de concentration atmosphérique en CO_2 plus faible qu'aujourd'hui (entre 200 et 260 ppmv), permet de mieux comprendre les évolutions bioclimatiques des surfaces continentales, pendant les modes aussi bien rapides que lents de la circulation atmosphérique.

3.3.4.2. Un modèle explicatif en bien meilleure adéquation avec les données paléoenvironnementales

Une des controverses sur le schéma de circulation générale initié par le groupe COHMAP réside dans sa perception lacunaire du déplacement des masses d'air des basses couches ainsi que son inadéquation avec la « réalité » des données paléoenvironnementales. **Or, dans cette thèse, nous avons souhaité que**

l'analyse de l'évolution des paléoenvironnements soit la plus fine possible afin de procéder à une expérimentation précise du modèle de l'AMP pendant la période d'étude.

Les données paléoenvironnementales présentées dans cette étude ont permis de conclure que le Tardiglaciaire würmien voyait se succéder plusieurs épisodes de refroidissement, qui correspondent à autant de modes rapides de circulation. **L'intérêt du modèle AMP est qu'il pourrait permettre de mieux expliquer, aussi bien en Amérique du Nord qu'en Eurasie, un certain nombre des signatures paléoclimatiques de la période d'étude, comme les basses températures qui sévissent en Amérique du Nord sur les sites en bordure de la calotte glaciaire particulièrement en hiver**. Elles seraient la conséquence d'AMP renforcés par le déficit thermique polaire. Ainsi, pendant les épisodes de refroidissement du Tardiglaciaire würmien, on suppose que **les anticyclones auraient pu emprunter deux à trois trajectoires à forte composante subméridienne**. **La première pourrait les voir se déplacer depuis l'inlandsis laurentide jusqu'au Golfe du Mexique**, le long de laquelle les AMP auraient véhiculé en permanence des conditions froides et sèches. Aux latitudes subtropicales[173], ils se seraient réchauffés et agglutinés, soumis à une stratification aérologique accrue de la branche descendante de la cellule de Hadley. C'est ainsi que pourrait s'expliquer pendant le Tardiglaciaire le climat du Sud-Ouest américain, qui se démarque par son ambiance très sèche et chaude notamment pendant le Dryas Récent. *A contrario*, le Sud-Est américain est davantage exposé aux alizés maritimes soufflés depuis l'AA des Açores. **Les AMP auraient pu emprunter une seconde trajectoire depuis la bande littorale à l'Ouest des Rocheuses depuis l'Alaska jusqu'aux Chaînes Côtières**, le long de laquelle ils auraient contribué à l'établissement d'un climat froid et très sec. De la même manière, ils pourraient être à l'origine des *upwellings* fréquents et intenses le long de la côte californienne (HENDY I.L. *et al*, 2002). Au sud du 40ème parallèle de latitude Nord, les conditions plus humides attestent de la déviation des flux humides et chauds par les AMP. **Il se pourrait également qu'une troisième voie ait pu s'ouvrir aux AMP depuis les Provinces Maritimes Canadiennes jusqu'à l'Atlantique Nord**, comme l'attestent les épisodes de refroidissement précoce et sévère sur l'île de Terre Neuve, en Nouvelle-Écosse, au Nord de la péninsule du Labrador et au Sud de l'île de Baffin, pendant l'événement d'Heinrich 1, le Dryas Moyen, l'oscillation de Killarney et le Dryas Récent (NASP, 1994).

Le modèle explicatif de l'AMP permettrait aussi d'expliquer le déplacement méridional des végétaux arcto-alpins et boréaux, en réponse aux descentes d'air polaire en provenance de l'inlandsis ou bien du bassin arctique dès lors que s'ouvre le corridor déglacé (± 12 000 ^{14}C BP).

[173] Pour les besoins de l'étude, l'aire d'étude a été délimitée dans son extension méridionale jusqu'aux latitudes subtropicales. Il est toutefois intéressant de constater que, conformément au modèle de l'AMP, l'Équateur Météorologique a subi, pendant les épisodes de circulation rapide, une translation d'ensemble vers le Sud, comme le constatent HANDIANI D. *et al*, (2012) sur le bassin atlantique tropical pendant l'événement H1.

L'accélération de la circulation aérologique, qui gagne toutes les couches de la troposphère et se manifeste par un dépôt plus important de poussières, notamment dans les grandes plaines du Sud-Ouest (HOLLIDAY V.T., 2000) **s'inscrit également dans une logique de mode de circulation rapide des AMP**. Il est à noter que **la direction de secteur Nord-Ouest des paléo-vents** (MUHS D.R. et BETTIS III E.A., 2000), contraire à celle des flux émis par l'anticyclone thermique (COHMAP, 1988), **se révèle totalement conforme à celle des AMP**, naturellement zonale à composante subméridienne.

Par ailleurs, les précipitations qui se déversent sur le Nord-Est américain depuis la Floride jusqu'aux Grands Lacs ne seraient pas générées par de l'air caribéen en provenance de l'Atlantique Nord. *A contrario*, elles pourraient résulter d'**une déviation vers les hautes latitudes par la dynamique des AMP d'un potentiel précipitable tropical enrichi** de manière radiative et thermodynamique, à la suite à l'augmentation continue de l'insolation dans l'Hémisphère Nord. Il est probable également que l'extension de la banquise dans le bassin atlantique Nord à chaque épisode de ralentissement de la circulation thermohaline ait pu contribuer au repli du *Gulf Stream* dans le bassin océanique Nord-Américain et le Golfe du Mexique, ce qui pourrait expliquer indirectement pourquoi l'Atlantique subtropical Ouest se réchauffe à chaque épisode de refroidissement général (GRIMM E.C. *et al*, 2006). **Les AMP, qui rejoignent plus facilement les basses latitudes pendant les modes de circulation rapide, auraient ainsi contribué à déplacer sur leur face avant un important flux d'énergie sensible et latente, à l'origine des températures relativement plus élevées et des précipitations sous forme de pluie ou de neige**. Les végétaux profitent de ces conditions qui leur sont favorables pour se développer depuis les refuges floridien et appalachien jusqu'aux limites de l'inlandsis dans une configuration bioclimatique très différente de l'actuelle. C'est ainsi que pourrait être interprété l'établissement de *Betula* et de *Picea* à l'Ouest des Grands Lacs, profitant d'un climat relativement plus chaud et humide alors qu'à l'Est, *Pinus* serait le mieux adapté aux conditions froides et sèches imposées par les AMP « canadiens ». **Il se serait donc dressé, à une échelle statistique, un imposant couloir dépressionnaire depuis la Floride jusqu'à la baie d'Hudson, soulevé « en permanence » sur la face avant des AMP** (**fig.103**). **Un constat similaire pourrait s'applique au Nord-Ouest américain** (Alaska, îles Aléoutiennes), qui aurait bénéficié de l'apport de dépressions, déviées depuis la face avant des AMP pacifiques, puis canalisées par le versant occidental des Rocheuses. Les conditions relativement plus clémentes auraient d'ailleurs permis à de nombreux végétaux d'y trouver refuge (AGER T.A. & BRUBAKER L., 1985 ; HANSEN B.C.S. & ENGSTROM D.R., 1996), même pendant les coups de froids les plus violents qui surviennent dans l'espace Nord-Atlantique (KAUFMAN D.S. *et al*, 2010).

Enfin, grâce à ce modèle explicatif, il est également possible de comprendre l'origine de l'avancée glaciaire d'Algonquin pendant le Dryas Récent, provoquée par des échanges méridiens plus intenses, mais aussi la singularité glaciologique du dôme de Foxe. Initialement le moins volumineux de ceux qui

ont composé l'inlandsis Nord-Américain, il est toutefois celui qui est parvenu à résister le plus longtemps au processus de déglaciation (DYKE A.S. & PREST V.K., 1987) car il a été le dôme le mieux alimenté en précipitations neigeuses.

L'Eurasie est soumise pendant quasiment tout le Tardiglaciaire à l'omniprésence d'un climat froid et sec, qui pourrait résulter **de situations incessantes de blocage anticyclonique particulièrement en hiver**. Il est probable que **les AMP de trajectoire américaine aient pu s'agglutiner avec les anticyclones de trajectoire scandinave**, d'autant plus que ces derniers conservent plus facilement leurs caractéristiques thermodynamiques initiales compte tenu de l'extension de la glace de mer. Les basses températures sont donc particulièrement prononcées sur la façade européenne du continent qui borde le front polaire océanique, comme le révèlent les données paléoenvironnementales. **À l'Est de l'Oural**, domaine qui échappe ultra-majoritairement à l'influence océanique, les **AMP russo-sibériens auraient formé des agglutinations sans cesse renouvelées dans la cuvette formée entre les montagnes de l'Oural et les hauts reliefs asiatiques de l'Anatolie aux Monts Verkhoïansk, et imposé des conditions climatiques très rudes, empêchant les phanérophytes de s'établir durablement**. **Les AMP, plus puissants auraient également contribué au transport d'aérosols sur leur face avant depuis la Sibérie jusqu'aux plateaux chinois, à l'origine des dépôts de lœss**, selon une direction Ouest-Est et une fréquence imposées par celles des anticyclones.

De telles conditions ne sont évidemment pas favorables au développement d'une végétation dense, si bien qu'à chaque refroidissement du Tardiglaciaire peuvent être constatés le retour très rapide de la toundra et de la steppe et l'extension du pergélisol discontinu jusqu'à la latitude 50°N**,** particulièrement pendant le Dryas Récent. **Au sud de ce 50ème parallèle s'ensuit cependant un gradient thermique prononcé, qui pourrait refléter la combinaison singulière d'un déficit thermique polaire à l'origine d'AMP plus vigoureux, et d'une augmentation de l'insolation estivale**. La distribution des températures saisonnières pendant le Dryas Récent est à cet égard éloquente, si bien qu'il est possible de subdiviser l'Europe en deux régions climatiques de part et d'autre de la latitude 50°N.

Les modes lents de circulation ne se manifestent pas pendant le Tardiglaciaire avec une évidence semblable à celle de l'Optimum Climatique Holocène (LEROUX M., 1993b ; AMRAOUI L. *et al*, 2011) si bien **que les « interstades » (Bølling, événements GI-1c et GI-1a de l'Allerød) peuvent être considérés comme des phases de circulation semi-rapide des masses d'air**.

Pendant le Bølling, les conditions climatiques sont ainsi particulièrement favorables à un réchauffement des températures et à une augmentation des précipitations annuelles. La précession des équinoxes n'est pas encore dans une configuration capable de déclencher un déficit thermique polaire intense. Le refroidissement hivernal est donc atténué par rapport au DMG ou au Dryas Récent alors que les températures estivales profitent de la hausse continue de l'insolation. **La circulation est ralentie à tous**

les étages de la troposphère et les individus anticycloniques sont affaiblis. Les AMP seraient donc moins froids et moins puissants, même si les descentes d'air polaire auraient continué à être récurrentes particulièrement en Sibérie centrale et orientale.

Par ailleurs, le repli des surfaces englacées continentales et marines (inlandsis, pergélisol, banquise) contribue à accélérer le réchauffement des températures notamment en Europe. Le recul de la banquise vers l'Arctique est particulièrement notable et favorise une circulation de la Dérive Nord Atlantique aux latitudes plus septentrionales. **Les AMP se voient donc imposés de moins bonnes conditions thermodynamiques, qui auraient contribué à l'affaiblissement de leurs caractéristiques initiales dans une proportion qu'il convient encore de déterminer** (TRENBERTH K.E. & CARON J.M., 2001 ; SEAGER R. *et al*, 2002). **Déjà atténués par un déficit thermique polaire moins intense, les masses d'air anticycloniques se seraient donc réchauffées plus rapidement lors de leur traversée de l'Atlantique Nord et du continent européen, si bien que les températures hivernales connaissent une hausse rapide pendant le Bølling (+ 10°C), largement supérieure à celle des MTWA (+ 3°C)**. Les forêts boréales, peuplées essentiellement par *Betula* et *Pinus*, en profitent pour commencer leur colonisation des plaines et plateaux européens au milieu des formations steppiques. **Les effets de ce réchauffement s'atténuent cependant dès lors que les AMP atlantiques pénètrent en Europe centrale et orientale où ils s'agglutinent avec les anticyclones russo-sibériens**, **dont la circulation incessante depuis le bassin arctique garantit un climat froid et sec même pendant le Bølling.**

Pendant l'Allerød, le réchauffement des températures est bien moins prononcé notamment pendant l'événement GI-1a. La zone circumpolaire se refroidit progressivement de même que les latitudes « tempérées » les plus septentrionales alors que le sous-continent asiatique demeure plongé dans des conditions froides et sèches, hormis en Yakoutie où survivent des peuplements de *Betula* et de *Larix.* Les advections d'air chaud et humide contribuent à la déviation du potentiel précipitable tropical pour le déverser sur le bassin méditerranéen, mais aussi le long d'une bande spatiale allant des Alpes françaises à la Pologne dans laquelle se répand *Corylus*. Ailleurs, les précipitations se font plus rares et favorisent l'expansion de *Pinus*. **La circulation atmosphérique entre donc pendant l'Allerød dans un mode de plus en plus rapide**, **animé par des AMP plus puissants, qui préludent au refroidissement du Dryas Récent.**

Le modèle de l'AMP, appliqué à la période du Tardiglaciaire würmien, permettrait donc de discerner deux modes de circulation, un rapide et un autre semi-rapide, dont l'alternance pourrait expliquer la singularité des changements climatiques. Chacun des scenarii proposés permettrait d'expliquer de manière globale la diversité des évolutions paléoenvironnementales en Amérique du Nord et en Eurasie, même si la quantité encore insuffisante des sites d'étude ne permet pas encore de dresser une cartographie précise de la trajectoire des anticyclones depuis le pôle jusqu'au tropique. Le travail proposé s'insère dans la continuité des publications relatives à la théorie de l'AMP, qui se révèle donc en forte adéquation avec la dynamique du climat reconstituée pour la période du Tardiglaciaire.

Conclusions

L'analyse géographique des changements climatiques des surfaces continentales de l'espace Nord-Atlantique pendant le Tardiglaciaire würmien a donc nécessité d'analyser de manière critique tous les facteurs à l'origine du savoir en paléoclimatologie.

Dans un premier temps, il était nécessaire de s'interroger sur les approches qui permettent de reconstituer le climat passé, en l'absence de mesures directes de températures, de précipitations ou de vents. La climato-stratigraphie des sites étudiés devait par ailleurs être suffisamment précise pour autoriser une interprétation fiable des données. C'est pour cela qu'**il a été choisi de procéder à une analyse multicritères détaillée** (*Annexe n°2*) **des atouts et des limites de chacune des localités étudiées, afin de déterminer les sites d'étude qui pourraient autoriser une géovisualisation fiable des données paléoenvironnementales utilisées dans cette thèse (pollens, niveaux lacustres).** Dans un contexte où la communication scientifique intégrale des données paléoclimatologiques les plus récentes n'est pas systématisée, il a été choisi de :

- s'appuyer en partie sur les ressources du *World Data Center for Paleoclimatology*, qui diffuse, via ses bases numériques, des données brutes exploitables sur un indicateur essentiel dans la reconstitution macro-scalaire des évolutions paléoenvironnementales: **les pollens** ;
- **coupler trois méthodes scientifiques de quantification paléoclimatologique** (détection des CIS dans les assemblages ; estimation de l'amplitude climatique ; calcul des probabilités).

Ce choix apporte une innovation dans l'approche des quantifications des paléotempératures, d'autant plus que la géovisualisation des données obtenues livre des reconstitutions en conformité avec celles déjà obtenues avec d'autres méthodes. Le choix de les associer avec un autre indicateur qualitatif (les variations des niveaux lacustres) se révèle à la fois pertinent en Europe, comme l'assure la comparaison avec les travaux de l'équipe MPDB, et innovant en Amérique du Nord, puisqu'un tel travail n'avait encore jamais été réalisé sur cette aire d'étude.

La géovisualisation des données pendant les cinq mille ans que dure le Tardiglaciaire würmien, selon les géochronologies actuelles, a permis **d'opposer plusieurs aires et domaines bioclimatiques en Amérique du Nord**, **mais également de confirmer la singularité des évolutions paléoenvironnementales** pendant cette période. L'enseignement principal est que l'Ouest canadien, caractérisé par l'ouverture et l'élargissement d'un « corridor » déglacé entre les montagnes Rocheuses et le dôme de glace de Keewatin, a été le théâtre de violentes descentes d'air polaire depuis l'« usine à froid » arctique ; elles se révèlent de plus en plus fréquentes à partir de l'Allerød pour atteindre une intensité maximale pendant le Dryas Récent. Consécutivement, le Centre-Est américain, particulièrement la région élargie des Grands Lacs, est fortement influencé par des advections permanentes d'air chaud et humide. Il s'ensuit donc d'importants contrastes bioclimatiques longitudinaux, dans un contexte d'augmentation progressive de l'insolation. Parallèlement, il a été possible de remarquer que la végétation suivait une logique de déplacement méridien en fonction des refroidissements ou réchauffements successifs du Tardiglaciaire. Enfin, les paysages végétaux nord-américains ont souvent affiché une configuration singulière. Il était ainsi fréquent de trouver aux latitudes dites « tempérées » des forêts ouvertes de feuillus, au sein desquelles pouvaient coexister à la fois des herbacées, des résineux et des feuillus.

En Eurasie, l'analyse spatio-temporelle des changements climatiques s'est révélée plus complexe en raison des contraintes imposées dans la communication des données par le WDCP. L'inégale répartition des sites et l'impossibilité d'intégrer pleinement les données ont obligé à recourir à une comparaison systématique avec les travaux de l'équipe MPDB, afin de publier des résultats fiables. La géovisualisation des données informe que le signal climatique est sensiblement différent de part et d'autre de l'Océan Atlantique. Le Dernier Maximum Glaciaire a eu un impact bioclimatique considérable, repoussant les végétaux dans des refuges proches du bassin méditerranéen. Pendant le Tardiglaciaire, les conditions climatiques rigoureuses ont empêché les forêts boréales et mixtes de s'établir durablement en Eurasie. Ce n'est que pendant les périodes les plus favorables du Bølling et de l'Allerød que jaillissent des peuplements plus ou moins denses de *Betula* puis de *Pinus* en Europe, ainsi que de *Betula* et de *Picea* en Asie. La steppe, de même que la toundra buissonnante et arbustive, ont longtemps caractérisé les paysages végétaux et ont, à chaque refroidissement, effectué un retour fracassant au sein des assemblages polliniques.

Suivant une approche temporelle, il est intéressant de constater que **la géochronologie des sites européens et nord-américains est proche de celle des enregistrements groenlandais**, **tout du moins sur la façade atlantique. Le constat est toutefois moins valable dès lors qu'on s'éloigne de l'Océan, particulièrement en Europe centrale et orientale.**

Le synchronisme relatif des géochronologies groenlandaises, nord-américaines et européennes met en avant la position centrale de l'Océan Atlantique. Ce postulat est le fruit, depuis une

trentaine d'années, de recherches internationales en océanographie et en géochimie, qui ont introduit l'idée selon laquelle les variations de la circulation thermohaline (THC ou AMOC dans la terminaison anglo-saxonne) joueraient un rôle crucial dans la détermination des paléoclimats, particulièrement ceux du Tardiglaciaire. Par définition, un changement climatique abrupt survient lorsque des mécanismes géophysiques autorisent son déclenchement, son auto-entretien et sa téléconnexion terrestre (BROECKER W.S., 2003). La circulation des eaux océaniques présente certes l'avantage d'être organisée autour d'une boucle globale aux interactions inter-hémisphériques multiples. De même, chacune des variations climatiques du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène est corrélée à d'importants épisodes de largage d'eau douce dans l'Atlantique Nord. Cependant, le réexamen des trois principales variables à l'origine des changements climatiques du Tardiglaciaire a permis de conclure que :

- **Il est encore impossible de déterminer avec certitude quel mécanisme déclencheur** a pu être à l'origine des changements de température et de précipitation des surfaces continentales. Les principaux enseignements de ce volet de l'étude sont que les relations entre les intrusions d'eau douce dans l'océan, le relèvement global du niveau marin, la formation des eaux profondes et les températures de surface sont encore très difficiles à estimer. De plus, il s'avère que la communauté scientifique ne sait toujours pas identifier l'origine géographique du volume d'eau douce déversé au début du Dryas Récent dans l'Atlantique Nord, depuis la réfutation de l'hypothèse d'une vidange du lac Agassiz (BROECKER W.S. *et al*, 2010).
- **Les mécanismes de téléconnexion reposent encore systématiquement sur la circulation globale des eaux océaniques**. **Pourtant, des travaux de modélisation numérique (fig.85) ont permis de souligner le rôle essentiel joué par les masses d'air dans le transport d'énergie** sous forme de chaleur, démystifiant du même coup le rôle présumé du *Gulf Stream* et de la DNA dans la distribution des températures de l'espace Nord-Atlantique.
- **Le processus d'auto-entretien est théoriquement conditionné par la quantité d'eau douce dans le système océanique, qui peut faire basculer le climat dans un mode hystérésis** en bloquant la formation des eaux profondes lorsqu'elle est déversée en quantité exceptionnelle près des sites connus de convection. Pourtant, il convient de s'interroger sur la réalité physique d'un tel processus. Il est impossible de nier que la formation des eaux profondes a pu être ralentie, notamment pendant l'événement H1, mais est-il réellement possible d'envisager un arrêt de la THC pendant plusieurs siècles dans un système aussi dynamique et complexe que la Terre ?

L'exposé des limites de ce scénario océanocentriste a donc nécessité de réfléchir à d'autres mécanismes pour expliquer les changements climatiques du Tardiglaciaire würmien. **L'hypothèse**

proposée d'un forçage solaire et radiatif ne s'est toutefois pas avérée réellement satisfaisante pour reconstituer la dynamique du climat telle que révélée par les données paléoenvironnementales.

En revanche, il est apparu comme très probable que **la dynamique des masses d'air** était **une composante essentielle dans la détermination du déclenchement, de l'auto-entretien et de la téléconnexion des changements climatiques.** L'examen des principales publications sur la circulation de l'air fait état d'une situation d'impasse conceptuelle, liée à la conception d'une organisation atmosphérique tri-cellulaire, qui ne permet pas de prendre pleinement en compte la dynamique saisonnière, annuelle ou plurimillénaire de la circulation des basses couches. **Une des principales innovations de ce travail a donc été de tenter de sortir de cette impasse par l'expérimentation d'un modèle d'analyse de la circulation générale de l'atmosphère : celui de l'AMP**.

La dynamique des AMP est conditionnée, selon une composante spatio-temporelle, aussi bien par le déficit thermique polaire, l'agencement du relief terrestre, l'activité de la circulation thermohaline que l'évolution de l'albédo planétaire. **La combinaison singulière de ces variables a conduit à la succession de plusieurs modes de circulation pendant le Tardiglaciaire** :

- **un mode rapide pendant les refroidissements**, caractérisé par des AMP plus puissants, qui emprunteraient des trajectoires à forte composante subméridienne, particulièrement en Amérique du Nord. Ils contribueraient ainsi, soit par leurs déplacements ininterrompus soit par des agglutinations anticycloniques qu'ils alimentent, à véhiculer des conditions froides et sèches, à l'origine du déplacement méridional des végétaux arcto-alpins et boréaux. L'ensemble de la circulation atmosphérique aurait été accélérée, comme le prouve l'intensification du transport d'aérosols troposphériques sur la face avant des masses d'air anticycloniques. La circulation générale aurait connu également une translation méridionale de ses principaux individus isobariques (AMP, AA, EM) vers l'équateur géographique. *In fine*, la combinaison d'une circulation générale accélérée des masses d'air, d'une activité réduite de la circulation thermohaline, caractérisée par une extension méridionale de la banquise, et d'une augmentation progressive de l'insolation pendant la durée du Tardiglaciaire würmien contribuerait à expliquer le renforcement du gradient thermique hémisphérique.
- **un mode semi-rapide pendant les réchauffements,** caractérisé par des AMP moins froids et moins puissants. L'atténuation des conditions froides et sèches aurait donc permis une colonisation progressive des végétaux des forêts boréales et mixtes. La circulation aurait été ralentie à tous les étages de la troposphère et les individus anticycloniques affaiblis. L'hypothèse d'une translation septentrionale des principaux centres d'action isobariques est plausible au regard des données paléoenvironnementales. *In fine*, la combinaison d'une circulation générale ralentie des masses d'air, d'une activité plus soutenue de la circulation thermohaline, caractérisée par un repli de la banquise vers les pôles et une circulation sans contrainte du *Gulf Stream* et de la DNA dans l'Atlantique Nord, contribuerait à expliquer le plus faible gradient thermique hémisphérique.

Chacun des scenarii proposés pendant ces phases successives de circulation se révèle en adéquation avec les données paléoenvironnementales, si bien que **le modèle explicatif de l'AMP semble opportun pour proposer une explication globale des changements climatiques pendant le Tardiglaciaire würmien.**

Cette thèse ne peut cependant revendiquer pouvoir expliquer de manière exhaustive l'ensemble des changements climatiques du Tardiglaciaire würmien. Elle présente encore des limites, qui constituent autant de pistes de recherche pour un travail postdoctoral. Elles concernent notamment :

- **la densité et la qualité de la donnée paléoenvironnementale utilisée pour reconstituer les changements climatiques**. Il aurait été nécessaire d'intégrer un nombre plus conséquent de sites d'étude, de haute résolution stratigraphique et mieux datés, pour pouvoir améliorer la géochronologie ainsi que la résolution spatiale de l'analyse et affiner la reconstitution des biomes et des quantifications thermiques et pluviométriques.
- **la variété des indicateurs abiotiques et biotiques**. L'analyse d'**assemblages de coléoptères et/ou de chironomes** aurait permis d'obtenir des quantifications thermiques plus fines sur un pas de temps plus court. L'analyse de la composition isotopique des **spéléothèmes**, de la **dynamique des glaciers de montagne** et **l'interprétation des dépôts éoliens en milieu désertique** auraient également pu apporter une information plus qualitative du signal pluviométrique. Par ailleurs, il aurait été intéressant d'étudier d'autres variables, telles que le GDD (*Growing Degree Day*), qui agit comme une contrainte biogéographique discriminante pour les végétaux, et qu'il n'a pas été possible de quantifier sans recourir aux méthodes statistiques des meilleurs analogues. La possibilité d'utiliser cette dernière application pourrait apporter une dimension micro-scalaire appréciable à l'analyse.
- **une aire d'étude trop restreinte pour comprendre l'ensemble des mécanismes atmosphériques et océaniques en jeu dans les changements climatiques.** L'analyse géochimique des données marines ainsi que les sorties de modèles numériques décrivent aujourd'hui un déphasage thermique océanique, appelé par les océanographes le *bipolar seesaw*. L'hypothèse est proposée selon laquelle les variations climatiques inter-hémisphériques s'inscrivent dans des séquences cycliques asynchrones. Il serait intéressant de pouvoir vérifier si l'ensemble des domaines climatiques de l'Hémisphère Sud répond à cette logique. Cette nouvelle donne ajouterait une contrainte supplémentaire au modèle de l'AMP, qui n'a jamais été expérimenté dans un contexte de déphasage climatique inter-hémisphérique plurimillénaire. Par ailleurs, il est nécessaire de pouvoir mieux étudier les variations des climats tropicaux pendant le Tardiglaciaire würmien, de manière à mieux comprendre la circulation des flux d'alizés et de mousson ou bien la migration de l'Équateur Météorologique. L'hypothèse est aujourd'hui posée que les régions tropicales jouent un rôle amplificateur des changements climatiques de manière très réactive suite aux perturbations de la circulation thermohaline (HANDIANI D. *et al*, 2012). Il pourrait être judicieux d'expérimenter cette hypothèse au regard du modèle de circulation générale de l'AMP.

- **L'absence de périodes de comparaison pour généraliser ou individualiser les singularités paléoclimatiques du Tardiglaciaire würmien.** En ce sens, il pourrait être intéressant d'étudier les autres périodes climatiques qui s'apparentent au Tardiglaciaire würmien. C'est le cas notamment du Tardiglaciaire saalien (135-124 000 BP), qui semble se caractériser également par un déphasage inter-hémisphérique asynchrone semblable à celui du Tardiglaciaire würmien (HOLDEN P.B. *et al*, 2009).

Table des figures

Fig.1 : Enveloppes de calibration datations ^{14}C pour les 26 000 dernières années, d'après le groupe de travail INTCAL **26**

Fig.2 : Représentation des limites connues des nuages de dispersion du *Laacher See Tephra*, du *Vedde Ash* et des téphras du Puy de la Nugère **32**

Fig.3 : Taux d'accumulation des dépôts éoliens (g/m²/an) intégrés dans la base de données DIRTMAP pour la période du DMG **65**

Fig.4 : Reconstitution du volume englacé de l'inlandsis groenlandais pendant l'Eémien, le DMG et l'Actuel **67**

Fig.5 : Reconstitution de la superficie occupée par la glace pendant le DMG, le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène **70**

Fig.6 : Remontée isostatique des continents (mm/an), simulée à partir d'un modèle numérique **71**

Fig.7 : Répartition géographique des données polliniques par sites pour l'étude du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène **75**

Fig.8 : Répartition géographique des sites d'étude renseignant les variations des niveaux lacustres pendant le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène **77**

Fig.9 : Structuration des collections de cartes de l'étude en quatre variables bioclimatiques **78**

Fig.10 : Succession des épisodes climatiques du Tardiglaciaire et de l'Holocène selon la composition isotopique de l'oxygène des couches de glace des carottes NGRIP et GRIP **85**

Fig. 11 : Répartition actuelle des biomes en Amérique du Nord **92**

Fig.12 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (15 000 ^{14}C BP) **95**

Fig.13 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (14 500 ^{14}C BP) **96**

Fig.14 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (14 000 ^{14}C BP) **97**

Fig.15 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (13 500 ^{14}C BP) **98**

Fig.16 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (13 000 ^{14}C BP) **102**

Fig.17 : Comparaison des compositions isotopiques de l'oxygène entre le carottage *ODP Hole 893 A* et le carottage groenlandais GISP2 **103**

Fig.18 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (12 800 ^{14}C BP) **105**

Fig.19 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (12 500 ^{14}C BP) **107**

Fig.20 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (12 300 ^{14}C BP) **108**

Fig.21 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (12 000 ^{14}C BP) **109**

Fig.22 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (11 800 ^{14}C BP) **114**

Fig.23 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (11 500 ^{14}C BP) **116**

Fig.24 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (11 300 ^{14}C BP) **121**

Fig.25 : Gradient Nord-Sud de distribution des températures estivales de surface lacustre de cinq sites du Nouveau-Brunswick et du Maine **123**

Fig.26 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (11 000 ^{14}C BP) **126**

Fig.27 : Distribution de certains genres végétaux pendant le Tardiglaciaire **127**

Fig.28 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (10 800 ^{14}C BP) **131**

Fig.29 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (10 500 ^{14}C BP) **132**

Fig.30 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (10 300 ^{14}C BP) **133**

Fig.31 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Amérique du Nord (10 000 ^{14}C BP) **134**

Fig.32 : Maillage des niveaux lacustres en Amérique du Nord voici 12 000 ans (± 10 300 ^{14}C BP) **137**

Fig.33 : Profil pluviométrique du continent européen entre Nantes et Astrakhan **145**

Fig.34 : Répartition des biomes dans l'Hémisphère Nord à l'Actuel **150**

Fig.35 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (15 000 ^{14}C BP) **153**

Fig.36 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (14 500 ^{14}C BP) **154**

Fig.37 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (14 000 ^{14}C BP) **155**

Fig.38 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (13 500 ^{14}C BP) **156**

Fig.39 : Températures saisonnières en Europe pendant l'événement GS-2a selon une approche couplant données paléoenvironnementales et sorties de modèle **161**

Fig.40 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (13 000 ^{14}C BP) **162**

Fig.41 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (12 800 ^{14}C BP) **163**

Fig.42 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (12 500 ^{14}C BP) **164**

Fig.43 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (12 300 ^{14}C BP) **165**

Fig.44 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (12 000 ^{14}C BP) **166**

Fig.45 : Températures saisonnières en Europe pendant l'événement GI-1e selon une approche couplant données paléoenvironnementales et sorties de modèle **171**

Fig.46 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (11 800 ^{14}C BP) **173**

Fig.47 : Quantifications des MTWA proposée par l'équipe MPDB pour la période 11 800 ^{14}C BP **177**

Fig.48 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (11 500 ^{14}C BP) **179**

Fig.49 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (11 300 ^{14}C BP) **180**

Fig.50 : Quantifications des MTCO proposées par l'équipe MPDB pour la période 11 500 ^{14}C BP **184**

Fig.51 : Quantifications des MTCO proposées par l'équipe MPDB pour la période 11 300 ^{14}C BP **184**

Fig.52 : Quantifications des MTWA proposées par l'équipe MPDB pour la période 11 500 ^{14}C BP **186**

Fig.53 : Quantifications des MTWA proposées par l'équipe MPDB pour la période 11 300 ^{14}C BP **186**

Fig.54 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (11 000 ^{14}C BP) **189**

Fig.55 : Quantifications des MTCO proposées par l'équipe MPDB pour la période 11 000 ^{14}C BP **190**

Fig.56 : Quantifications des MTWA proposées par l'équipe MPDB pour la période 11 000 ^{14}C BP **190**

Fig.57 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (10 800 ^{14}C BP) **193**

Fig.58 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (10 500 ^{14}C BP) **194**

Fig.59 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (10 300 ^{14}C BP) **195**

Fig.60 : Caractéristiques bioclimatiques de l'Eurasie (10 000 ^{14}C BP) **196**

Fig.61 : Distribution passée des modelés périglaciaires en Europe pendant le Dryas Récent **203**

Fig.62 : Quantifications des MTCO proposées par l'équipe MPDB pour la période 10 800 ^{14}C BP **204**
Fig.63 : Quantifications des MTCO proposées par l'équipe MPDB pour la période 10 500 ^{14}C BP **204**
Fig.64 : Quantifications des MTCO proposées par l'équipe MPDB pour la période 10 300 ^{14}C BP **205**
Fig.65 : Quantifications des MTCO proposées par l'équipe MPDB pour la période 10 000 ^{14}C BP **205**
Fig.66 : Températures saisonnières en Europe pendant l'événement GS-1
selon une approche couplant données paléoenvironnementales et sorties de modèle **207**
Fig.67 : Quantifications des MTWA proposées par l'équipe MPDB pour la période 10 800 ^{14}C BP **209**
Fig.68 : Quantifications des MTWA proposées par l'équipe MPDB pour la période 10 500 ^{14}C BP **209**
Fig.69 : Quantifications des MTWA proposées par l'équipe MPDB pour la période 10 300 ^{14}C BP **210**
Fig.70 : Quantifications des MTWA proposées par l'équipe MPDB pour la période 10 000 ^{14}C BP **210**
Fig.71 : Maillage des niveaux lacustres en Eurasie voici 12 000 ans (± 10 300 ^{14}C BP) **214**
Fig.72 : Évolution des températures dans six unités spatiales européennes depuis 12 000 cal BP jusqu'à aujourd'hui,
corrélée à la composition isotopique de l'oxygène de la géochronologie groenlandaise GRIP **216**
Fig.73 : Reconstitution des températures océaniques de surface pendant les hivers boréaux (Février) du DMG
voici 21 000 ans : un des premiers travaux de modélisation climatique. **222**
Fig.74 : Interprétation d'une succession d'événements d'Heinrich à partir des analyses chimiques effectuées
sur la carotte groenlandaise GISP2 et une carotte marine de l'Atlantique Nord (non précisé) **223**
Fig.75 : Impact climatique global d'un événement d'Heinrich **224**
Fig.76 : Représentation schématique de la circulation thermohaline, comparée à la mesure globale
de la salinité des eaux de surface (28 août -28 décembre 2011) **227**
Fig.77 : Déclinaison de la circulation thermohaline nord-atlantique en trois modes connus **230**
Fig.78 : Passage du mode « *switch on* » à « *switch off* » de la THC **232**
Fig.79 : Évolution globale des températures, d'après deux modèles couplés,
suite à un arrêt de la formation de l'EPNA **233**
Fig.80 : Relèvement du niveau marin (m) consécutif à un arrêt de la production de l'EPNA **235**
Fig.81 : Évolution globale de la température moyenne à l'horizon 2100
selon trois scénarios de concentration atmosphérique en CO_2 **237**
Fig.82 : Corrélation des intrusions d'eau douce dans l'Atlantique Nord avec
les changements climatiques des 20 000 dernières années **240**
Fig.83 : Dynamique de la circulation océanique pendant la dernière déglaciation **241**
Fig. 84 : Origine et dispersion dans l'Atlantique Nord des icebergs
à l'origine des débris minéraux pendant la dernière période glaciaire **249**
Fig.85 : Dynamique de la THC reconstituée grâce aux carottages marins TTR-451 et GGC5 **251**
Fig.86 : Variation hivernale des températures simulée grâce au modèle CCM3-AGCM-ML **257**
Fig.87 : Mesure de l'insolation journalière (PW) « au sommet de l'atmosphère »
et de son transport global méridien par l'océan (OT) et l'atmosphère (AT) **258**
Fig.88 : Anomalies thermiques pendant le Dryas Récent calculées par rapport
aux températures moyennes annuelles de l'Allerød selon une compilation de 72 sites haute-résolution **260**
Fig.89 : Analyses spectrales à partir de la méthode de la transformée en ondelettes d'enregistrements
sédimentaires marins et continentaux, pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène **263**
Fig.90 : Conséquences d'une éruption volcanique sur le climat **268**
Fig.91 : Covariation entre les principaux événements climatiques globaux de ces 40 000 dernières années et le VI **271**

Fig.92 : Covariation pendant le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène entre la composition isotopique de l'oxygène et la concentration atmosphérique en aérosols sulfatés (ppb) **273**

Fig.93 : Concentration des particules de calcium dans la carotte glaciaire GISP2 lors des 20 000 dernières années (âge réel) **276**

Fig.94 : Organisation tri cellulaire de la circulation de l'air dans la troposphère **279**

Fig.95 : Géovisualisation du champ de pression de l'hémisphère Nord le 26/10/11 à la hauteur du géopotentiel à 500 hPa par le modèle GFS **282**

Fig.96 : Schémas théoriques de la circulation des masses d'air aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord **287**

Fig.97 : Distribution des températures sur le continent nord-américain lors de la vague de froid de décembre 2009 **290**

Fig. 98 : Déplacement des anticyclones et des dépressions établi de manière systématique à l'aide d'un algorithme informatique pour les mois de janvier, février et mars 1990 (pendant une phase fortement positive de l'ONA) **291**

Fig.99 : Schéma remanié de la circulation générale de l'atmosphère **292**

Fig.100 : Circulation générale de l'atmosphère d'après la théorie de l'A.M.P. **292**

Fig.101 : Reconstitution des paléo-vents ayant soufflé sur les grandes plaines de l'Amérique du Nord en fonction du dépôt des lœss pendant le DMG **296**

Fig.102 : Trajectoire moyenne actuelle des anticyclones dans l'Hémisphère Nord **300**

Fig.103 : Images satellitales et représentation schématique d'un AMP **301**

Fig.104 : Advection d'air chaud et humide depuis le golfe du Mexique jusqu'à la péninsule du Labrador par un AMP lors d'une phase rapide de circulation (23-10-2007, 12h UTC, IR) **307**

Table des tableaux

Tab.1 : Liste des matériaux générant des datations ^{14}C de mauvaise qualité **28**

Tab.2 : Liste des matériaux générant des datations ^{14}C de bonne qualité **29**

Tab.3 : Productivité pollinique de certains taxons d'Europe du Nord **38**

Tab.4 : Liste des CIS **45-47**

Tab.5 : Amplitude climatique moyenne supportée par certains taxons en fonction de leur valeur seuil de présence **48**

Tab.6: Amplitude climatique moyenne supportée par certains taxons en fonction de leur valeur seuil d'abondance **49**

Tab.7 : Ensemble des probabilités de relation entre le pourcentage de présence de certains taxons végétaux et les températures du mois le plus chaud **52**

Tab.8 : Estimation des paléotempératures hivernales nécessaires à la formation et la conservation des principaux modelés périglaciaires **56**

Tab.9 : Amplitude climatique moyenne supportée par certains taxons en fonction de leur valeur seuil de présence **59**

Tab.10: Amplitude climatique moyenne supportée par certains taxons en fonction de leur valeur seuil d'abondance **60**

Tab.11 : Caractéristiques actuelles des principaux domaines climatiques du Grand Nord Canadien **89**

Table des photographies

Photo.1 : *Dryas octopetala* identifiée sur le massif du Mont Blanc (Les Contamines-Montjoie) **81**

Photo.2 : *Ouimet Canyon*, dégagé par les eaux de fonte du Lac Agassiz lors de ses multiples vidanges **245**

Photo.3 : Dispersion des cendres du volcan Eyjafjallajokull (Islande), le 19 Avril 2010. **268**

Bibliographie

AAS G., RIEDMILLER A., 1986 – *Les arbres. Reconnaître et déterminer des feuillus et des conifères d'Europe*. Paris. Ed. Nathan Nature. 254 p.

AGER T.A., BRUBAKER L., 1985 – Quaternary palynology and vegetational history of Alaska. In: BRYANT Jr and HOLLOWAY (eds.): *Pollen records of late Quaternary North American sediments*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, Texas, USA. 353-384.

AHARON P., 2005 – Entrainment of meltwaters in hyperpycnal flows during deglaciation superfloods in the Gulf of Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, **241**, 260-270.

ALLEGRE C.J., MICHARD G., 1973 – *Introduction à la géochimie*. Presses Universitaires de France, 298p.

ALLEN J.R.M., 1996, HUNTLEY B., WATTS W.A., 1996 – The vegetation and climate of northwest Iberia over the last 14,000 years. *Journal of Quaternary Science*, **11** (2), 125-147.

ALLEY R.B., MEESE D.A., SHUMAN C.A., GOW A.J., TAYLOR K.C., GROOTES P.M., WHITE J.W.C., RAM M., WADDINGTON E.D., MAYEWSKI P.A., ZIELENSKI G.A., 1993 - Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature,* **362**, 527-529.

ALLEY R.B., MAYEWSKI P.A., SOWERS T., STUIVER M., TAYLOR K.C., CLARK P.U., 1997 – Holocene climate instability: A prominent widespread event 8 200 yr ago. *Geology*, **25**, 483-486.

ALLEY R.B., CLARK P.U., 1999 – The deglaciation of the northern hemisphere: a global perspective. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, **27**, 149-182.

AMMANN B., TOBOLSKI K., 1983 – Vegetational development during the Late-Würm at Lobsigensee (Swiss Plateau). Studies in the Late Quaternary of Lobsigensee. *Revue de Paléobiologie*, **2** (2), 163-180.

AMRAOUI L., 2010 - Évolution climatique récente en Afrique du Nord-Ouest (Maroc, Mauritanie et leur proche océan entre 1950 et 2008. *Thèse de doctorat de l'Université Jean Moulin Lyon 3 (en cours)*.

ANDERSEN K., SVENSSON A., JOHNSEN S.J., RASMUSSEN S.O., BIGLER M., RÖTHLISBERGER R., RUTH U., SIGGAARD-ANDERSEN M.L., STEFFENSEN J.P., DAHL-JENSEN D., VINTHER B.M., CLAUSEN H.B., 2006 – The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15-42 ka. Part 1: Constructing the time scale. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 3246-3257.

ANDERSON T.W., LEWIS C.F.M., 1992 – Climatic inferences of deglacial drainage changes in southern Canada at 10 to 8 ka suggested by pollen evidence. *Géographie Physique et Quaternaire*, **46**, 255-272.

ANDERSON P., LOZKHIN, A., 1999 – Eastern Siberia and Russian Far East Pollen Database. *http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/text/pollenguide.html*

ANDERSON P., LOZKHIN A., 2002 - *Late Quaternary Vegetation and Climate of Siberia and the Russian Far East (Palynological and Radiocarbon Database)*. North East Science Center, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Magadan, Russie.

ANDERSON R.F., ALI S., BRADTMILLER L.I., NIELSEN S.H.H., FLEISHER M.Q., ANDERSON B.E., BURCKLE L.H., 2009 – Wind-driven upweeling in the Southern Ocean and the deglacial rise in atmospheric CO2. *Science*, **323**, 1443-1448.

ANDERSSON G., 1896 – *Svenska växtvärldens historia*. Stockholm. 106 p.

ANDREEV A.A., KLIMANOV V.A., 1989 - Vegetation and climate history of central Yakutia during Holocene and late Pleistocene. In: *Formirovanie rel'efa, korrelyatnykh otlozhenii i rossypei severo-vostoka SSSR* (Formation of deposits and placers on north-east of the USSR). Magadan, 26-51

ANDREEV A.A., KLIMANOV V.A., SULERZHITSKII L.D., KHOTINSKII N.A., 1989 – Chronology of environmental changes in Central Yakutia during Holocene. In: *Paleoklimaty golotsena i pozdnelednikov'ya* (Paleoclimates of Holocene and late Glacial). Moscow, Nauka, 115-121.

ANDREEV A.A., KLIMANOV V.A., 1991 – Vegetation history and climate change in the interfluve of the Rivers Ungra and Yakozit (the southern Yakutia) in Holocene. *Botanichesky Zhurnal*, **76** (3), 334-351.

ANDREEV A.A., SIEGERT C., KLIMANOV V.A., DEREVYAGIN A.Y., SHILOVA G.A., MELLES M., 2002 – Late Pleistocene and Holocene Vegetation and Climate on the Taymyr Lowland, Northern Siberia. *Quaternary Research*, **57**, 138-150.

ANDREWS J.T., 1998 - Abrupt changes (Heinrich events) in late Quaternary North Atlantic marine environments: a history and review of data and concepts. *Journal of Quaternary Science*, **13**, 3-16.

ANDREWS J.T., 2000 – Icebergs and iceberg rafted debris (IRD) in the North Atlantic: facts and assumptions. *Oceanography*, **13**, 100-108.

ANDRIEU-PONEL V., DE BEAULIEU J.L., PONEL P., ALVITRE M., AMPEL L., BELMECHERI S., BJÖRCK S., BOSCARDIN R., BRULHET J., CHEDDADI R., GANDOUIN E., GUITER F., HOHL V., KERAVIS D., KUKLA G., LALLIER-VERGES E., NICOUD G., PREUSSER F., RIOUAL P., TEXIER D., THOUVENY N., VAN VLIET LANOË B., VERES, VON GRAFENSTEIN U., WOHLFARTH B., 2006 – La séquence climatique continentale des Echets (alt. : 267 m, Ain, France) : état de l'art des études multiproxies menées sur les profils EC1 et EC3 entre la fin du Riss et le Pléniglaciaire würmien. *Colloque international Q5, Le Quaternaire, Limites et Spécificités*. Paris, Février 2006.

ANTOINE P., MUNAUT A.V., LIMONDIN-LOZOUET N., PONEL P., FAGNART J.P., 2002 : Réponse des milieux de fond de vallée aux variations climatiques (Tardiglaciaire et début de l'Holocène), d'après les données du bassin de la Selle (Nord de la France). Processus et bilans sédimentaires. *In* : BRAVARD J.P. & MAGNY M. (éd.), *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*. Errance, Paris, 15-27.

ARGANT J., 1990 - *Climat et environnement au Quaternaire dans le bassin du Rhône, d'après les données palynologiques*. Documents du Laboratoire de Géologie de Lyon, 111, 199 p.

ARKHIPOV S.A., LEVINA T.P., PANYCHEV V.A., 1980 – Palynological characteristics of two Holocene peats from the middle and lower Ob River valley. In: SAKS V.N. (ed.), *Paleopalynology of Siberia*. 123-127.

ASNONG H., 2000 – *Histoire postglaciaire de la végétation, des feux et des niveaux lacustres en Gaspésie, Québec*. Mémoire de maîtrise de l'Université de Montréal. *http://www.geog.umontreal.ca/palyno/asnong/resume_msc.html*

ATKINSON T.C., BRIFFA K.R., COOPE G.R., JOACHIM M.J., PERRY D.W., 1986 – Climatic Calibration of coleopteran data. In: BERGLUND (ed.): *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. New York. Ed. Wiley. 851-859.

AUBERT S., 1990 – *Une transition climatique dans la moyenne vallée du Rhône*. Mémoire de maîtrise de l'Université Jean Moulin Lyon III. 164 p.

AUBERT S., 2007 – *La dynamique du temps et le climat de la Roumanie*. Thèse de doctorat de l'Université Jean Moulin Lyon III. 708 p.

BAGNOLD R.A., 1973 – *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Londres. Ed. Springer, 289 p.

BARBIER E., 2004 – La dynamique du temps et du climat en Amérique centrale. *Thèse de l'Université Jean Moulin Lyon III*. 568 p.

BAKER R.G., 1976 – Late Quaternary vegetation history of the Yellowstone Lake Basin, Wyoming. *United States Geological Survey Professional Paper 729-E*.

BAILEY R.E., 1972 – Late and postglacial environmental changes in northwestern Indiana. *PhD. Dissertation. Indiana University*, Bloomington, Indiana, USA.

BAILLON S., DESCLAUX E., DEFLEUR A., 2008 – Les micro vertébrés (amphibiens, reptiles et micromammifères) de la Baume Moula-Guercy (Soyons, Ardèche) : caractérisation d'une séquence éemienne. *Actes du colloque International Q6 : Biodiversité au Quaternaire*. Montpellier.

BAJC A.F., SCHWERT D.P., WARNER B.G., WILLIAMS N.E., 2000 – A reconstruction of Moorhead and Emerson Phase environments along the eastern margin of glacial Lake Agassiz, Rainy River basin, northwestern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **37** (10), 1335-1353.

BAR-OR R., ERLICK C., GILDOR H., 2008 – The role of dust in glacial-interglacial cycles. *Quaternary Science Reviews*, **27**, 201-208.

BARD E., HAMELIN B., ARNOLD M., MONTAGGIONI L., CABOICH G., FAURE G., ROUGERIE F., 1996 – Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global Meltwater discharge. *Nature*, **382**, 241-244.

BARD E., ROSTEK F., TURON J.L., GENDREAU S., 2000 – Hydrological impact of Heinrich Events in the Subtropical Northeast Atlantic. *Science*, **289**, 1321-1324.

BARD E., 2004 (a) – Le climat peut-il basculer ? *La Recherche*, **373**, 30-37

BARD E., 2004 (b) – Coups de Soleil sut la planète. *Les Dossiers de La Recherche*, **17**, 26-29.

BARD E., ROSTEK F., MENOT-COMBES G., 2004 – A better radiocarbon clock. *Science*, **303**, 1178-1179

BARD E., FRANK M., 2006 – Climate change and solar variability: What's new under the sun? *Earth and Planetary Science Letters*, **248**, 1-14.

BARKER S., DIZ P., VAUTRAVERS M.J., PIKE J., KNORR G., HALL I.R., BROECKER W.S., 2009 – Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature*, **457**, 1097-1103.

BARTHELEMY L., 1976 - Recherches sur les relations entre les pluies polliniques stationnelles et les paysages végétaux avoisinants (Cessières, Aisne, France). *Thèse de Doctorat de 3° cycle en Géographie de l'Université de Paris-X.*

BARTHELEMY L., 1985 - Réflexions sur la répartition du pollen. Conséquences pour l'archéologie. In CNRS Ed. : *Acte des journées du 24-25-26 janvier 1984*. Notes et monographies techniques, Paris, 17, 53-85.

BARTLEIN P.J., ANDERSON K.H., ANDERSON P.M., EDWARDS M.E., MOCK C.J., THOMPSON R.J., WEBB R.S., WEBB III T., WHITLOCK C., 1998 – Paleoclimate simulations for North America over the past 21,000 years: features of the simulated climate and comparisons with paleoenvironmental data. *Quaternary Science Reviews*, **17**, 549-585.

BARTLEY D.D., MORGAN A.V., 1990 – The palynological record of the King's Pool, Stafford, England. *New Phytologist*, **116**, 177-194.

BÂZÂC G., 1983 - Influența reliefului asupra principalelor caracteristici ale climei României [L'influence du relief sur les principales caractéristiques du climat de la Roumanie]. Bucureşti, *Editura Academiei. Române*. 179 p.

BEAUDOUIN A.B., KING R.H., 1990 – Late Quaternary vegetation history of Wilcox Pass, Jasper National Park, Alberta. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **80**, 129-144.

BENSON L.V., BURDETT J.W., KASHGARIAN M., LUND S.P., PHILLIPS F.M., RYE R.O., 1996 – Climatic and Hydrologic Oscillations in the Owens Lake Basin and Adjacent Sierra Nevada, California. *Science*, **274**, 746-748.

BENSON L., BURDETT J., LUND S., KASHGARIAN M., MENSING S., 1997 – Nearly synchronous climate change in the Northern Hemisphere during the last glacial termination. *Nature*, **388**, 263-265.

BEGEOT C., 2000 – Histoire de la végétation et du climat au cours du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène sur le massif jurassien central à partir de l'analyse pollinique et des macrorestes végétaux. *Thèse de l'Université de Franche-Comté*.

BERGER A., 1978 – Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **35** (12), 2362-2367.

BERGER A., LOUTRE M.F., 2003 – A quand la prochaine glaciation ? *La Recherche*, 68, 42-46.

BERGER A., LOUTRE M.F., 2004 – Théorie astronomique des paléoclimats. *Comptes Rendus Géoscience*, **336** (7-8), 701-711.

BIGELOW N.H., BRUBAKER L.B., EDWARDS M.E., HARRISON S.P., PRENTICE I.C., ANDERSON P.M., ANDREEV A.A., BARTLEIN P.J., CHRISTENSEN T.R., CRAMER W., KAPLAN J.O., LOZKHIN A.V., MATVEYEVA N.V., MURRAY D.F., MC GUIRE A.D., RAZZHIVIN V.Y., RITCHIE J.C., SMITH B., WALKER D.A. , GAJEWSKI K., WOLF V., HOLMQVIST B.H., IGARASHI Y., KREMENETSKII K., PAUS A., PISARIC M.F.J., VOLKOVA V., 2003 – Climate change and Arctic ecosystems : Vegetation changes north of 55°N between the last glacial maximum, mid-Holocene, and present. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 11-1 – 11-17.

BIRKS H.H., MATHEWES R.W., 1978 – Late Devensian and early Flandrian pollen and macrofossil stratigraphy at Abernathy Forest, Inverness-shire. *New Phytologist*, **80** (2), 455-484

BIRKS H., GULLIKSEN S., HAFLIDASON H., MANGERUD J., 1996 – New Radiocarbon Dates for the Vedde Ash and the Saksunarvatn Ash from Western Norway. *Quaternary Research*, **45**, 119-127.

BJORCK S., KROMER B., JOHNSEN S., BENNIKE O., HAMMARLUND D., LEMDHAL G., POSSNERT G., RASMUSSEN T.L., WOLHFART B., HAMMER C.U., SPURK M., 1996 - Synchronised terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic. *Science*, **274**, 1155-1160.

BJÖRCK S., WALKER M.J.C., CWYNAR L.C., JOHNSEN S., KNUDSEN K.L., LOWE J.J., WOLFHART B., & INTIMATE Members, 1998 – An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record : A proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science*, **13**, 455-464.

BLAAUW M., WOHLFARTH B., CHRISTEN J.A., AMPEL L., VERES D., HUGHEN K.A., PREUSSER F., SVENSSON A., 2008 – Were last glacial climate events simultaneous between Greenland and Western Europe? *Climate of the Past*, **4**, 1203-1217.

BLUNIER T., SCHWANDER J., STAUFFER B., STOCKER T., DÄLLENBACH A., INDERMÜHLE A., TSCHUMI J., CHAPPELLAZ J., RAYNAUD D., BARNOLA J.M., 1997 – Timing of the ACR and the atmospheric CO_2 increase with respect to the YD event. *Geophysical Research Letters*, **24** (21), 2683-2686.

BLUNIER T., BROOK E.J., 2001 – Timing of Millennial-Scale Climate Change in Antarctica and Greenland during the Last Glacial Period. *Science*, 291, 109-112.

BOES X., LOUTRE M.F., DE BATIST M., FAGEL N., 2006 – Datation et calibrage des changements climatiques de la transition Pléistocène/Holocène en Amérique du Sud à partir de sédiments lacustres laminés. *Colloque Q5 : Le Quaternaire, Limites & Spécificités*. Paris.

BOHNCKE S., VANDENBERGHE J., HUIJZER A.S., 1993 – Periglacial environments during the Weichselian Late Glacial in the Maas valley. *Geologie en Mijnbouw*, **72**, 193-210.

BONAN G., LEVIS S., KERGOAT L., OLESON K.W., 2002 – Landscapes as patches of plant functional types: An integrating concept for climate and ecosystem models. *Global Biogeochemical Cycles*, **16** (2), 5-1 – 5-18

BOND G., BROECKER W.S., JOHNSEN S., MC MANUS J., LABEYRIE L., JOUZEL J., BONANI G., 1993 – Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, **365**, 143-147.

BOND G., SHOWERS W., CHEZEBY M., LOTTI R., ALMASI P., DE MENOCAL P., PRIORE P., CULLEN H., HADJAS I., BONANI G., 1997 - A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, **278**, 1257-1266.

BOND G., KROMER B., BEER J., MUSCHELER R., EVANS M.N., SHOWERS W., HOFFMANN S., LOTTI-BOND R., HADJAS I., BONANI G., 2001 – Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During The Holocene. *Science*, **294**, 2130 – 2136.

BOYER-KLEIN A., 1984 - Analyses polliniques cantabriques au Tardiglaciaire. *Revue de Paléobiologie* (volume spécial), 33-39.

BRAUER A., HAUG G.H., DULSKI P., SIGMAN D.M., NEGENDANK J.F., 2008 – An abrupt wind shift in western Europe at the onset of the Younger Dryas cold period. *Nature Geoscience*, **1**, 520-523.

BRAVARD J.P., 1992 - Les rythmes d'évolution morphologique des vallées françaises au Tardiglaciaire et à l'Holocène. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, **3**, 207-223.

BRAVARD J.P., 1997 - Géo-archéologie des vallées alluviales de Rhône-Alpes depuis le Tardiglaciaire. Dynamique du paysage. In : Entretiens en géoarchéologie, table ronde tenue à Lyon les 17 et 18 novembre 1995. *Documents d'archéologie en Rhône-Alpes*, **15**, 129-150.

BROECKER W.S., PEETET D.M., RIND D., 1985 - Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature*, **315**, 21-26.

BROECKER W.S., DENTON G.H., 1989 - The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**, 2465-2501.

BROECKER W.S., 1992 – Defining the boundaries of the late-glacial isotope episodes. *Quaternary Research*, **38**, 135-138.

BROECKER W.S., 1997 - Thermohaline Circulation, the Achilles Heel of our climate system: Will man-made CO_2 upset the current balance? *Science,* **278**, 1582-1588.

BROECKER W.S., 1998 – Paleocean circulation during the last deglaciation: a bipolar seesaw? *Paleoceanography*, **13**, 119-121.

BROECKER W.S., 2003 – Does the Trigger for Abrupt Climate Change Reside In the Ocean or In the Atmosphere? *Science*, **300**, 1519-1522

BROECKER W.S., 2006 – Was the Younger Dryas Triggered by a Flood? *Science*, **312**, 1146-1148

BROECKER W.S., DENTON G.H., EDWARDS R.L., CHENG H., ALLEY R.B., PUTNAM A.E., 2010 – Putting the Younger Dryas cold event into context. *Quaternary Science Reviews*, **29**, 1078-1081.

BRYANT Jr V.M., 1977 – A 16, 000 year pollen record of vegetational change in central Texas. *Palynology*, **1**, 143-156.

BRYSON R.A., 2006 – The Volcanic Record and Climatic Cycles. *CCNet*, 169(06): 7.

BOULTON G.S., JONES A.S., CLAYTON K.M., KENNING M.J., 1977 – A British ice-sheet model and patterns of glacial erosions and deposition in Britain. In SHOTON R.W. (ed.): *British Quaternary Studies: Recent advances*. Oxford. Ed. Clarendon Press. 321-346.

CAHALAN R.F., WEN G., HARDER J.W., PILEWSKIE P., 2010 – Temperature responses to spectral solar variability on decadal time scale; *Geophysical Research Letters*, **37**, 768-785.

CAMPBELL I.D., CAMPBELL C., APPS M.J., RUTTER N., BUSH A.B.G., 1998 - Late Holocene 1500 yr climatic periodicities and their implications. *Geology*, **26** (5), 471-473.

CATHPOLE A.J.W., FAURER M.A., 1983 – Summer ice in Hudson straits, 1751-1870. *Climatic Change*, **5** (2), 115-139.

CAUSSE C., 2000 - Les spéléothèmes : précieuses archives des paléoenvironnements continentaux. http://ww.cnrs.fr/cw/dossiers/rechfran/4theme/paleo/speleothemes/html

CHEDDADI R., LAMB H.F., GUIOT J., VAN DER KAARS S., 1998 – Holocene quantitative change in Morocco: a quantitative reconstitution from pollen data. *Climate Dynamics*, **14**, 883-890.

CHOI C., 2009 – Did Mammoths Vanish Before During and After Humans arrived? http://www.scientificamerican.com/article.cfm?id=lost-giants-did-mammoths

CLARK P.U., LICCIARDI J.M., MAC AYEAL D.R., JENSON J.W., 1996 - Numerical reconstruction of a soft-bedded Laurentide Ice Sheet during the Last Glacial Maximum. *Geology*, **24** (8), 679-682.

CLARK P.U., ALLEY R.B., POLLARD D., 1999- Northern Hemisphere Ice-Sheet Influences On Global Climate Change. *Science*, **286**, 1104-1111.

CLARK P.U., MARSHALL S.J., CLARKE G.K.C., HOSTETLER S.W., LICCIARDI J.M., TELLER J.T., 2001 – Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciation. *Science*, **293**, 283-287.

CLARK P.U. 2005 – Is There a Record of a Northern Hemisphere Source for Meltwater Pulse 1A? *Eos Trans. AGU*, **86** (52). Fall Meeting Supply, Abstract C11B-01.

CLARKE G.K.C., LEVERINGTON D.W., TELLER J.T., DYKE A.S., 2004 – Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8,200 cold event. *Quaternary Science Reviews*, **23**, 389-407.

CLAUSSEN M., GANOPOLSKI A., BROVKIN V., GERSTENGARBE F.W., WERNER P., 2003 – Simulated global-scale response of the climate system to Dansgaard/Oeschger and Heinrich events. *Climate Dynamics*, 21, 361-370.

CLERC J., 1985 – Première contribution à l'étude de la végétation tardiglaciaire et holocène du piémont dauphinois. *Documents de cartographie écologique*, **28**, 65-83.

CLIMAP project members, 1976 - The surface of the Ice-Age Earth. *Science*, **191**, 1131-1137.

CLIMAP project members, 1981 – Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. *Geological Society of America*, *Map and Chart Series*, 1-18.

CLIMAP project members, 1984 – The last interglacial ocean. *Quaternary Research*, **21**, 123-224.

COHMAP members, 1988 - Climatic changes of the last 18, 000 years. Observations and model simulations. *Science*, **241**, 1043-1052.

COHMAP members, 1994 – *Oxford Lake Levels Database*. IGBP PAGES/WDCA Data Contribution Series #: 94-028. *ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/paleolimnology/lakelevels/oxford*

COLE-DAI J., FERRIS D., LANCIKI A., SAVARINO J., THIEMENS M.H., 2009 – Cold decade (AD 1810-1819) caused by Tambora (1815) and another (1809) stratospheric volcanic eruption. *Geophysical Research Letters*, **36**, L22703, doi: 10.1029/2009GL040882.

COLLUCI S.J., 1976 – Winter cyclone frequencies over the eastern United States and adjacent western Atlantic, 1964-1973. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **57** (5), 548-553.

COMBY J., 1993 – Déficit pluviométrique en France au cours de l'hiver 1992-1993. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **6**, 57-68.

COMBY J., 1994 – Evolution des températures de surface dans le couloir Saône-Rhône. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **7**, 279-286.

COMBY J., 1998 – Les paroxysmes pluviométriques dans le couloir rhodanien. *Thèse de l'Université Jean Moulin Lyon III*. 668 p.

COOPE G.R., LEMDHAL G., LOWE J.J., WALKLING A., 1998 – Temperature gradients in northern Europe during the Last Glacial-Holocene transition (14-9 14C kyr BP) interpreted from coleopteran assemblages. *Journal of Quaternary Science*, **13**, 419-433.

COUCHOUD L, 2008 a) Les spéléothèmes, archives des variations paléoenvironnementales. *Quaternaire*, **19** (4), 255-274.

COUCHOUD I., 2008 b) – Les isotopes stables de l'oxygène et du carbone dans les spéléothèmes : des archives paléoenvironnementales. *Quaternaire*, **19** (4), 275-291.

COUR P., ROUSSEAU D.D., DUZER D., CHUINE I., 1995 – Processus explicatifs des changements de végétation intervenus depuis 140 000 ans en Europe occidentale au voisinage de 48° de latitude nord. *Quaternaire*, **6** (2) 107-117

COUTARD S., DUCROCQ T., LIMONDIN-LOZOUET N., BRIDAULT A., LEROYER C., ALLENET G., PASTRE J.F., 2010 – Contexte géomorphologique, chronostratigraphique et paléoenvironnemental des sites mésolithiques et paléolithiques de Warluis dans la vallée du Thérain (Oise, France). *Quaternaire*, 21 (4), 357-385.

CRAIG H., 1961 – Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, **133**, 1833-1834.

CRUCIFIX M., BRACONNOT P., HARRISON S.P., OTTO-BLIESNER B., 2005 – Second phase of Paleoclimate Intercomparison Project, *EOS Trans. AGU*, **86** (28), 264.

DANSGAARD W., JOHNSEN S.J., MØLLER J., LANGWAY JR CC., 1969 – One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland Ice Sheet. *Science*, **166**, 377-380.

DANSGAARD W., WHITE J.W.C., JOHNSEN S.J., 1989 - The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature*, **339**, 532-533.

DANSGAARD W., JOHNSEN S.J., CLAUSEN H.B., DAHL-JENSEN D., GUNDESTRUP N.S., HAMMER C.U., HVIDBERG C.S., STEFFENSEN J.P., SVEINBJORNSDOTTIR A.E., JOUZEL J., BOND G., 1993 – Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice core record. *Nature*, **364**, 218-220.

DAVID F., FARJANEL G., JOLLY M.P., 2000 - Enregistrement de l'histoire de la végétation tardiglaciaire et holocène dans un grand lac : le lac d'Annecy. *Géographie physique et Quaternaire*, **54** (1), 91-103.

DAVIS R.B., BRADSTREET T.E., STUCKENRATH Jr. R., BORNS Jr. H.W., 1975 – Vegetation and associated environments during the past 14,000 years near Moulton Pond, Maine. *Quaternary Research*, **5**, 436-465.

DAVIS M.B., 1981 – Outbreaks of forest pathogens in Quaternary history. *Proceedings of the IV International Palynological Conference Lucknow (1976-1977)*, **3**, 216-227.

DAVIS B.A.S., BREWER S., STEVENSON A.C., GUIOT J., Data contributors, 2003 - The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews*, **22**, 1703-1716.

DAVIS O.K., 1988 – The effect of latitudinal variations of insolation maxima on desertification during the late Quaternary. *Proceedings of the first IGCP 252/UNESCO (Fuerteventura)*, 41-58.

DAVIS O.K., 1990 – Caves as sources of biotic remains in arid western North America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **76**, 331-348.

DAWSON A.G., 1977 – A fossil lobate rock glacier in Jura. *Scottish Journal of Geology*, **13**, 37-42.

DE ANGELIS M., BARKOV N.I., PETROV V.N., 1987 - Aerosol concentrations over the last climatic cycle (160 kyr) from an Antarctic ice core. *Nature*, **325**, 318-321.

DE BEAULIEU J.L., 1977 – Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des Alpes méridionales françaises. *Thèse de l'Université d'Aix-Marseille*. 358 p.

DE BEAULIEU J.L., COUTEAUX M., PONS A., REILLE M., TRIAT- LAVAL H., 1984 - Première approche d'une histoire post-würmienne de quelques taxons arboréens dans le sud-est de la France. *Revue de Paléobiologie*, volume spécial, 11-24.

DE BEAULIEU J.L., REILLE M., 1984 – A long Upper Pleistocene pollen record from Les Echets, near Lyon, France. *Boreas*, **13**, 111-132.

DE BEAULIEU J.L., PONS A., REILLE M., 1991 - La végétation du Massif Central depuis 15 000 ans. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, **1** (9), 1-10.

DEBRET M., BOUT-ROUMAZEILLES V., GROUSSET F., DESMET M., MAC MANUS J.F., MASSEI N., SEBAG D., PETIT J.R., COPARD Y., TRENTESAUX A., 2007 – The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North- Atlantic records. *Climate of the Past*, **3**, 569-575.

DECONINCK J.F., 2006 – *Paléoclimats ; L'enregistrement des variations climatiques*. Paris, Société Géologique de France. Coll. « Interactions ». 198 p.

DE KLERK P., 2004 – Confusing concepts in Lateglacial stratigraphy and geochronology: origin, consequences, and conclusions (with special emphasis on the type locality Bøllingsø). *Review of Palaeobotany and Palynology*, **129**, 265-298.

DELCOURT H.R., 1979 – Late Quaternary vegetation history of the eastern Highland Rim and adjacent Cumberland Plateau of Tennessee. *Ecological Monographs*, **49**, 255-280.

DELCOURT P.A., DELCOURT H.R., BRISTER R.C., LACKEY L.E., 1980 – Quaternary vegetation history of the Mississippi embayment. *Quaternary Research*, **13**, 111-132.

DELCOURT H.R., DELCOURT P.A., SPIKER E.C, 1983 – A 12, 000-year record of forest history from Cahaba Pond, St Clair County, Alabama. *Ecology*, **64**, 874-887.

DELECLUSE P., 2002 - Quand le tapis roulant a des ratés. *La Recherche*, Hors Série La Mer Juillet – Août, 42-45.

DELHON C., THIEBAULT S., BROCHIER J.L., BERGER J.F., 2010 – Dynamiques de végétation au Tardiglaciaire et à l'Holocène ancien en moyenne vallée du Rhône d'après les données anthracologiques. *Quaternaire*, **21** (3), 281-295.

DEMANGEOT J., 1998 – *Les milieux « naturels » du globe*. Paris. Ed. Armand Colin. Coll. U. 337p.

DENTON G.H., BROECKER W.S., ALLEY R.B., 2006 – The mystery interval 17,5 to 14,5 kyr ago. *PAGES news,* **14**, 14-16.

DE SALABERT C., 2007 – Des courts-circuits dans le courant circumpolaire antarctique modifient la modélisation du climat. *http://recherchespolaires.veille.inist.fr/spip.php?article68*

DESBRUYERES D., 2009 – L'évolution de la Circulation Thermohaline en Atlantique nord depuis les données altimétriques. *Mémoire de Master de l'Université de Bretagne Occidentale*. 38 p.

DE VERNAL A., HILLAIRE-MARCEL C., BILODEAU G., 1996 – Reduced meltwater outflow from the Laurentide ice margin during the Younger Dryas. *Nature*, **381**, 774-777.

DIJKSTRA T.A., JANSSEN C.R., MIDDELKOOP H., SALOME A.I., 1990 - Observations concerning the extent and chronology of the Late-Glacial deglaciation stages in the Southern French Alps on the basis of two pollen diagrams. *Quaternaire*, **2**, 123-137.

DOUGUEDROIT A., DE SAINTIGNON M.F., 1984 - Les gradients de températures et de précipitations en montagne. *Revue de Géographie Alpine*, **72** (2-3), 225-239.

DOWDESWELL J.A., ELVERHOI A., ANDREWS J.T., HEBBELN D., 1999 – The production of ice-rafted (Heinrich) layers, ice-stream stability and large-scale glacial sedimentation in the North Atlantic and Nordic Seas. *Nature*, **400**, 348-351.

DUDOK DE WIT T., 2008 – L'atmosphère sous ultraviolets. *La Recherche*, **425**, 38-40.

DUPLESSY J.C., SHACKLETON N.J., MATTHEWS R.K., RUDDIMAN W.F., CARALP M., HENDY C.H., 1984 – ^{13}C record of benthic foraminifera in the last interglacial period: implications for the carbon cycle and the global deep water circulation. *Quaternary Research*, 21, 225-243.

DUPLESSY J.C., RUDDIMAN W., 1984 - La fonte des calottes glaciaires. *La Recherche*, **156**, 807-818.

DUPLESSY J.C., LABEYRIE L., ARNOLD M., PATERNE M., DUPRAT J., VAN WEERING T.C.E, 1992 - Changes in surface salinity of the North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Nature*, **358**, 485-487.

DUPLESSY J.C., 1997 - Vers un refroidissement de l'Europe ? *La Recherche*, **295**, 52-57.

DUPLESSY J. C., MOREL P., 2000 - *Gros temps sur la planète*. Paris. Ed. Odile Jacob, 296p.

DUPLESSY J.C., 2002 - L'évolution des climats. *Pour la Science*, **300**, 76-79.

DUPLESSY J.C., 2004 – La circulation globale de l'océan et ses variations dans le passé. *C.R. Géoscience*, **336**, 657-666.

DUTTON E.G., CHRISTY J.R., 1992 – Solar radiative forcing at selected locations and evidence for global lower troposphere cooling following the eruptions of El Chichon and Pinatubo. *Geophysical Research Letters*, **19**, 2313-2316.

DYKE A.S., PREST V.K., 1987 - Paleogeography of northern North America, 18 000 – 5000 years ago; *Geological Survey of Canada*, Map 1703A, scale 1:12 500 000.

DYKE A.S., ST ONGE D.A., SAVELLE J.M., 2002 - Younger Dryas and Preboreal end moraines, readvances, and recession rates, western Canadian Arctic. *Geological Society of America. 2002 Denver Annual Meeting*. *http://gsa.confex.com/gsa/2002AM/finalprogram/abstract_39504.htm*

DYKOVSKI C.A., EDWARDS R.L., CHENG H., YUAN D., CAI Y., ZHANG M., LIN Y., QING J., AN Z., REVENAUGH J., 2005 – A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon from Dongge Cave, China. *Earth and Planetary Science Letters*, **233**, 71-86.

EASTERBROOK D.J., 2002 – Implications of Younger Dryas Glacial Fluctuations in the Western U.S., New Zealand, and Europe. *Geological Society of America. 2002 Denver Annual Meeting*. *http://gsa.confex.com/gsa/2002AM/finalprogram/abstract_45494.htm*

EDWARDS M.E., ANDERSON P.M., BRUBAKER L.B., AGER T.A., ANDREEV A.A., BIGELOW N.H., CWYNAR L.C., EISNER W.R., HARRISON S.P., HU F.S., JOLLY D., LOZKHIN A.V., MACDONALD G.M., MOCK C.J., RITCHIE J.C., SHER A.V., SPEAR R.W., WILLIAMS J.W., YU G., 2000 – Pollen-based biomes for Beringia 18,000, 6000 and 0 14^{C} yr BP. *Journal of Biogeography*, **27**, 521-554.

EDWARDS T.L., CRUCIFIX M., HARRISON S.P., 2007 – Using the past to constrain the future; how the palaeorecord can improve estimates of global warming. *Progress in Physical Geography*, **31**(5), 481-500.

ELENGA H., PEYRON O., BONNEFILLE R., JOLLY D., CHEDDADI R., GUIOT J., ANDRIEU V., BOTTEMA S., BUCHET G., DE BEAULIEU J.L., HAMILTON A.C., MALEY J., MARCHANT R., PEREZ-OBIOL R., REILLE M., RIOLLET G., SCOTT L., STRAKA H., TAYLOR D., VAN CAMPO E., VINCENS A., LAARIF F., JONSON H., 2000 – Pollen – based biome reconstruction for southern Europe and Africa 18, 000 yr BP. *Journal of Biogeography*, **27**, 621-634.

ELIAS S.A., ANDERSON K., ANDREWS J.T., 1996 – Late Wisconsin climate in the northeastern United States and southeastern Canada, reconstructed from fossil beetle assemblages. *Journal of Quaternary Science*, **11**, 417-421.

ELVERHOI A., **FJELDSKAAR W., SOLHEIM A., NYLAND-BERG M., RASSWURM L., 1993** – The Barents Sea Ice Sheet – a model of its growth and decay during the last ice maximum. *Quaternary Science Reviews*, **12**, 863-873.

EMONSTPOHL A.F., VERMEERSCH D., 1991 - Premier exemple d'une succession Bølling-Dryas II – Allerød en Picardie (Famechon, Somme). *Quaternaire*, **2**, 17-25.

EPICA Community Members, 2006 – One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature*, **444**, 195-198.

ESTIENNE P., GODARD A., 1970 (réédition 1998) - *Climatologie*. Paris. Ed. Armand Colin, Coll. U Géographie. 368 p.

EVIN J., 1992 - La datation par le radiocarbone en géologie et en archéologie. Fiabilité de la méthode selon l'origine et l'état des matériaux. *Documents du Laboratoire de Géologie de Lyon*, **122**. 99 p.

Faculté des Sciences de la Vie et de la Terre de la 'Vrije Universiteit' d'Amsterdam, 2005 - *Multi Proxy Database*.

FAIRBANKS R.G., 1989 - A 17 000 year glacio- eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. *Nature*, **342**, 637-642.

FAIRBANKS R.G., MORTLOCK R.A., CHIU T.C., CAOL L., KAPLAN A., GUILDERSON T.P., FAIRBANKS T.W., BLOOM A.L., 2005 – Marine Radiocarbon Calibration Curve Spanning 10 000 to 50 000 years BP based on paired 230^{TH}/234U/238/U and 14C dates on Pristine Corals. *Quaternary Science Reviews*, **24**, 1781-1786.

FAUQUETTE S., SUC J.P., GUIOT J., DINIZ F., FEDDI N., ZHENG Z., BESSAIS E., DRIVALIARI A., 1998a – Végétation et climat en Méditerranée occidentale au Pliocène basal (5,32 – 5 ma) d'après les données polliniques. *Ecologia mediterranea*, **24** (1), 89-100.

FAUQUETTE S., GUIOT J., SUC J.P., 1998b – A method for climatic reconstruction of the Mediterranean Pliocene using pollen data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **144**, 183-201.

FAURE G., 1977 – *Principles of isotope geology*, J. WILEY & Sons, New York, 464 p.

FAVRE A., GERSHUNOV A., 2006 – Extra-tropical cyclonic/anticyclonic activity in North-Eastern Pacific and air temperature extremes in Western North America. *Climate Dynamics*, **26**, 617-629.

FLEITMANN D., BURNS S.J., MANGINI A., MUDELSEE M., KRAMERS J., VILLA I., NEFF U., AL-SUBBARY A.A., BUETTNER A., HIPPLER D., MATTER A., 2007 – Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra). *Quaternary Science Reviews*, **26**, 170-188.

FLOHN H., KAPALA A., KNOCHE H.R., MACHEL H., 1990 - Recent changes in tropical water and energy budget of midlatitudes circulations. *Climate Dynamics*, **4**, 237-252.

FONTES J.C., COQUE R., DEVER L., FILLY A., MAMOU A., 1983 – Isotopic paleohydrology of Wadi el Akarit (Southern Tunisia) during the Late Pleistocene and Holocene. Palaeogeography*, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 43 (1-2), 41-62.

FONTUGNE M., 2004 – Les derniers progrès du calibrage des âges radiocarbone permettent-ils une révision des chronologies entre 25 et 50 000 ans BP ? *Quaternaire*, **15** (3), 245-252.

FORMAN S.L., INGOLFSSON O., GATAULLIN V., MANLEY W.F., LOKRANTZ H., 1999 – Late Quaternary stratigraphy of western Yamal Peninsula, Russia: new constraints of the Eurasian ice sheet. *Geology*, **27**, 807-810.

FRANCOU B., **VINCENT C., 2007** – *Les glaciers à l'épreuve du climat*. Paris. Ed. Belin. 274p.

FRENZEL B., PECSI M., VELICHKO A.A., 1992 – *Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironnements of the Northern Hemisphere*. Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, Budapest, Gustav FISCHER Verlag, Stuttgart.
http://www.pangaea.de/PHP/hs.php?s=Maps&d=Paleoatlas&t=Paleoatals&ID=58194

FRIEDRICH M., **REMMELE S., KROMER B., HOFMAN J., SPURK M., KAISER K.F., ORCEL C., KÜPPERS M., 2004** – The 12, 460 year Hohenheim Oak and Pine tree-ring chronology from Central Europe – a unique annual record for radiocarbon calibration and paleoenvironnement reconstructions. *Radiocarbon*, **46** (3), 1111-1122.

FRIIS-CHRISTENSEN E., LASSEN K., 1991 – Length of the solar cycle: an indicator of solar activity closely associated with climate. *Science*, **254**, 698-700.

FRÖHLICH C., 2009 – Evidence of a long-term trend in total solar irradiance. *Astronomy & Astrophysics*, **501** (L27-L30), 769-785.

GACHON P., 1990 - Evolutions climatiques et paléoenvironnements dans le couloir rhodanien au Pléistocène supérieur et à l'Holocène. *Mémoire de Maîtrise de l'Université Jean Moulin Lyon III*., Lyon, 200 p.

GANDOUIN E., FRANQUET E., VAN VLIET LANOË B., 2005 – Chironomids (Diptera) in river floodplains : their status and potential use for palaeoenvironmental reconstruction purposes. *Archiv für Hydrobiologie*, **162**, 511-534.

GANOPOLSKI A., RAHMSTORF S., PETOUKHOV V., CLAUSSEN M., 1998 – Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity. *Nature*, **391**, 351-356.

GANOPOLSKI A., RAHMSTORF S., 2001 – Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature*, **409**, 153-158

GARBA Z., DURAND A., LANG J., 1995 - Enregistrement sédimentaire de l'activité éolienne et de l'aridité pendant la transition Tardiglaciaire/Holocène à la limite Sahara/Sahel (Termit, bassin du lac Tchad). *Quaternaire*, **6** (2), 91-98.

GASSE F.2000 – Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, **19**, 189-211.

GENNETT J.A., BAKER R.G., 1986 – A Late Quaternary pollen sequence from Blacktail Pond, Yellowstone National Park, Wyoming, USA. *Palynology*, **10**, 61-71.

GISS (Goddard Institute For Spatial Studies), 2002 – *Younger Dryas Paleoclimate Data* *http://gcmd.gsfc.nasa.gov/records/GCMD_EARTH_LAND_GISS_Paleocl_Dryas1.html*

GODARD A., TABEAUD M., 1993 - *Les climats, mécanismes et répartitions*. Ed. Armand Colin, Coll. Cursus, Paris, 191 p.

GODARD A., ANDRE M.F., 1999 – *Les milieu polaires*. Paris. Ed. Armand Colin. Coll. U. 451 p.

GREVE R., 2008 – Introduction to Global Warming. Cryosphere (including sea level) and its modelling. Sapporo. *http://wwwice.lowtem.hokudai.ac.jp/~greve/*

GRIGG L.D., WHITLOCK C., 1998 - Late Glacial vegetation and climate change in Western Oregon. *Quaternary Research*, **49**, 287-298.

GRIMM E.C., 2002 – AMS Radiocarbon dating documents climate events in the upper Midwest coeval with the Bølling/Allerød and Younger Dryas episodes. *Geological Society of America. 2002 Denver Annual Meeting. http://gsa.confex.com/gsa/2002AM/finalprogram/abstract_40518.htm*

GRIMM E.C., 2003 – North American Pollen Database *http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/napd.html*

GRIMM E.C., WATTS W.A., JACOBSON Jr G.L., HANSEN B.C.S., ALMQUIST H.R., DIEFFENBACHER-KRALL A.C., 2006 – Evidence for warm wet Heinrich events in Florida. *Quaternary Science Reviews*, **25** (4), 2197-2211.

GRIP project members, 1993 – Climatic instability during the last interglacial period revealed in the Greenland summit ice-core. *Nature*, **364**, 203-207.

GROOTES P.M., STUIVER M., WHITE J.W.C., JOHNSEN S., JOUZEL J., 1993 – Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, **366**, 552-554.

Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat, 2007 – *Changements climatiques 2007. Rapport de Synthèse*. *http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4_syr_fr.pdf*

GROUSSET F., 2001 - Les changements abrupts du climat depuis 60 000 ans. *Quaternaire*, **12** (4), 203-211.

GUIOT J. 1990 – Methodology of the last climatic cycle reconstruction in France from pollen data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **80**, 49-69.

GUIOT J., TORRE F., CHEDDADI R., PEYRON O., TARASOV P., JOLLY D., KAPLAN J.O., 1999 – The climate of the Mediterranean Basin and of Eurasia of the last glacial maximum as reconstructed by inverse vegetation modelling and pollen data. *Ecologia mediterranea*, **25** (2), 193-204.

GUIOT J., MAGNY M., 2002 - Reconstitution quantitative des oscillations du climat pendant le Dryas Récent et la première moitié de l'Holocène au Locle, Jura suisse, sur la base de données polliniques et paléohydrologiques. *In* BRAVARD et MAGNY (éd.), *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*. Errance, Paris, 143-153.

GUIOT J., CHEDDADI R., 2004 – Variabilité des écosystèmes terrestres et du climat sur un cycle glaciaire-interglaciaire. *C.R. Géoscience*, **336**, 667-675.

GULLIKSEN S., BIRKS H. H., POSSNERT G., MANGERUD J., 1998 - A calendar age estimate of the Younger Dryas-Holocene boundary at Krakenes, western Norway. *The Holocene*, 8, (3), 249-259.

HADJAS I., 1995 - Radiocarbon age of the Laacher See Tephra: 11, 230 ± 40 B.P. *Radiocarbon*, **37**, 159-164.

HAIGH J.D., 1996 – The impact of solar variability on climate. *Science*, **272**, 981-984.

HÄKKINEN S., RHINES P.B., 2004 – Decline of Subpolar North Atlantic Circulation During the 1990s. *Science*, **304**, 555.

HALL, ADRIAN et FRASER, 2004 – Shetland landscapes [online] [Edinburgh, Écosse] *http://www.fettes.com/shetland*

HAMMARLUND D., EDWARDS T., BJÖRCK S., BUCHARDT B., WOLFAHRT B., 1999 - Climate and environment during the Younger Dryas (GS-1) as reflected by composite stable isotope records of lacustrine carbonates at Torreberga, southern Sweden. *Journal of Quaternary Science*, **14** (1), 17-28.

HANDIANI D., PAUL A., DUPONT L., 2012 – Tropical climate and vegetation changes during Heinrich event 1 : a model-data comparison. *Climate Of The Past*, **8**, 37-57.

HANEBUTH T., STATTEGGER K., GROOTES P.M., 2000 – Rapid flooding of the Sunda Shelf: a late-glacial sea-level record. *Science*, **288**, 1033-1035.

HANSEN B.C.S., ENGSTROM D.R., 1996 – Vegetation history of Pleasant Island, South-eastern Alaska, since 13,000 yr B.P. *Quaternary Research*, **46**, 161-175.

HARMATA K., 1987 – Late-Glacial and Holocene history of vegetation at Roztoki and Tarnowiec near Jaslo (Jaslo-Sanok Depression). *Acta Palaeobotanica*, **27** (1), 43-65.

HARRISON S.P., YU G., TARASOV P.E., 1996 - Late-Quaternary Lake-Level Record from Northern Eurasia. *Quaternary Research*, **45**, 138-159.

HARRISON S.P., YU G., TAKAHARA H., PRENTICE I.C., 2001 – Palaeovegetation – Diversity of temperate plants in East Asia. *Nature*, **413**, 129-130.

HARTZ N., MILTHERS V., 1901 – Det senglaciale Ler i Allerød Teglvaeksgrav. *Meddelelser Dansk Geologisk Foreningen*, **8**, 31-60.

HARVEY L.D.D., 1989 – Modelling the Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, **8**, 137-149.

HEINRICH H., 1988 – Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130 000 years. *Quaternary Research*, **29**, 142-152.

HEIRI O., MILLET L., 2005 – Reconstruction of Late Glacial summer temperatures from chironomid assemblages in Lac Lautrey (Jura, France). *Journal of Quaternary Science*, **20** (1). 33-44.

HENDY I.L., KENNETT J.P., ROARK E.B., INGRAM B.L., 2002 – Apparent synchronicity of submillenial scale climate events between Greenland and Santa Barbara Basin, California, from 30-10 ka. *Quaternary Science Reviews*, **21**, 1167-1184.

HILDEN A., 1979 – *Lundqua Thesis*, **6**, 1-103

HILLAIRE-MARCEL C., DE VERNAL A., BILODEAU G., WEAVER A.J., 2001 – Absence of deep-water formation in the Labrador Sea during the last interglacial period. *Nature*, **410**, 1073-1077.

HOBLITT R.P., MILLER C.D., SCOTT W.E., 1987 – Volcanic hazards with regard to sitting nuclear-power plants in the Pacific Northwest. *USGS Open-File Report*. 87-297.

HOEK W., 1997 – Palaeogeography of Lateglacial vegetations. Aspects of Lateglacial and Early Holocene vegetation, abiotic landscape, and climate in the Netherlands. *Nederlandse Geografische Studies*, **230**, 1-47.

HOEK W., 2001 – Vegetation response to the ≈ 14, 7 and ≈ 11, 5 ka cal. BP climate transitions: is vegetation lagging climate? *Global And Planetary Change*, **30**, 103-115.

HOFMANN W., 2000 - Response of the chydorid faunas to rapid climatic changes in four alpine lakes at different altitudes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **159**, 281-292.

HOLDEN P.B., EDWARDS N.R., WOLFF E.W., LANG N.J., SINGARAYER J.S., VALDES P.J., STOCKER T.J., 2009 – Interhemispheric coupling and warm Antarctic interglacials. *Climate of the Past*, **5**, 2555-2575.

HOLLIDAY V.T., 2000 – Folsom Drought and Episodic Drying on the Southern High Plains from 10, 9-10, 2 ^{14}C ka B.P. *Quaternary Research*, **53**, 1-12.

HOUBRECHTS D., LAMBERT G.N., 2004 – Les arbres, témoins du temps qui passe. *Pour La Science*, Dossier : Le temps des datations, 70-75.

HU A.X., MEEHL G.A., WASHINGTON W.M., DAI A.G., 2004 – Response of the Atlantic thermohaline circulation to increased atmospheric CO_2 in a coupled model. *Journal of Climate*, **17**, 4267-4279.

HUETZ DE LEMPS A., 1994 – *Les paysages végétaux du globe*. Paris. Ed. Masson. Coll. Initiation aux études de géographie. 182 p.

HUFTY A., 2001 – *Introduction à la climatologie*. Bruxelles. Ed. De Boeck Université. 542p.

HUGHEN K.A., OVERPECK J.T., PETERSON L.C., TRUMBORE S., 1996 – Rapid Climate Changes in the Tropical Atlantic Region during the Last Deglaciation. *Nature*, **380**, 51-54.

HUNT A.G., MALIN P.E., 1998 - Possible triggering of Heinrich events by ice-load-induced earthquakes. *Nature*, **39**, 155-158.

HUNTLEY B., 1994 – Late Devensian and Holocene palaeoecology and palaeonvironnements of the Morrone Birkwoods, Aberdeenshire, Scotland. *Journal of Quaternary Science*, **9** (4), 311-336.

IMBRIE J., KIPP N.G., 1971 – A new micropaleontological method for paleoclimatology: Application to a Late Pleistocene Caribbean core. *The Late Cenozoic Glacial Ages*. New Haven. Yale University Press. 71-181.

IMBRIE J., IMBRIE K.P., 1986 – *Ice Ages : Solving the Mystery*, Harvard University Press

IVERSEN J., 1942 - En pollenanalystik Tidsfaestelse at Ferskvandslagene ved Nørre Lyngby. Med Bemaerkninger om de senglaciale Naturforhold i Danmark. *Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening*, **10**, 130-151.

IVERSEN J. 1944 – Viscum, Hedera and Ilex as climate indicators. *Geologiska Föreningen Förhandlingar*, **66**, 463-483.

IVY-OCHS S., KERSCHNER H., KUBIK P.W., SCHLÜCHTER C., 2006 – Glacier response in the European Alps to Heinrich 1 cooling : the Gschnitz stadial. *Journal of Quaternary Science*, **21** (2), 115-130.

ISARIN R.F.B., 1997 - *The climate in north-western Europe during the Younger Dryas. A comparison with multi-proxy climate reconstructions with simulation experiments.* Academisch Proefschrift. Vrije Universiteit, Amsterdam, 155 p.

JALUT G., 1967 – Analyse pollinique de la tourbière de l'Archet. *Pollens et Spores*, **9**, 305-319.

JANDA R.J., CROFT M.G., 1967 - The stratigraphic significance of a sequence of noncalcic brown soils formed on the Quaternary alluvium of the north-eastern San Joaquin Valley, California. In: "Quaternary Soils." (MORRISON R.B. and WRIGHT Jr. H.E., Eds.), pp.157-190. *Proceedings of the VII INQUA Congress 9*. Center for Water Resources Research, Desert Research Institute, University of Nevada, Reno, Nevada, 338pp.

JANSEN E., VEUM T. 1990- Evidence for two-steps deglaciation and its impact on North Atlantic deep-water circulation. *Nature*, **343**, 612-616.

JANSSEN C.R., 1990 - *Histoire de la végétation du Forez. Les monts du Forez, les milieux et les hommes*. Centre d'Etudes Foréziennes, Université J. Monnet, Saint-Étienne, 65-81.

JESSEN K., 1938 - Some West Baltic pollen diagrams. *Quärtar*, **1**, 14-139.

JOHNSEN S., CLAUSEN H.B., DANSGAARD W., FUHRER K., GUNDERSTRUP N., HAMMER C.U., IVERSEN P., JOUZEL J., STAUFFER B., STEFFENSEN J.P., 1992 – Irregular interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, **359**, 311-313.

JOHNSSON G., 1986 - *Geologiska Foreningen i Stockholm Förhandlingar*, **108** (2), 167-175.

JOLY A., 1995 – Le front polaire, un concept dépassé… qui a la vie dure. *La Recherche*, **273**, 128-135

JOLLY D., HARRISON S.P., DAMNATI B., BONNEFILLE R., 1998 – Simulated climate and biomes of Africa during the Late Quaternary: comparison with pollen and lake status data. *Quaternary Science Reviews*, **17**, 629-657.

JORDA M. 1980 - Morphogenèse et évolution des paysages dans les Alpes de Haute-Provence depuis le Tardiglaciaire : facteurs naturels et anthropiques. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, **472**, 295-305.

JOUSSAUME S., 2002 - Alerte aux gaz à effet de serre. *Pour la science*, **300**, 84-87.

JOUZEL J., DEBROISE A., 2004 – *Le climat : jeu dangereux : quelques précisions pour les siècles à venir*. Paris. Ed. Dunod. 212 p.

JOUZEL J., LORIUS C., RAYNAUD D., 2008 – *Planète blanche ; Les glaces, le climat et l'environnement*. Paris. Ed. Odile Jacob sciences. 301 p.

JUSTINO F., TIMMERMANN A., MERKEL U., PELTIER W.R., 2006 – An Initial Intercomparison of Atmospheric and Oceanic Climatology for the ICE 5G and ICE 4G models of LGM Paleotopography. *Journal Of Climate*, **19**, 3-14.

KAGEYAMA M., MIGNOT J., SWINGEDOUW D., MARZIN C., ALKAMA R., MARTI O., 2009 – Glacial climate sensitivity to different states of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: results from the IPSL model. *Climate of the Past*, **5**, 1055-1107.

KALNAY E., KAMAMITSU M., KISTLER R., COLLINS W., DEAVEN D., GANDIN L., IREDELL M., SAHA S., WHITE G., WOOLLEN J., ZHU Y., CHELLIAH M., EBIZUSAKI W., HIGGINS W., JANOWAIK J., MO K., ROPELEWSKI C., WANG J., LEETMA A., REYNOLDS R., JENNE R., JOSEPH D., 1996 - The NCEP-NCAR 40-years reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorology Society*, **77** (3), 437-471.

KAUFMAN D. S., ANDERSON R.S., HU F.S., BERG E., WERNER A., 2010 – Evidence for a variable and wet Younger Dryas in southern Alaska. *Quaternary Science Reviews*, **29** (11-12), 1145-1452.

KELLY M.J., EDWARDS R.L., CHENG H., YUAN D., CAI Y., ZHANG M., LIN Y., AN Z., 2006 – High resolution characterization of the Asian Monsoon between 146,000 and 99, 000 years B.P. from Donge Cave, China and global correlation of events surrounding Termination II. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **236**, 20-38.

KISTLER R., KALNAY E., COLLINS W., SAHA S., WHITE G., WOOLLEN J., CHELLIAH M., EBISUZAKI W., KANAMITSU M., KOUSKY V., VAN DEN DOOL H., JENNE R., FIORINO M., 2001 – The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation. *Bulletin of American Meteorological Society*, **82** (2), 247-267.

KELTS K., SHAHRABI M., 1986 – Holocene sedimentology of hypersaline Lake Urmia, northwestern Iran, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **54**, 105-130.

KIENAST M., HANEBUTH T.J.J., PELEJERO C., STEINKE S., 2003 – Synchroneity of Meltwater Pulse 1a and the Bølling warming : new evidence from the South China Sea. *Geophysical Research Abstracts*, **5**, 08110

KING J.E., 1973 – Late Pleistocene palynology and biogeography of the western Missouri Ozarks. *Ecological Monographs*, **43**, 539-565.

KING J.E., 1981 – Late Quaternary vegetational history of Illinois. *Ecological Monographs*, **51**, 43-62.

KHOTINSKII N.A., 1984 – Holocene vegetation history. In VELICHKO A.A., WRIGHT H.E. et BAMOSKY C.W. (eds.): *Late Quaternary environments of the Soviet Union*. Londres. Ed. Longman. 179-199.

KLEIN W.H., 1957 – Principal tracks and mean frequencies of cyclones and anticyclones in the northern hemisphere. *Weather Bureau of Washington DC Research Papers*, **40**, 60 p.

KLEMAN J.C., BORGSTRÖM I., 1996 – Reconstruction of palaeo-ice sheets: the use of geomorphological data. *Earth Surfaces Processes and Landforms*, **21**, 893-909.

KOC KARPUZ N., JANSEN E., 1992 – A High-Resolution Diatom Record of the Last Deglaciation from the SE Norwegian Sea**:** Documentation of Rapid Climatic Changes. *Paleoceanography*, **7** (4), 499-520.

KOHLFELD K.E., HARRISON S.P., 2000 – How well can we estimate past climates? Evaluating the models using global palaeoenvironmental datasets. *Quaternary Science Reviews,* **19,** 321-346.

KOLSTRUP E., 1982 – Late-glacial pollen diagrams from Hjelm and Draved Mose (Denmark) with a suggestion of drought during the earlier Dryas. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **36** (1-2), 35-64.7

KOPEROWA W., 1962 – The vegetation of the basin of Sandomierz in the Late-glacial and Holocene. *Acta Palaeobotanica*, **2** (3), 1-66.

KOSSOBOKOV V., LE MOUËL J.L., COURTILLOT V., 2010 – A statistically significant signature of multi-decadal solar activity changes in atmospheric temperatures at three European stations. *Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial Physics*, **72**, 595-606.

KREMENETSKI C.V., BÖTTGER T., BUNGE F.W., TARASOV A.G., 1999 – Late- and postglacial environment of the Buzuluk area, middle Volga region, Russia. *Quaternary Science Reviews*, **18**, 1185-1203.

KROMER B., FRIEDRICH M., HUGHEN K.A., KAISER K.F., REMMELE S., SCHAUB M., TALAMO S., 2004 – Late Glacial ^{14}C ages from a floating 1382-ring Pine chronology. *Radiocarbon*, **46** (3), 1203-1209.

KÜHL N., GEBHARDT C., LITT T., HENSE A., 2002 – Probability Density Functions as Botanical – Climatological Transfert Functions for Climate Reconstruction. *Quaternary Research*, **58**, 381-392.

KUTZBACH J., GALLIMORE R., HARRISON S.P., BEHLING P., SELIN R., LAARIF F., 1998 – Climate and biome simulations for the past 21,000 years. *Quaternary Science Reviews,* **17**, 473-506.

KVASOV D.D., 1975 - *Pozdnechetvertichnaya isroriya krupnykh ozer i vnutrennikh morei Vostochnoi Evropy* (The late Quaternary history of large lakes and internal sea of Eastern Europe). Saint Petersburg, Nauka, 280 p.

LABEYRIE L., JOUZEL J., LEVI C., CORTIJO E., 2004 – Changements abrupts dans un monde glaciaire. *Comptes Rendus Géoscience*, **336**, 721-732.

LABEYRIE L, JOUZEL J., 2004 – Sur les traces d'anciens zigzags climatiques. *La Recherche*, Les Dossiers de La Recherche, 23-25

LACOSTE A., SALANON R., 1999 (2ème éd.) – *Eléments de biogéographie et d'écologie*. Paris. Ed. Nathan Université. Coll. Fac. 318 p.

LACOSTE Y., 2003 – *De la géopolitique aux paysages. Dictionnaire de la géographie*. Paris. Ed. Armand Colin, 413 p.

LAJ C., MAZAUD A., DUPLESSY J.C., 2004 – La datation par le carbone 14. *Pour La Science*, Dossier : Le temps des datations, 50-54

LAMBECK K., 1993a – Glacial rebound of the British Isles – I. Preliminary model results. *Geophysical Journal International*, **115**, 941-959.

LAMBECK K., 1993b – Glacial rebound of the British Isles – II. A high-resolution, high precision model. *Geophysical Journal International*, **115**, 960-990.

LAROCQUE I., HALL R., 2004 - Holocene temperatures estimates and chironomid community composition in the Abisko Valley, northern Sweden. *Quaternary Science Reviews*, **23** (23-24), 2453-2465.

LAVAL H., EICHER U., MEDUS J., 1991 – Réaction de la végétation à l'événement climatique Quaternaire supérieur du Dryas Récent en Provence. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, **313** (2), 267-272.

LEA D.W., PAK D.K., PETERSON L.C., HUGHEN K.A., 2003 – Synchroneity of Tropical and High-Latitude Atlantic temperatures over the Last Glacial Termination. *Science*, **301**, 1361-1364.

LEAN J.L., RIND D.H., 2008 – How will Earth's surface temperature change in future decades? *Geophysical Research Letters*, **36**, L15708.

LEBREIRO S.M., MORENO J.C., McCAVE I.N., WEAVER P.P.E., 1996 – Evidence for Heinrich layers off Portugal (Tore Seamount. 39°N, 12°W). *Marine Geology*, **131**, 47-56.

LEGRAS B., MESTRE O., BARD E., YIOU P., 2010 – On misleading solar-climate relationship. *Climate Of the Past Discussions*, **6**, 767-800.

LEMDHAL G., 2000 - Lateglacial and early Holocene insect assemblages from sites at different altitudes in the Swiss Alps. Implications on climate and environnement. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **159**, 293-312.

LE MEUR E., HUYBRECHTS P., 1996 – A comparison of different ways of dealing with isostasy: examples from modeling the Antarctic ice sheet during the last deglaciation. *Annals of Glaciology*, **23**, 309-317.

LE MEUR H., 2008 – L'inconstante activité de notre étoile. *La Recherche*, **425**, 31-35.

LE MOUËL J.L., KOSSOBOKOV V., COURTILLOT V., 2010 – A solar pattern in the longest temperature series from three stations in Europe. *Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial Physics*, **72**, 67-76.

LENOIR Y., 2001 - *Climat de panique*. Lausanne ed. Favre. 214 p.

LERBEKMO J.F., 2008 – The White River Ash: a largest Holocene Plinian tephra. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **45** (6), 693-700.

LEROI-GOURHAN A., 1967 – Analyse pollinique des niveaux paléolithiques de l'abri Fritsch. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **4** (1-4), 81-86.

LEROUX M., 1983 – *Le climat de l'Afrique tropicale*. Paris/Genève. Ed. H.CHAMPION et M.SLATKINE. 636 p.

LEROUX M., 1986 - L'anticyclone mobile polaire, facteur premier de la climatologie tempérée. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, **4**, 311-329.

LEROUX M., 1990 - Les conditions dynamiques moyennes du climat de la France. *Revue de Géographie. de Lyon*, **65** (2), 63-79.

LEROUX M., 1991a – Déficit pluviométrique hivernal sur la France : autopsie de la situation anticyclonique du 19 décembre 1989 au 25 janvier 1990. *Revue de Géographie de Lyon*, **6**, 197-206.

LEROUX M., 1991b – Les pluies diluviennes de janvier 1990 en Tunisie : rencontre fortuite d'Anticyclones Mobiles Polaires de trajectoires différentes. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **4**, 145-153.

LEROUX M., 1992 – Perception « statistique » et réalité dynamique. Transport méridien en masse extratropical. , agglutination anticyclonique et circulation linéaire tropicale. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **5**, 157-167.

LEROUX, AUBERT S., COMBY J., MOLLICA V., PASSERAT DE LA CHAPELLE P., REYNAUD J., 1992 – Déficit pluviométrique hivernal sur la France : autopsie des agglutinations anticycloniques des hivers de 1988 à 1992. *Sécheresse*, **3** (2), 103-113.

LEROUX M., 1993 (a) - Sécheresse et dynamique de la circulation dans l'Hémisphère Nord. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie,* **6**, 69-82.

LEROUX M., 1993 (b) - The Mobile Polar High: a new concept explaining present mechanisms of meridional air mass and energy exchanges and global propagation of palaeoclimatic changes. *Global and Planetary Change*, **7**, 69-93.

LEROUX M., 1994 (a) - Dynamique du temps et du climat dans l'espace Atlantique Nord. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **7**, 354-364.

LEROUX M., 1994 (b) - Interprétation météorologique des changements climatiques observés en Afrique depuis 18 000 ans. *Géo-Eco-Trop*, **16** (1-4), 207-258.

LEROUX M., 1994 (c) – La circulation zonale dite « de Walker » en Afrique : mythe ou réalité ? *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **6**, 487-496.

LEROUX M., **1998** – *Dynamic Analysis of Weather and Climate: Atmospheric Circulation, Perturbations, Climatic Evolution*. Londres/New York/Sidney. Ed. J.WILEY, coll. Praxis-Wiley, 365 p.

LEROUX M., 1999 – Analyse météorologique des pluies torrentielles des 12 et 13 novembre 1999 dans le Languedoc-Roussillon. *Revue de Géographie de Lyon*, **75** (3), 179-188.

LEROUX M., 2000 - *La dynamique du temps et du climat*. Paris, éd. Dunod, 366 p.

LEROUX M., 2001a – *The meteorology and climate of Tropical Africa*. Londres/New York. Ed. Springer-Verlag. 548 p.

LEROUX M., 2001b – Les climats subtropicaux dits «méditerranéens » et les climats de la Méditerranée (première partie). *L'Information Géographique*, **65** (4), 304-320.

LEROUX M., 2002 - Les climats subtropicaux dits «méditerranéens » et les climats de la Méditerranée (seconde partie). *L'Information Géographique*, **66** (1), 34-52.

LEROUX M., 2005 - *Global Warming: Myth or reality? The Erring Ways of Climatology*. Chichester. Ed. Springer, 509 p.

LEROY-LADURIE E., 2006 – *Histoire humaine et comparée du climat. Disettes et révolutions (1740-1860)*. Paris. Ed. Fayard. 612 p.

LEVERINGTON D.W., MANN J.D., TELLER J.T., 2000 – Changes in the bathymetry and the volume of glacial Lake Agassiz between 11 000 and 9 300 ^{14}C BP. *Quaternary Research*, **54**, 174-181.

LEVERMANN A., GRIESEL A., HOFMANN M., MONTOYA M., RAHMSTORF S., 2005 – Dynamic sea level changes following changes in the thermohaline circulation. *Climate Dynamics*, **24**, 347-354.

LEVESQUE A., MAYLE F.E., WALKER I.R., CWYNAR L.C., 1993 - A previously unrecognized late-glacial cold event in eastern North America. *Nature*, **361**, 623-626.

LEVESQUE A., CWYNAR L.C., AND WALKER I.R., 1997 - Exceptionally steep north-south gradients in lake temperatures during the last deglaciation. *Nature*, **385**, 423-426.

LETREGUILLY A., REEH N., HUYBRECHTS P., 1991 – The Greenland ice sheet through the last glacial-interglacial cycle. *Global and Planetary Change*, **90**, 385-394.

LEZINE A.M., 2008 – *Le pollen. Outil d'étude de l'environnement et du climat au Quaternaire*. Paris. Ed. Vuibert ; coll. « Interactions ». 118 p.

LICCIARDI J.M., TELLER J.T., CLARK P.U., 1999 – Freshwater routing by the Laurentide Ice Sheet during the last deglaciation. In CLARK P.U. *et al* (eds.): Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales. *Geophysical Monograph Series*, **112**, 177-201.

LIEDBERG-JONSSON, 1988 – *Thèse de l'Université de Lundqua*, **24**, 1-42.

LIMONDIN -LOZOUET N., 2002 - Impact des oscillations climatiques du Tardiglaciaire sur l'évolution des malacofaunes de fonds de vallée en Europe du Nord-Ouest. In *Équilibres et ruptures dans les écosystèmes durant les 20 derniers millénaires en Europe de l'Ouest*. Actes du colloque international de Besançon, 45-51.

LLIBOUTRY L., 1965 – Traité de glaciologie (Tome 2 : Glaciers, variations du Climat, sols gelés). Paris, Ed. Dunod. 616 p.

LOCKWOOD J., 2009 – *The climate of the Earth*. *In*: N.HEWITT et A.V.JACKSON (eds.): Atmospheric science for environmental scientists. Ed. Wiley-Blackwell. 300p.

LORIUS C., MERLIVAT L., 1977 – Isotopes and impurities in snow and ice. *Proceedings of the Grenoble Symposium. Aug-Sep. 1975*. Vienne, IAHS, 125-137.

LOTTER A.F., 1988 – Paläoökologische und paläolimnologische Studie des Rotsees bei Luzern. Pollen, grossrest, diatomeen und sedimentanalytische Untersuchungen. *Dissertationes Botanicae*, **124**, 187.

LOTTER A.F., EICHER U., SIEGENTHALER U., BIRKS H.J.B., 1992 – Late-glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments. *Journal of Quaternary Science*, **7**(3), 187-204.

LOTTER A.F., BIRKS H.J.B., EICHER U., HOFMANN W., SCHWANDER J., WICK L., 2000 - Younger Dryas and Allerød summer temperatures at Gerzensee (Switzerland) inferred from fossil pollen and cladoceran assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **159**, 349-361.

LOWE J.J., GRAY J.M., 1980 – The stratigraphic subdivision of the Lateglacial in NW Europe: a discussion. IN LOWE et al, eds.: *Studies in the Lateglacial of Northwest Europe*. Oxford. Ed. Pergamon. 157-175.

LOWE J.J., RASMUSSEN S.O., BJÖRCK S., HOEK W.Z., STEFFENSEN J.P., WALKER M.J.C., YU Z.C., the INTIMATE group, 2008 – Synchronisation of palaoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination : a revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quaternary Science Reviews*, **27**, 6-17.

LOZKHIN A.V., POSTOLENKO, 1989 – New data about the environmental evolution of the mountain region of the Kolyma region during the last Anthropogene. *Doklady Akademii Nauk*, **307**(5), 1184-1188

MACKAY J.R., 1978 – The use of snow fences to reduce ice-wedge cracking, Garry Island, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **12**, 1668-1674.

MAC MANUS J.F., FRANCOIS R., GHERARDI J.M., KEIGWIN L.D., BROWN-LEGER S., 2004 - Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature*, **428**, 834-837.

MANGERUD J., ANDERSEN S.T., BERGLUND B.E., DONNER J.J., 1974 – Quaternary stratigraphy of Norden: A proposal for terminology and classification. *Boreas*, **3**, 109-128.

MAGNY M. 1995 - *Une histoire du climat*. Errance, Paris, 176 p.

MANN M.E., BRADLEY R.S., HUGHES M.K., 1998 –Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature*, **392**, 779-787.

MANNY B.A., WETZEL R.G., BAILEY R.E., 1978 – Paleolimnological sedimentation of organic carbon, nitrogen, phosphorous, fossil pigments, pollen, and diatoms in a hypereutrophic, hard water lake: a case history of eutrophication. *Polskie Archiwum Hydrobiologii*, **25**, 243-267.

MARCHAL O., STOCKER T.F., JOOS F., INDERMÜHLE A., BLUNIER T., TSCHUMI J., 1999 – Modelling the concentration of atmospheric CO_2 during the Younger Dryas climate event. *Climate Dynamics*, **15** (5), 341-354.

MARCHITTO T.M., LEHMAN S.J., ORTIZ J.D., FLÜCKLIGER J., VAN GEEN A., 2007 – Marine radiocarbon evidence for the mechanism of deglacial atmospheric CO2 rise. *Science*, **316**, 1456-1459.

MARSIAT I., VALDES P.J., 2001 – Sensitivity of the Northern Hemisphere climate of the Last Glacial Maximum to sea surface temperatures. *Climate Dynamics*, **17** (2-3), 233-248

MARSHALL S.J., JAMES T.S., CLARKE G.K.C., 2002 – North American Ice Sheet reconstructions at the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, **21**, 175-192.

MAURY M.F., 1855 – *The Physical Geography of the Sea*. New York. Ed. Harper Collins. 275 p.

MAYEWSKI P.A., MEEKER L.D., WHITLOW S., TWICKLER M.S., MORRISON M.C., ALLEY R.B., TAYLOR K., 1993 - The Atmosphere during the Younger Dryas. *Science*, **261**, 195-197.

MEISSNER K.J., CLARK P.U., 2006 – Impact of foods versus routing events on the thermohaline circulation. *Geophysical Research Letters*, **33**, L15704.

MENOUNOS B., REASONER M.A., 1997 – Evidence for cirque glaciation in the Colorado Front Range during the Younger Dryas Chronozone. *Quaternary Research*, **48**, 38-47.

MERCIER N., 2008 – Datation des sédiments quaternaires par luminescence stimulée optiquement : un état de la question. *Quaternaire,* **19** (3). 195-205.

MILLER N.G., 1973 – Late *glacial and postglacial change in southwestern New York State*. Bulletin 420, New York State Museum and Science Service, the State Education Department, Albany, New York, USA.

MIKOLAJEWICZ U., CROWLEY T.J., SCHILLER A., VOSS R., 1997 – Modelling teleconnections between the North Atlantic and North Pacific during the Younger Dryas. *Nature*, **387**, 384-387.

MINSTER J.F., 1997 – *La machine océan*. Paris. Ed. Flammarion. Coll. Nouvelle bibliothèque scientifique. 298 p.

MINSTER J.F., 2002 – L'océan dans la tourmente climatique. *Pour La Science*, **300**, 80-83.

MITROVICA J.X., BASSETT S.E., CLARK P.U., MILNE G.A., 2005 – Far-Field Post-Glacial Sea-Level Geometries as a Probe of Antarctic Ice History. *Eos Trans. AGU*, **86** (52). Fall Meeting Supply, Abstract C11B-03.

MOINE O., 2008 – West-European Malacofauna from loess deposits of the Weichselian Upper Pleniglacial: compilation and preliminary analysis of the database. *Quaternaire*, **19** (1), 11-29.

MORENO P.I., JACOBSON G.L., LOWELL T.V., DENTON G.H., 2001 – Interhemispheric climate links revealed by a late-glacial cooling episode in southern Chile. *Nature*, **409**, 804-808.

MORRISON M.E.S., STEPHENS N., JOPE M., DANCE S.P., ANDERSON F.W., ROUND F.E., GODWIN H., WILLIS H., 1965– A submerged Late-Quaternary deposit at Roddans Port on the north-east coast of Ireland. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B, Biological Sciences*, 249 (758), 221-255.

MOTT R.J., GRANT D.R, STEA R., OCCHIETTI S. 1986 - Late-glacial climatic oscillation in Atlantic Canada equivalent to the Allerød/younger Dryas event. *Nature*, **323**, 247-250.

MOTT R.J., 1994 – Wisconsinan Late-glacial environmental change in Nova Scotia: a regional synthesis. *Journal of Quaternary Science*, **9** (2), 155-160.

MOUREAU M., BRACE G., 2000 – *Dictionnaire des sciences de la Terre/Comprehensive dictionary of earth science*. Paris, Ed. Technip. Publications de l'Institut Français du Pétrole. 1096 p.

MUHS D.R., BETTIS III E.A., 2000 – Geochemical Variations in Peoria Loess of Western Iowa Indicate Paleowinds of Midcontinental North America during the Last Glaciation. *Quaternary Research*, **53**, 49-61.

MURTON J.B., KOLSTRUP E., 2003 – Ice-wedge casts as indicators of palaeotemperatures: precise proxy or wishful thinking? *Progress in Physical Geography*; **27** (2). 155-170.

MUSCHELER R., BEER J., WAGNER G., FINKEL R.C., 2000 – Changes in deep-water formation during the Younger Dryas cold period inferred from a comparison of ^{10}Be and ^{14}C records. *Nature*, **408**, 567-570.

NASP members, 1994 - Climatic changes in areas adjacent to the North Atlantic during the last glacial-interglacial transition (14-9 ka B.P.): a contribution to IGCP-253. *Journal of Quaternary Science*, **9** (2), 185-198.

National Climatic Data Center, 1988 - Data Announcement 88-MGG-02, Digital relief of the Surface of the Earth.

NESJE A., DAHL S.O., BAKKE J., 2004 - Were abrupt Lateglacial and early-Holocene climatic changes in northwest Europe linked to freshwater outbursts to the North Atlantic and Arctic Oceans? *The Holocene*, **14** (2), 299-310.

NOAA, 2005 – *World Data Center for Paleoclimatology* http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/datalist.html

North Greenland Ice Core Project Members, 2004 – High Resolution Record Of Northern Hemisphere Climate Extending Into The Last Interglacial Period. *Nature*, **431**, 147-151.

O'CONNELL M., HUANG C.C., EICHER U., 1999 – Multidisciplinary investigations including stable-isotopes studies of thick Late-glacial sediments from Tory Hill, Co. Limerick, western Ireland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **147** (3-4), 169-208.

ODE D.J., TIESZEN L.J., 1980 – The seasonal contribution of C3 and C4 plant species to primary production in a mixed prairie. *Ecology*, **61**, 1304-1311.

OESCHGER H., BEER J., SIEGENTHALER U., STAUFFER B., DANSGAARD W., LANGWAY C.C., 1984 – Late-glacial climate history from ice cores. In: HANSEN & TAKAHASHI (eds.) *AGU Monographic Series*, **29**, 299-306.

ONF, 2005 – Tentative de discrimination des principales espèces de pins « à cinq feuilles » du sous-genre *Strobus* (*Haploxylon* ou « *soft pines* » par l'appareil végétatif seul. *RDV techniques*, **10**, 67-72.

OUDA B., ZOUARI K., BEN OUEZDOU H., CHKIR N., CAUSSE C., 1998 – Nouvelles données paléoenvironnementales pour le Quaternaire récent en Tunisie centrale (bassin de Maknassy). *Comptes- Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la terre et des planètes*, **326**, 855-861.

PAILLARD D., LABEYRIE L., 1994 - Role of the thermohaline circulation in the abrupt warming after Heinrich events. *Nature,* **372**, 162-164.

PAILLARD D., 2004 – Modéliser les événements rapides au sein du système climatique. *Comptes Rendus Géoscience*, **336**, 733-740.

PALE Beringian Working Group, 1999 – Paleoenvironmental atlas of Beringia presented in electronic form. *Quaternary Research*, **52**, 270-271.

PALMEN E., 1951 – The role of atmospheric disturbances in the general circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **77**, 337-354.

PARDÉ L., 1961 – *Les conifères*. Paris. Ed. La Maison Rustique. 294 p.

PARMENTIER H., MAZAGOL P.O., 2008 – *Pratique des SIG : Initiation à Arc GIS/Arcview 9.2*. UMR 5600 EVS.

PAUS A., 1988 – Late Weichselian vegetation, climate, and floral migration at Sandvikatn, North Rogaland, southwestern Norway. *Boreas*, **17** (1), 113-139.

PECH P., REGNAULD H., SIMON L., TABEAUD M., 1998 – *Lexique de géographie physique*. Paris. Ed. Armand Colin, coll. Synthèse. 96 p.

PENNINGTON W., 1977 – The Late Devensian flora and vegetation of Britain. *Philosophical Transactions Of The Royal Geographical Society Of London*. **B. 280**, 247-271.

PETIT J.R., JOUZEL J., RAYNAUD D., BARKOV N.I., BARNOLA J.M., BASILE I., BENDER M., CHAPPELLAZ J., DAVIS J., DELAYGUE G., DELMOTTE M., KOTLYAKOV V. M., LEGRAND M., LIPENKOV V., LORIUS C., PÉPIN L., RITZ C., SALTZMAN E., STIEVENARD M., 1999 - Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, **399**, 429-436.

PELTIER W.R., 1994 - Ice Age Paleotopography. *Science,* **265**, 195- 201.

PELTIER W.R., MARSHALL S.J., 1995 – Coupled energy-balance/ice sheet model simulations of the glacial cycle: A possible connection between terminations and terrigenous dust. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 14269-14289.

PELTIER W.R., 2004 – Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ice 5G (VM2 model) and GRACE. *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, **32**, 111-149.

PELTIER W.R., 2005 – Relative Sea Level and Related Constraints on the Evolution of the Antarctic Ice Sheet during the Most Recent Glacial-Interglacial Transition. *Eos Trans. AGU*, **86** (52). Fall Meeting Supply, Abstract C11B-02.

PELTIER W.R., FAIRBANKS R.G., 2006 – Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados seal level record. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 3322-3337.

POMMIER A., 2005 – Analyse objective de la dynamique aérologique de basses couches dans l'espace Atlantique nord : mécanismes et évolution de 1950 à 2000. *Thèse de doctorat de l'Université Jean Moulin Lyon III*. 319 p.

PONEL P., ETLICHER B., DE BEAULIEU J.L., DEBARD E., THINON M., VASARI A., PETIOT R., 1991 – La fin de la dernière glaciation dans le Cantal (France) : la tourbière de la Taphanel et son environnement. *Quaternaire*, **2** (3-4), 147-163.

POST A., O'NEEL S., MOTYKA R.J., STREVELER G., 2011 – A complex relationship between calving glaciers and climate. *EOS Transactions*, **92** (37), 305-306.

PETTERSEN S., 1956 – *Weather Analysis and Forecasting*. New York, ed. Mc-Graw-Hill. 422 p.

PEWE T.L., MACKAY J.R., 1973 – *International Conference on Permafrost, 2d, Yakutsk, Siberia. North American Contribution*. 790 p.

PICKETT E.J., HARRISON S.P., HOPE G., HARLE K., DODSON J.R., KERSHAW A.P., PRENTICE I.C., BACKHOUSE J., COLHOUN E.A., D'COSTA D., FLENLEY J., GRINDROD J., HABERLE S., HASSELL C., KENYON C., MACPHAIL M., MARTIN H., MARTIN A.H., MCKENZIE M., NEWSOME J.C., PENNY D., POWELL J., RAINE J.I., SOUTHERN W., STEVENSON J., SUTRA J.P., THOMAS I., KAARS S., WARD J., 2004 – Pollen based-reconstructions of biome distributions for Australia, Southeast Asia, and the Pacific (SEAPAC region) at 0, 6000 and 18 000 ^{14}C BP. *Journal of Biogeography*, **31** (9), 1381-1444.

PILCHER J.R., LARMOUR R., 1982 – Late-glacial and post-glacial vegetational history of the Meenadoan Nature Reserve, County Monaghan. *Proceedings of the Royal Irish Academy*, **79B**, 63-85.

POLVANI L.M., 2010 - Ozone depletion: the key driver of Southern Hemisphere climate change? International Polar Year Oslo Science Conference (8-12 June). *http://ipy-osc.no/abstract/375563.*

PONEL P., COOPE G.R., 1990 – Lateglacial and Early Flandrian Coleoptera from La Taphanel, Massif Central, France: Climatic and Ecological Implications. *Journal of Quaternary Science*, **5** (3), 235-249.

PORTER S.C., AN.Z, 1995 – Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last deglaciation. *Nature*, **375**, 305-308.

PRENTICE I.C., CRAMER W., HARRISON S.P., LEEMANS R., MONSERUD R.A., SOLOMON A.M., 1992 – A global biome model based on plant physiognomy and dominance, soil properties and climate. *Journal of Biogeography*, **19**, 117-134.

PRENTICE I.C., GUIOT J., HUNTLEY B., JOLLY D., CHEDDADI R., 1996 – Reconstructing biomes from palaeoecological data: a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka. *Climate Dynamics*, **12**, 185-194.

PRENTICE I.C., WEBB III T., 1998 – Biome 6000: reconstructing global mid-Holocene patterns from paleoecological records. *Journal of Biogeography*, **25**, 997-1005.

PRENTICE I.C., JOLLY D., and BIOME 6000 participants, 2000 – Mid-Holocene and glacial maximum vegetation geography of the northern continents and Africa. *Journal of Biogeography*, **27**, 507-519

QUADFASEL D., 2006 – Le Gulf Stream en perte de vitesse. *La Recherche*, **399**, 60-62.

RAHMSTORF S., GANOPOLSKI A., 1999 – Long- term global warming scenarios computed with an efficient coupled climate model. *Climatic Change*, **43**, 353-357

RAHMSTORF S., 2002 – Ocean circulation and climate during the past 120 000 years. *Nature*, **419**, 207-214.

RAHMSTORF S., 2003 – Timing of abrupt climate changes: A precise clock. *Geophysical Research Letters*, **30** (10), 17-1 – 17-4

RAHMSTORF S., CRUCIFIX M., GANOPOLSKI A., GOOSSE H., KAMENKOVICH I., KNUTTI R., LOHMANN G., MARSH R., MYSAK L.A., WANG Z., WEAVER A.J., 2005 – Thermohaline circulation hysteresis: a model intercomparison. *Geophysical Research Letters*, **32**, L23605.

RAHMSTORF S., 2006 – Thermohaline Ocean Circulation. In: ELIAS (ed.): *Encyclopaedia of Quaternary Sciences.*

RAMSTEIN G., KAGEYAMA M., GUIOT J., WU H., HELY C., KRINNER G., BREWER S., 2007 – How cold was Europe at the Last Glacial Maximum? A synthesis of the progress achieved since the first PMIP model-data comparison. *Climate of the Past,* **3**, 331-339.

RASMUSSEN S.O., ANDERSEN K.K.., SVENSSON A.M. et al., 2006: A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research*, **111**, (doi:10.1029/2005JD006079)

RASMUSSEN S.O., SEIERSTAD I.K., ANDERSEN K.K., BIGLER M., DAHL-JENSEN D., JOHNSEN S.J., 2008: Synchronisation of the NGRIP, GRIP and GISP2 ice cores across MIS2 and palaeoclimatic implications. *Quaternary Science Reviews,* **27**, 18-28.

RAUKAS A., RÄHNI E., MIIDEL A., 1971 – Marginal glacial formations in Northern Estonia. Tallinn, Valgus, 288p.

REILLE M., LOWE J.J., 1993 – A re-evaluation of the vegetation history of the eastern Pyrenees (France) from the end of the last glacial to the present. *Quaternary Science Reviews*, **12** (1), 47-77.

REILLE M., DE BEAULIEU J.L., 1995 – Long Pleistocene pollen record from the Praclaux crater, south-central France. *Quaternary Research*, **44**, 205-215.

REIMER P., BAILLIE M.G.L., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BERTRAND C.J.H., BLACKWELL P.G., BUCK C.E., BURR G.S., CUTLER K.B., DAEMON P.E., EDWARDS R.L., FAIRBANKS R.G., FRIEDRICH M., GUILDERSON T.P., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KROMER B., Mc CORMAC G., MANNING S., BRONK RAMSEY C., WEIMER R.W., REMMELE S., SOUTHON J.R., STUIVER M., TALAMO S., TAYLOR F.W., VAN DER PFLICHT J., WEYHEMMER C.E., 2004 – Intcal04 Terrestrial Record Age Calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, **46** (3), 1029-1058

REITAN C.H., 1974 – Frequencies of cyclones and cyclogenesis for North America, 1951-1970. *Monthly Weather Reviews*, **102** (12), 861-868.

RENAULT-MISKOVSKY J., LEROI-GOURHAN A., 1981 – Palynologie et archéologie : nouveaux résultats, du Paléolithique supérieur au Mésolithique. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **18** (3-4), 121-128.

RENSSEN H., VAN GEEL B., VAN DER PLICHT J., MAGNY M., 2000 – Reduced solar activity as a trigger for the start of the Younger Dryas? *Quaternary International*, **68-71**, 373-383.

RENSSEN H., ISARIN R.F.B., 2001 – The two major warming phases of the last deglaciation at ≈ 14, 7 and ≈ 11, 5. Ka cal BP in Europe: climate reconstructions and AGCM experiments. *Global and Planetary Change*, 30, 117-153.

RICHARD H., BEGEOT C, 2000 - Le Tardiglaciaire du massif jurassien : bilan et perspectives de recherches. *Quaternaire*, **11** (2), 146-154.

RIEHL H., 1969 – Mechanisms of the general circulation of the troposphere. *World Survey of Climatology*, **2**, 1-37.

RIND D., OVERPECK J., 1993 – Hypothesized causes of decade-to-century-scale climate variability: Climate model results. *Quaternary Science Reviews*, **12** (6), 357-374.

RIOU G., 1999 – Le géosystème forestier. In DUBOIS (ed.) : *Les milieux forestiers ; Aspects géographiques*. Paris, ed. SEDES, dossier des images économiques du monde (DIEM). 87-94.

RISER J., 1999 – *Le Quaternaire ; Géologie et milieux naturels*. Paris. Ed. Dunod. 320 p.

RITCHIE J.C., 1976 – The Late-Quaternary vegetational history of the western interior of Canada. *Canadian Journal of Botany*, **54**, 1793-1818.

ROBOCK A., 2000 – Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics*, **38** (2), 191-219.

ROGNON P., COUDE-GAUSSEN G., 1996 – Changements dans les circulations atmosphérique et océanique à la latitude des Canaries et du Maroc entre les stades isotopiques 2 et 1. *Quaternaire*, **7** (4), 197-207.

ROOTH C.G.H., 1982 – Hydrology and ocean circulation. *Progress in Oceanography*, **11**, 131-149.

ROOTH C.G.H., 1990 – Meltwater Younger Dryas upheld. *Nature*, **343**, 702.

ROUCOUX K.H., SHACKLETON N.J., DE ABREU L., SCHÖNFELD J., TZEDAKIS P.C., 2001 – Combined Marine Proxy and Pollen Analyses Reveal Rapid Iberian Vegetation Response to North Atlantic Millenial-Scale Oscillations. *Quaternary Research*, **1**, 128-132.

RUTTER N., WEAVER A.J., ROKOSH D., FANNING A.F., WRIGHT D.J., 2000 – Data-model comparison of the Younger Dryas event. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **37**, 811-830.

SARNTHEIN M., JANSEN E., ARNOLD M., DUPLESSY J.C., ERLENKEUSER H., FLATOY A., VEUM T., VOLGELSGANG E., WEINELT M.S., 1992 – $\delta^{18}O$ time-slice reconstruction of Meltwater anomalies at termination 1 in the North Atlantic between 50 and 80°N. In BARD E. & BROECKER W.S. (eds.): The last deglaciation: absolute and radiocarbon chronologies. *NATO ASI Series I*, *Global and Environmental Change*, **2**, 183-199.

SEAGRIEF S.C, 1959 – Pollen diagrams from Southern England: Wareham, Dorset and Nursling, *New Phytologist*, **58** (3), 316-325.

SCHLAAK N., 1993 – Studie Zur Landschaftgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. *Berliner Geographische Arbeiten*, **76**, 1-160.

SCHÖLZEL C., HENSE A., LITT T., KÜHL N., 2008 – On the development of probabilistic climate reconstructions based on fossil pollen records. *National Center for Atmospheric Research*. Boulder.

SCHRAG D.P., ADKINS J.F., MC INYRE K., ALEXANDER J.L., HODELL D.A., CHARLES C.D., MC MANUS J.F., 2002 – The oxygen isotopic composition of seawater during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, **21** (1-3), 331-342.

SCHWANDER J., EICHER U., AMMANN B., 2000 – Oxygen isotopes of lake marl at Gerzensee and Leysin (Switzerland), covering the Younger Dryas and two minor oscillations, and their correlation to the GRIP core. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **159** (3), 203-214.

SCHWARTZ P., RANDALL D., 2003 – *An Abrupt Climate Change Scenario and its Implication for United States National Security*.

SEAGER R., BATTISTI D., YIN J., GORDON N., NAIK N., CLEMENT A.C., CANE M.A., 2002 – Is the Gulf Stream responsible for Europe's mild winters? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **128**, 2563-2586.

SEAGER R., 2003 - *Gulf Stream*: la fin d'un mythe. *La Recherche*, **361**, 40-45.

SEAGER R., 2006 – The source of Europe's Mild Climate. *American Scientist*, **94**, 334-341

SEAGER R., BATTISTI D., 2006 – Challenges to our understanding of the general circulation: abrupt climate change. In SCHNEIDER et SOBEL (eds.): *The Global Circulation of the Atmosphere: Phenomena, Theory, Challenges*. Princeton University Press.

SEDDON B., 1962 – Late-Glacial Deposits at Llyn Dwythwch and Nant Francon, Caernarvonshire. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B*, **244** (716), 459-481.

SEREBRYANNI L., RAUKAS A., 1967 – Comparison of Gotiglacial marginal formations in the Baltic basin and surrounding countries. *Baltica*, **3**, 237-250.

SHACKLETON N.J., OPDYCKE N.D., 1973 – Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. *Quaternary Research*, **3** (1), 39-55.

SHACKLETON N.J., HALL M.A., VINCENT E., 2000 – Phase relationships between millennial-scale events 64 000-24 000 years ago. *Paleoceanography*, **15**, 565-569.

SHAKUN J.D., CARLSON A.E., 2010 – A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews*, doi:10.1016/j.quascirev.2010.03.016.

SHANE L.C.K., ANDERSON K.H., 1993 – Intensity, gradients and reversals in late glacial environmental change in East-Central North America. *Quaternary Science Reviews*, **12**, 307-320.

SHUMAN B., WEBB III T., BARTLEIN P., WILLIAMS J.W., 2002 – The anatomy of a climatic oscillation: vegetation change during the Younger Dryas chronozone. *Quaternary Science Reviews*, **21**, 1777-1791.

SIEGERT M.J., 2001 - *Ice sheets and Late Quaternary Environmental Change*. Chichester. Ed. John Wiley & Sons, 231p.

SIEGERT M.J., DOWDESWELL J.A., 2004 – Numerical reconstructions of the Eurasian Ice Sheet and climate during the Late Weichselian. *Quaternary Science Reviews*, **23** (11-13), 1273-1283.

SMIRNOVA V.M., 1976 - Palaeogeography of the late Pleistocene and Holocene lakes in the middle parts of *Severnaya Dvina* and *Vychegda* river basins and in the upper part of Mezen' river basin. Thèse de l'Université de Moscou, 177 p.

SMITH D.G., FISHER T.G., 1993 – Glacial Lake Agassiz: The north western outlet and paleoflood. *Geology*, **21** (1), 9-12.

SOTO D., 2002 – Nouvelle approche conceptuelle de l'étude des mutations paysagères du couloir Saône-Rhône et de ses massifs bordiers du DMG jusqu'au Subboréal. *Mémoire de maitrise de l'Université Lyon III*. 227 p.

SOTO D., 2003 – Réinterprétation conceptuelle de crises climatiques rapides. L'exemple du Dryas Récent dans l'Hémisphère Nord. *Mémoire de DEA de l'Université Jean Moulin Lyon III*. 69p.

SOTO D., 2004 – Réinterprétation conceptuelle d'épisodes climatiques tardiglaciaires dans l'espace Atlantique Nord. *Environnements Périglaciaires*, **11**, 83-92.

SOTO D., BERDOU J., MALSCH E., 2008 – Intégration de données paléoclimatiques dans un Système d'Information Géographique : application pendant la transition Tardiglaciaire/Holocène dans l'espace Atlantique Nord. *Colloque Q6. Biodiversité au Quaternaire*. Montpellier.

STANFORD J.D., ROHLING E.J., HUNTER S.E., ROBERTS A.P., RASMUSSEN S.O., BARD E., MC MANUS J., FAIRBANKS R.G., 2006 – Timing of Meltwater pulse 1a and climate responses to Meltwater injections. *Paleoceanography*, **21** (PA4103)

STEIN R., NAM S.I., GROBE H., 1996 – Late Quaternary glacial history and short-term ice-rafted debris fluctuations along the East Greenland continental margin. In: ANDREWS J.T. *et al*: *Late Quaternary paleoceanography of North Atlantic margins*. Geological Society, London, Special Publications, **111**, 135-151.

STOCKER T.F., 2002 – North-South Connections. *Science*, **297**, 1814-1815.

STOCKER T.F., JOHNSEN S.F., 2003 – A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw. *Paleoceanography*, **18**, 1087, doi: 10.1029/2003PA000920.

STOCKMARR J., 1974 – Biostratigraphic studies in Late Weichselian sediments near Bøllingsø. *Danmarks Geologiske Undersgelse*, 71-89.

STOMMEL H., ARONS A.B., 1960 – On the abyssal circulation of the world ocean. *Deep-Sea Research*, **6**, 140-154.

STOMMEL H., 1961 – Thermohaline convection with two stable regimes of flow. *Tellus*, **13**, 224-230.

STOUFFER R.J., MANABE S., 2003 – Equilibrium response of thermohaline circulation to large changes in atmospheric CO_2 concentration. *Climate Dynamics*, **20**, 759-773.

STOUFFER R., YIN J., GREGORY J.M., DIXON K.W., SPELMAN M.J., HURLIN W., WEAVER A.J., EBY M., FLATO G.M., HASUMI H., HU A., JUNGCLAUS J.H., KAMENKOVICH I.V., LEVERMANN A., MONTOYA M., MURAKAMI S., NAWRATH S., OKA A., PELTIER W.R., ROBITAILLE D.Y., SOKOLOV A., VETTORETTI G., WEBER S.L., 2006 – Investigating the Causes of the Response of the Thermohaline Circulation to Past and Future Climate Changes. *Journal of Climate*, **19**, 1365-1387.

STREET-PERROTT F.A., MARCHAND D.S., ROBERTS N., HARRISSON S.P., 1989 - Global Lake-level variations from 18 000 to 0 years ago: a palaeoclimatic analysis. *U.S. department of Energy Technical Report 46, Washington D.C. 20545*. Distributed by National Technical Information Service, Springfield, VA 22161.

STUIVER M., BRAZIUNAS T.F., 1993 – Sun, ocean, climate and atmospheric $^{14}CO_2$: an evaluation of causal and spectral relationships. *The Holocene*, **3**, 289-305.

SUGITA S., 1994 – Pollen Representation of Vegetation in Quaternary Sediments – Theory and Method in Patchy Vegetation. *Journal of Ecology*, **82**(4), 881-897.

SUGITA S., 2007a – Theory of quantitative reconstruction of vegetation I: pollen from large sites REVEALS regional vegetation composition. *The Holocene*, **17**, 229-241.

SUGITA S., 2007b – Theory of quantitative reconstruction of vegetation II: all you need is LOVE. *The Holocene*, **17**, 43-257.

SVENDSEN J.I., ALEXANDERSON A., ASTAKHOV V.I., DEMIDOV I., DOWDESWELL J.A., FUNDER S., GATAULLIN V., HENRIKSEN M., HJORT C., HOUMARK-NIELSEN M., HUBBERTEN H.W., INGOLFSSON O., JAKOBSSON M., KJAER K.H., LARSEN E., LOKRANTZ H., LUNKKA J.P., LYSA A., MANGERUD J., MATIOUCHKOV A., MURRAY A., MÖLLER P., NIESSEN F., NIKOLSKAYA O., POLYAK L., SAARNISTO M., SIEGERT C., SIEGERT M.J., SPIELHAGEN R.F., STEIN R., 2004 – Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, **23**, 1229-1271.

SVENSSON, N.O. 1989 – Thèse de l'Université de Lundqua, **25**.

SVENSSON A., ANDERSEN K.A., BIGLER M., CLAUSEN H.B., DAHL-JENSEN D., DAVIES S.M., JOHNSEN S.J., MUSCHELER R., RASMUSSEN S.O., RÖTHLISBERGER R., STEFFENSEN J.P., VINTHER B.O., 2006 – The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15-42 ka. Part 2: comparison to other records. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 3258-3267.

SWINGEDOUW D., 2006 – Origine et impact climatique d'un changement de circulation thermohaline au cours des prochains siècles dans le modèle IPSL-CM4. *Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie (Paris VI)*. 190 p.

SWINGEDOUW D., BRACONNOT P., MARTI O., 2006 – Sensitivity of the Atlantic Meridional Overturning Circulation to the melting from northern glaciers in climate change experiments. *Geophysical Research Letters*, **33**, L07711.

SWINGEDOUW D., BRACONNOT P., DELECLUSE P., GUILYARDI E., MARTI O., 2007 – The impact of global freshwater forcing on the thermohaline circulation: adjustment of North Atlantic convection sites in a CGCM. *Climate Dynamics*, (DOI 10.1007/s00382-006-0171-3)

SWIPA, 2009 – *The Greenland Ice Sheet in a Changing Climate*. Arctic Monitoring and Assessment Programme. 115 p.

TALLEY L.D., REID J.L., ROBBINS P.E., 2003 – Data-based meridional overturning streamfunctions for the global ocean. *Journal of Climate*, **16**, 3213-3226.

TARASOV P.E. et al., 1994 – Lake Status Records from The Former Soviet Union and Mongolia: Data Base Documentation, Paleoclimatology *Publications Series Report #2, World Data Center -A for Paleoclimatology*, 274p.

TARASOV P.E. et al, 1996 - Lake Status Records from the FSU, Database Documentation Version 2. *IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series # 96-032*. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.

TARASOV L., PELTIER W. R., 2004 - A geophysically constrained large ensemble analysis of the deglacial history of the North American ice-sheet complex. *Quaternary Science Reviews*, **24**, 359-388.

TELFORD R.J., HEEGAARD E., BIRKS H.J.B., 2004 – All age-depth models are wrong but how badly? *Quaternary Science Reviews*, **23**, 1-5.

TELLER J.T., LEVERINGTON D.W., 2004 – Glacial Lake Agassiz: A 5 000 yr history and its relationship to the $\delta^{18}O$ record of Greenland. *Geological Society of America Bulletin*, **116**, 729-742.

THIEBAULT S., BINTZ P., 1997 - Les grottes du Vercors et des massifs subalpins. Relations Homme et milieu végétal. In : Dynamique du paysage. Entretiens en géoarchéologie. Table ronde tenue à Lyon les 17 et 18 novembre 1995. *Documents d'archéologie en Rhône-Alpes*, **15**, 23 -39.

THOMPSON R.S., BENSON L., HATTORI E.M., 1986 – A revised chronology for the Last Pleistocene lake cycle in the central Lahontan Basin. *Quaternary Research*, **25**, 1-9.

THOMPSON R.S., ANDERSON K.H., 2000 – Biomes of western North America at 18,000, 6000 and 0 ^{14}C reconstructed from pollen and packrat midden data. *Journal of Biogeography*, **27**, 555-584.

TOURMAN A., 2007 – Fonctionnement, dynamique et intérêt paléoenvironnemental des tourbières du plateau volcanique du Devès (Velay, Massif Central). *Thèse de 3ème cycle de l'Université Jean Monnet*. 373 p.

TRENBERTH K.E., CARON J.M., 2001 – Estimates of Meridional Atmosphere and Ocean Heat Transports. *Journal of Climate*, **14**, 3433-3443.

TRIAT-LAVAL H., 1978 - *Contribution pollenanalytique à l'histoire Tardiglaciaire et Postglaciaire de la végétation de la basse vallée du Rhône*. Thèse de Doctorat d'État de l'Université d'Aix-Marseille III, 343 p.

TVERANGER J., ASTAKHOV V., MANGERUD J., 1995 – The Margin of the Last Barents-Kara Ice Sheet at Markhida, Northern Russia. *Quaternary Research*, **44** (3), 328-340.

TZEDAKIS P.C., HOOGHIEMSTRA H., and PALIKE H., 2006 – The last 1, 35 million years at Tenaghi Philippon: revised chronostratigraphy and long-term vegetation trends *Quaternary Science Reviews*, **25**, 3416-3430.

TZEDAKIS P.C., 2008 – Late Neanderthals in climatic context. *Actes du colloque international Q6 : Biodiversité au Quaternaire*. Montpellier.

USINGER H., 1998 - Pollenanalytische Datierung spätpaläolitischer Fundschichten bei Ahrenshöft, Kr. Nordfriesland. Archäologische Nachrichten aus Schleswig-Holstein. *Mitteilungen der Archäologischen Gesellschaft Schleswig-Holstein e.V. und des Archäologischen Landesamtes Schleswig-Holstein*, **8**, 50–73.

VAN DER HAMMEN T., 1957 - The stratigraphy of the Late-Glacial. *Geologie en Mijnbouw*, **45**, 33-35.

VAN GEEL B., BOHNCKE S.J.P., DEE H., 1981 – A palaeoecological study of an upper Late Glacial and Holocene sequence from "De Borchert", the Netherlands. *Review of Palaeoecology and Palaeobotany*, **31**, 367-448.

VAN GEEL B., COOPE G.R., VAN DER HAMMEN T., 1989 – Palaeoecology and stratigraphy of the Lateglacial type section at Usselo (The Netherlands). *Review of Palaeobotany and Palynology*, **60**, 25-129.

VAN VLIET -LANOË B., 1991 - Les changements climatiques et leurs conséquences sur le milieu lors du dernier glaciaire dans le Massif Central. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, **1**, 11-21.

VAN VLIET-LANOË B., 2005 – Deformations in the active layer related with ice/soil wedge growth and decay in present day Arctic. Paleoclimatic implications. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **13** (2ème série), 81-95.

VAN ZEIST W., VAN DER SPOEL-WALVIUS M.R., 1980 – A palynological study of the late glacial and the postglacial in the Paris basin. *Palaeohistoria*, **12**, 68-109.

VELICHKO A.A., CATTO N., DRENOVA A.N., KLIMANOV V.A., KREMENETSKI K.V., NECHAEV V.P., 2002 – Climate changes in East Europe and Siberia at the Lateglacial-Holocene transition. *Quaternary International*, **91**, 75-99.

VERGNE V., 1991 - Les paysages végétaux d'Artense au Tardiglaciaire et à l'Holocène. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, **1**, 23-28.

VEUM T., JANSEN E., ARNOLD M., BEYER I., DUPLESSY J.C., 1992 – Water mass exchange between the North Atlantic and the Norwegian Sea during the past 28,000 years. *Nature*, **356**, 783-785.

VIAU A.E., GAJEWSKI K., 2001 – Holocene variations in the global hydrological cycle quantified by objective gridding of lake level databases. *Journal of Geophysical Research-Atmosphere*, **106** (D23). 31703-31716.

VIGNEAU J.P., 2000 – *Géoclimatologie*. Paris, Ed. ellipses. 334p.

VIGNEAU J.P., 2002 – Les enseignements de 15 ans de thèse en climatologie (1986-2000). *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, **4**, 440-449.

VILLENEUVE G.O., 1980 – *Glossaire de météorologie et de climatologie*. Québec, Les presses de l'Université Laval. 625 p.

VOELKER A.H.L. *and workshop participants*, 2002 – Global distribution of centennial-scale records for marine isotope state (MIS) 3: a database. *Quaternary Science Reviews*, **21**, 1185-1214.

VOITURIEZ B., 2005 – *Le Gulf Stream peut-il un jour s'arrêter ?*
http://www.clubdesargonautes.org/faq/gscourant.htm

VON GRAFENSTEIN U., ERLENKEUSER H., BRAUER A., JOUZEL J., JOHNSEN J., 1999 - A mid-European Decadal Isotope Climate record from 15.500 to 5 000 Years B.P. *Science*, **284**, 1654-1657.

VORREN T.O., LABERG J.S., BLAUME F., DOWDESWELL J.A., KENYON N.H., MIENERT J., RUMOHR J., WERNER F., 1998 – The Norwegian-Greenland Sea continental margins : morphology and Late Quaternary sedimentary processes and environment. *Quaternary Science Reviews*, **17**, 273-302.

WALKER M.J.C., BJÖRCK S., LOWE J.J., CWYNAR L.C., JOHNSEN S., KNUDSEN K.L., WOHLFARTH B., INTIMATE group, 1999 – Isotopic 'events' in the GRIP ice core : a stratotype for the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, **18**, 1143-1150.

WALKER M.J.C., BJÖRCK S., LOWE J.J., 2001 – Integration of ice-core, marine and terrestrial records (INTIMATE) from around the North Atlantic region: an introduction. *Quaternary Science Reviews*, **20**, 11669-1174.

WALTER-SIMONNET A.V., BOSSUET G., DEVELLE A.L., BEGEOT C., RUFFALDI P., MAGNY M., ADATTE T., ROSSY M., SIMMONET J.P., BOUTET J., ZEILLER R., DE BEAULIEU J.L., VANNIERE B., THIVET M., MILLET L., REGENT B., WACKENHEIM C., 2008 – Chronologie et spatialisation de retombées de cendres volcaniques tardiglaciaires dans les massifs des Vosges et du Jura, et le plateau suisse. *Quaternaire*, **19** (2), 117-132.

WANG Y.J., CHENG H., EDWARDS R.L., AN Z.S., WU J.Y., SHEN C.C., DORALE J.A., 2001 – A high-Resolution Absolute-Dated Late Pleistocene Monsoon Record from Hulu Cave, China. *Science*, **294** (5550), 2345-2348.

WASTEGARD S., BJÖRCK S., POSSNERT G., WOHLFAHRT B., 1998 – Evidence for the occurence of Vedde Ash in Sweden: radiocarbon and calendar age estimates. *Journal of Quaternary Science*, **13**, 271-274.

WASTEGARD S., ANDREN T., 2005 – Salinity changes in the central Baltic Sea (NW Europe) over the last 10 000 years: a comment on Emeis, Struk, Blanz, Kohly, Voß. *The Holocene*, **15** (3), 472-474.

WATTS W.A., 1977 – The Late Devensian vegetation of Ireland. *Philosophical Transactions of the Royal Geographical Society of London*, **B280**, 273-293

WATTS W.A., HANSEN B.C.S., GRIMM E.C.1992 – Camel Lake: A 40,000 year record of vegetational and forest history from northwest Florida. *Ecology*, **73**, 1056-1066.

WEAVER A.J., SALENKO O.A., CLARK P.U., MITROVICA J.X., 2003 - Meltwater Pulse 1a from Antarctica as a trigger of the Bølling-Allerød warm interval. *Science,* **299**, 1709-1713.

WEBB T., 1985 – Holocene palynology and climate. *In*: HECHT A. (ed.): *Paleoclimates Analysis and Modelling*. New York, Wiley Interscience. 163-196.

WEBB R.S., 1990 – Late-Quaternary Lake Level Changes in the Northeastern United States. *Ph.D. Thesis, Brown University*.

WEGMÜLLER S., 1966 – Über die Spät- und postglaziale Vegetationgeschischte des Südwestlichen Jura. *Beiträge zur Geobotanischen. Landesaufnahme der Schweiz*, **48**, 156 p.

WEGMÜLLER S., 1977 – *Pollenanalytische Untersuchungen zur spät und postglazialen Vegetationgeschischte der französischen Alpen (Dauphiné).* Verlag Paul Haupt Bern. 185p.

WHITLOCK C., GRIGG L.D., 1999 - Paleoecological Evidence of W&G1999 and Sub-W&G1999. In WEBB et al., 1999 (ed.), *Climate Variations in the Western U.S. during the Late Quaternary. Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales*. American Geophysical Union Monograph, 227-241.

WHITNEY B.S., VINCENT J.S., CWYNAR L.C., 2005 – A midge-based late-glacial temperature reconstruction from southwestern Nova Scotia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **42** (11), 2051-2057.

WIERSMA A.P., RENSSEN H., 2006 – Model-data comparison for the 8.2 ka BP event: confirmation of a forcing mechanism by catastrophic drainage of Laurentide Lakes. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 63-88.

WILLIAMS J.W., WEBB III T., RICHARD P.H., NEWBY P., 2000 – Late Quaternary biomes of Canada and the Eastern United States. *Journal of Biogeography*, **27**, 585-607.

WILLIAMS J.W., 2002 - Variations in tree cover in North America since the last glacial maximum. *Global and Planetary Change*, **35**, 1 – 23.

WILLIAMS J.W., SHUMAN B.N., THOMPSON WEBB III, BARTLEIN P.J., LEDUC P.L., 2004 - Late Quaternary vegetation dynamics in North America: scaling from taxa to biomes. *Ecological Monographs*, **74** (2), 309-334.

WINKLER M.G., SWAIN A.M., KUTZBACH J.E., 1986 – Middle Holocene dry period in the northern Midwestern United States: lake levels and pollen stratigraphy. *Quaternary Research*, **25**, 235-250.

WOILLARD G., 1978 – Grande Pile peat bog: a continuous pollen record for the last 140 000 years. *Quaternary Research*, **9**, 1-21.

WOLFHART B., 1996 – The chronology of the last termination: a review of radiocarbon-dated, high-resolution terrestrial stratigraphies. *Quaternary Science Reviews*, **15**, 267-284.

WOOD R.A., KEEN A.B., MITCHELL J.F.B., GREGORY J.M., 1999 – Changing spatial structure of the thermohaline circulation in response to atmospheric CO_2 forcing in a climate model. *Nature*, **399**, 572-575.

WUNSCH C., 2006 – Abrupt climate change: An alternative view. *Quaternary Research*, **65** (2), 191-203.

YANASE W., ABE-OUCHI A., 2007 – The LGM surface climate and atmospheric circulation over East Asia and the North Pacific in the PMIP 2 coupled model simulations. *Climate of the Past*, **3**, 439-451.

YIFRU D.D., PECK J.A., KING J.W., 2002 – Post-glacial environmental change as recorded by Silver Lake sediment, Logan County Ohio. *Geological Society of America. 2002 Denver Annual Meeting* *http://gsa.confex.com/gsa/2002AM/finalprogram/abstract_40816.htm*

YU G., HARRISON S.P., 1995 - Lake Status Records from Europe, Database Doc. *IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series # 95-009*. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.

YU Z.C., EICHER U., 1998 - Abrupt climate oscillations during the last deglaciation in Central North America. *Science*, **282**, 2235-2237.

YU Z.C., 2000 - Ecosystem response to late-glacial and Early Holocene climate oscillations in the Great Lakes region of North America. *Quaternary Science Reviews*, **19**, 1721-1745.

YU Z.C, WHRIGHT Jr H.E., 2001 - Response of interior North America to abrupt climatic oscillations in the North Atlantic region during the last deglaciation. *Earth Science Reviews*, **52**, 333-369.

YURCO N.L., 2010 – A Multi-Proxy Investigation of the Late Glacial "Mystery Interval" (17.5-14,5 ka) in the Cariaco Basin, Venezuela. *Thèse de l'Université de Miami*.
http://scholarlyrepository.miami.edu/oa_theses/26/

ZACHOWICZ J., PRZYBYLOWSKA-LANGE W., NAGLER J., 1982 – The Late-Glacial and Holocene vegetational history of the Zulawy Region, North Poland. A Biostratigraphic study of Lake Druzno sediments. *Acta Palaeobotanica*, **22** (1), 141-161.

ZERNITSKAYA V.P., 1985 – Development of vegetation in the western part of the Kopyl upland during the Late-Glacial time and Holocene. In: *Geographical aspects of rational nature use*. Minsk, Nauka i Taknika, 110-116.

ZHAO J., WANG Y., COLLERSON K.D., GAGAN M.K., 2003 - Speleothem U-Series dating of semi-synchronous climate oscillations during the last deglaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, **216**, 155-161.

ZHOU W., HEAD M.J., AN Z., DE DECKKER P., LIU Z., LIU X., LU X., DONAHUE D., JULL A.J.T., BECK J.W., 2001 – Terrestrial evidence for a spatial structure of tropical-polar interconnections during the Younger Dryas episode. *Earth and Planetary Science Letters*, **191**, 231-239.

ZINC A., PORTO E., 2007 – La datation par luminescence. *L'actualité chimique*, **308-309**, 118-119.

ZWECK C., HUYBRECHTS P., 2003 - Modelling the marine extent of Northern Hemisphere ice sheets during the last glacial cycle. *Annals of Glaciology*, **37**, 173-180.

Glossaire

NB : La traduction franco-anglaise des termes est indiquée en italique, lorsqu'elle est disponible.

Abiotique (*abiotic*) : inorganique. Contraire de biotique (organique).

Alizé (*trade-wind*) : Vent tropical soufflé depuis les agglutinations anticycloniques extratropicales. D'une direction à composante Est, il se dirige vers l'Équateur géographique sans jamais le franchir. Lors de sa tropicalisation, il devient soit un **alizé continental**, soit un **alizé maritime** selon la situation géographique de l'AA originelle et la nature du substratum traversé (LEROUX M., 2000).

Agglutination Anticyclonique : Une AA résulte du ralentissement dans les basses couches des AMP en direction des tropiques, puis de leur emboîtement par blocage et compression. Il se forme alors un espace dans lequel domine une stabilité aérologique, caractérisé par une absence de pluie et alimenté constamment par les AMP. L'absence de précipitations s'explique par la permanence des conditions anticycloniques, mais aussi par la subsidence provoquée par la branche descendante de la cellule d'Hadley, qui coiffe les AA des basses couches. En fonction de leur substratum peuvent être distinguées des **agglutinations anticycloniques continentales et océaniques** (LEROUX M., 2000).

Amplitude climatique (méthode de l') (*climatic range method*) : analyse statistique de la capacité d'un végétal à s'adapter à un climat donné.

Amplitude écologique (*ecological amplitude*) : capacité d'un végétal à s'adapter à l'ensemble des contraintes environnementales auxquelles il est soumis.

Anticyclone (*high*) : masse d'air stable formée d'un air subsident associé à des vents divergents à la surface. C'est pourquoi il est le siège de hautes pressions, aussi bien aux latitudes polaires que subtropicales, où il est plus justement désigné sous le terme d'agglutination anticyclonique.

Barocline (*baroclinic*) : Terme qui désigne un fluide stratifié dont les isobares ne sont pas parallèles entre elles ni ne coïncident avec les isopycnes (MOUREAU M. & BRACE G., 2000).

Barotrope (*barotropic*) : Terme qui désigne un fluide stratifié (air, eau) avec les isopycnes (MOUREAU M. & BRACE G., 2000).

Barycentre (*barycentre*) : centre de gravité.

Caliche (*barycentre*) : conglomérat de roches sédimentaires cimenté par du carbonate de calcium.

Catabatique (*katabatic*) : vent froid s'écoulant de manière gravitaire en montagne sur un versant ou sur un inlandsis depuis le centre vers ses bordures. (PECH P. *et al*, 1998).

Chronologie absolue (*absolute chronology*) : géochronologie dont les limites sont établies à partir de valeurs numériques. Elle s'oppose à une **géochronologie relative**, fondée sur l'antériorité ou la postériorité des strates les unes par rapport aux autres.

Chronozone (*chronozone*) : subdivision chronologique employée pour dater des biostratigraphies (DE KLERK P., 2004)

Climatostratigraphie (*climatostratigraphy*) : subdivision du temps passé en périodes spécifiques selon leurs caractéristiques climatiques (DE KLERK P., 2004).

Courant-jet (*jet-stream*) : Flux des hautes couches de la troposphère, animés par une circulation zonale très rapide sous la forme de « tuyaux » de quelques centaines de kilomètres de large.

Cycle de Bond (*Bond cycle*) : suite de changements climatiques qui voit se succéder un épisode de D/O, des interstades plus ou moins courts, une période froide et qui se termine par un événement d'Heinrich. Le Tardiglaciaire constitue l'exemple le plus significatif du cycle de Bond (BOND G. *et al*, 1993)

Dansgaard/Oeschger (épisode de) (*D/O event*) : un épisode de Dansgaard/Oeschger (D/O) est connu comme une phase de réchauffement rapide consécutive à un événement d'Heinrich. Immédiatement après avoir atteint un maximum, les températures chutent progressivement jusqu'à l'événement d'Heinrich suivant. 24 de ces épisodes ont été recensés depuis 75 000 ans. La fréquence de ces épisodes a été estimée à 1470 ans (CAMPBELL I.D. *et al*, 1998; RAHMSTORF S. 2003).

Dendrochronologie (*dendrochronology*) : science qui étudie la croissance des cernes d'arbres.

Dépression (*low*) : masse d'air relativement instable, formée d'un air ascendant associé à des vents convergents à la surface. C'est pourquoi la pression y est plus faible. Les courants ascendants provoquent la formation des nuages et participent à la pluviogénèse.

Dépression thermique (*thermal low*) : « Dépression résultant des températures élevées provoquées par un échauffement intense de la surface terrestre. » (VILLENEUVE G.O., 1980)

Descente polaire (*polar outburst*) : coulée de l'air anticyclonique froid et stable dans la conception classique ; déplacement de l'air polaire selon une composante méridienne dans le modèle AMP.

Diapycnale (direction) (*diapycnal direction*) : direction à angle droit par rapport à la surface isopycnale empruntée par les eaux profondes et intermédiaires lors de leur diffusion, sous l'action des vents ou de la force géostrophique (DE SALABERT C., 2007).

Discontinuité tempérée : *cf.* front polaire

Diploxylon (*diploxylon*) : terme employé pour distinguer, dans la thèse, les espèces du genre *Pinus*. Un pin diploxylon (*Pinus pinus*) se différencie d'un pin haploxylon (*Pinus strobus*) par ses deux faisceaux vasculaires, ses gaines persistantes (petites feuilles à la base du faisceau d'aiguilles), la position dorsale des ombilics de ses cônes et par ses graines ailées et articulées (ONF, 2005).

Domaine climatique : ordre de grandeur des états de l'atmosphère, qui s'individualise par la circulation moyenne des masses d'air qui le composent (VIGNEAU J.P., 2000).

Drumlin (*drumlin*) : dans les régions anciennement englacées, ce terme désigne des petites collines morainiques, à versants convexes alignées « en troupeau » dans le sens d'écoulement du glacier (LACOSTE Y., 2003).

Écotone (*ecotone*) : groupement végétal d'interface situé entre deux formations végétales bien définies (PECH P. *et al*, 1998)

Effet d'eau dure (*hardwater effect*) : problème qui affecte la datation des échantillons carbonatés lacustres, dont la teneur en radiocarbone est appauvrie en raison de la dissolution de carbonates plus anciens.

Effet de glace (*ice effect*) : problème lié à la succession des stades et interstades, pendant lesquels le volume de glace global varie. Il en résulte logiquement une variation du rapport $^{18}O/^{16}O$ des océans, qui modifie le $\delta^{18}O$ des précipitations initiales.

Esker (*esker*) : chenaux d'écoulement sous-glaciaire comblés par des débris alluviaux et fluvio-glaciaires jusqu'à former des croupes ou des collines allongées (PECH P. *et al*, 1998).

Évaporite (*evaporite*) : précipitations de minéraux, de sels et de carbonates, liée à l'évaporation d'eaux salines.

Euphotique (zone) (*euphotic zone*) : zone océanique, qui concentre les premiers 120 mètres d'épaisseur depuis la surface. Il s'y distribue l'essentiel du phytoplancton et du zooplancton.

Foraminifère (*foraminifera*) : être vivant unicellulaire marin planctonique à coque calcaire.

Front polaire (*polar front*) : Discontinuité qui sépare aux latitudes moyennes l'air polaire relativement froid et l'air tropical relativement chaud. Le terme de discontinuité tempérée est aujourd'hui préféré (VIGNEAU J.P., 2000).

Front polaire océanique (*oceanic polar front*): discontinuité le long de laquelle s'opère le contact entre les eaux de fonte glaciaire et les eaux tropicales.

Géochronologie (*geochronology*) : subdivision du temps passé en périodes spécifiques selon les caractéristiques lithologiques ou paléontologiques des strates (DE KLERK P., 2004).

Gyre (*gyre*) : « forme circulaire ou spiralée des courants dans un bassin océanique » (PECH P. *et al*, 1998)

Haploxylon (*diploxylon*) : terme employé pour distinguer, dans la thèse, les espèces du genre *Pinus*. Un pin haploxylon (*Pinus strobus*) se différencie d'un pin diploxylon (*Pinus pinus*) par son seul

faisceau vasculaire, ses gaines caduques (petites feuilles à la base du faisceau d'aiguilles), la position terminale des ombilics de ses cônes et par ses graines aptères et non-articulées (ONF, 2005).

Heinrich (événement d') (*Heinrich event*) : un événement d'Heinrich (H) se caractérise par une décharge massive d'icebergs dans l'Atlantique Nord, en provenance de la calotte laurentide et/ou fenno-scandinave. Il coïncide avec un refroidissement marqué des surfaces continentales. Il se repère dans les sédiments marins par des dépôts riches en matériel grossier, corrélés à des minima de composition isotopique de l'oxygène. Connus au nombre de six, les événements d'Heinrich présentent une fréquence proche de 7 000 ans.

Hémisphère météorologique (*meteorological hemisphere*) : subdivision de la Terre selon la surface couverte par les masses d'air de chaque hémisphère. La discontinuité qui les sépare est **l'Équateur Météorologique**.

Hystérésis (*hysteresis*): réaction non-linéaire du système climatique à un facteur perturbateur.

Insolation journalière (*diary insolation*) : « quantité d'énergie reçue (W. m^{-2}), par unité de surface, à un endroit donné de la Terre sur un jour, divisée en 24h et ce, sans tenir compte de la présence de l'atmosphère » (BERGER A. & LOUTRE M.F., 2004). À noter que certains auteurs préfèrent désigner l'insolation journalière par le terme d'**irradiance**.

Interstade (*interstadial*) : Phase climatique correspondant à une hausse moyenne des températures pendant une période pléniglaciaire ou tardiglaciaire.

Isopycne (*isopycnal*) : surface de densité constante.

Isotope (*isotope*) : atome qui se distingue d'un autre par son nombre de neutrons.

Isotope cosmogénique (*cosmogenic isotope*) : isotope formé dans la haute atmosphère suite à l'impact du rayonnement cosmique sur les atomes de l'air.

Isotope stable (*stable isotope*) : isotope dont le noyau atomique dispose d'une énergie de liaison suffisante si bien qu'il ne peut être dissocié. Sa durée de vie est illimitée.

Isotope instable (*unstable isotope*) : *cf*. radio-isotope.

Kame (*kame*) : forme d'accumulation juxtaglaciaire générée par les débris transportés par les eaux de fonte, les torrents juxtaglaciaires et le glacier (PECH P. *et al*, 1998).

Loess (*loess*) : limon d'origine glaciaire, **transporté par le vent** sur de longues distances jusqu'à ce qu'il constitue des dépôts plus ou moins épais, connus pour former des sols riches et facilement cultivables.

Lithostratigraphie (*lithostratigraphy*) : subdivision du temps passé en périodes spécifiques selon les caractéristiques lithologiques des strates (DE KLERK P., 2004).

Luminescence stimulée optiquement (*Optical Stimulated Luminescence*) : phénomène physique lié à la capacité qu'ont certains minéraux à accumuler puis à restituer, au niveau atomique, de l'énergie, suite à un forçage optique.

Modèle (*model*) : schéma logique, qui s'efforce de représenter la structure d'un système, d'en identifier les éléments, les flux et les rétroactions.

Modèle âge/profondeur (*age/depth model)* : analyse statistique des datations obtenues sur une portion de carotte sédimentaire en fonction du taux d'accumulation, variable dans le temps.

Modèle numérique (*numerical model*) : modèle informatisé qui prévoit les propriétés statistiques d'un système selon un niveau hiérarchisé de rétroactions. Actuellement, les modèles couplés sont ceux qui intègrent les interrelations les plus complexes alors que les modèles conceptuels et de complexité réduite sont fondés sur des relations simplifiées entre les différents paramètres du système étudié.

Mousson (*monsoon*) : Flux tropical dont la trajectoire s'inscrit dans une déclivité transéquatoriale. Une telle configuration survient lorsque s'opposent de part et d'autre de l'Équateur géographique une cellule anticyclonique et une dépression thermique, dont le rôle attractif explique l'ampleur du flux de mousson surtout sur les surfaces continentales. « Une mousson est donc génétiquement le prolongement dans un hémisphère d'un alizé de l'autre hémisphère en été » (LEROUX M., 2000). Le terme « mousson d'hiver » employé par le groupe COHMAP (1988) pour définir le flux qui parcourt les plateaux d'Asie orientale est donc employé à tort.

Océanisé : terme employé pour désigner le climat des surfaces continentales qui subissent plus ou moins profondément l'influence de l'océanité. Le terme océanique est réservé à l'étude du climat des étendues marines (VIGNEAU J.P., 2000).

Ondes de Kelvin et de Rossby (*Kelvin and Rossby waves*) : ondes planétaires barotropes ou baroclines qui traversent en plusieurs mois voire plusieurs années l'océan d'est en ouest (ondes de Rossby) ou inversement (ondes de Kelvin), à l'origine d'un transport d'énergie et d'une ondulation plus ou moins prononcée de la thermocline.

Oscillation Nord-Atlantique (*Northern Atlantic Oscillation*) : différence normalisée de pression entre les stations de Ponta Delgada (Açores) et Stykkisholmur (Islande), à partir de laquelle est élaboré un indice sur la dynamique de la circulation atmosphérique dans l'espace Nord-Atlantique (HUFTY A., 2001).

Paléoenvironnement (*paleoenvironment*) : milieu du passé, au sens géographique du terme.

Palier radiocarbone (*radiocarbon plateau*) : période pendant lesquelles l'activité mesurée du ^{14}C demeure constante, si bien qu'une date radiocarbone peut correspondre à plusieurs années calendaires.

Palynologie (*palynology*) : science par laquelle sont étudiés les grains de pollen.

Palynostratigraphie (*palynostratigraphy*) : subdivision du temps passé en périodes spécifiques selon les caractéristiques palynologiques des strates (DE KLERK P., 2004).

Photosphère (*photosphere*) : couche de gaz de près de 300 km d'épaisseur, qui constitue la surface visible des étoiles comme le Soleil (*www.futura-sciences.com*).

Proxy (*proxy*) : indicateur indirect d'un changement climatique dans le passé.

Radioactivité (*radioactivity*) : propriété de certains noyaux atomiques de perdre de leur masse. Leur énergie de liaison est insuffisante si bien qu'ils se transforment en noyaux plus stables en émettant un rayonnement ou des particules.

Radiocarbone (*radiocarbon*) : carbone 14

Radio-isotopes (*radioactive isotope*) : isotopes radioactifs ou instables.

Réservoir (effet de) (*reservoir effect*) : problème qui affecte les datations au carbone 14 des échantillons marins, en raison du déséquilibre simultané entre le ^{14}C atmosphérique et le ^{14}C marin.

Rapport E/PE : rapport entre l'évapotranspiration réelle et l'évapotranspiration potentielle qui permet d'évaluer l'humidité d'un milieu donné.

Shannon (indice de) (*Shannon index*) : indice qui rend compte de la probabilité de voisinage d'une espèce à une autre sous un climat donné.

Sandur (*sandur*) : forme d'accumulation de nappes de galets et de limons par les eaux de fonte glaciaire.

Sapropèle (*sapropel*) : « Vase ou boue comportant une grande proportion de matière organique » (FOUCAULT A. & RAOULT J.F., 2000).

Secteur (*sector*) : En météorologie, le secteur désigne la direction d'où vient le vent, selon une valeur cardinale ou angulaire (Météo France)

Sensibilité climatique (*climatic sensitivity*) : étude de l'évolution des températures après un doublement du taux actuel de CO_2 dans l'atmosphère.

Sikussak *(sikussak)* : « très vieille glace de mer piégée dans les fjords. Elle ressemble à de la glace de glacier par suites de chutes de neige ou de congères qui ont contribué à sa formation » (VILLENEUVE G.O., 1980)

Silt (*silt*) : dépôt meuble fin d'origine glaciaire.

Spectre pollinique (*palynological spectrum*) : ensemble des taxons présents à chaque niveau d'un sondage sédimentaire.

Spectrométrie de masse (*mass spectrometry*) : mesure qui permet de décomposer un mélange de molécules en des éléments simples, qui constituent son spectre.

Spéléothème (*speleothem*) : concrétion formée d'eaux de précipitation carbonatées, sous la forme de stalagmites, de stalactites ou de fistuleuses.

Stade (*stadial*) : Phase climatique correspondant à une baisse moyenne des températures pendant une période tardiglaciaire ou interglaciaire.

Stratotype (*stratotype*) : Terme emprunté à la géologie pour désigner une coupe-type qui sert d'étalon pour la définition et l'identification d'une unité stratigraphique (*International Union of*

Geological Sciences). Cette notion peut aussi s'appliquer aux carottages glaciaires arctiques et antarctiques, référents pour la datation haute-résolution des événements climatiques.

Subsidence isostatique (*isostatic subsidence*) : enfoncement, lors des périodes glaciaires, de la lithosphère rigide dans l'asthénosphère visqueuse, en raison de la masse des glaces continentales. La subsidence est compensée par un mouvement de **remontée isostatique** lors des épisodes de déglaciation.

Susceptibilité magnétique (*magnetic susceptibility*) : faculté selon laquelle un sédiment peut être magnétisé, en fonction de sa teneur en magnétite. La mesure de la susceptibilité permet, entre autre, d'évaluer l'intensité du transport des sédiments, aussi bien sur les surfaces continentales que marines.

Sverdrup (*Sverdrup ou Sv*) : unité de mesure du débit d'un courant océanique. 1 Sv équivaut environ à 1 million de m^3/s, ce qui représente le débit de toutes les rivières réunies du monde.

Système d'Information Géographique (*Geographical Information System*) : modèle informatique d'organisation et de géovisualisation de données géoréférencées.

Taxon (*taxon*) : unité de classification des êtres vivants.

Téphra (*tephra*) : dépôt de cendres volcaniques.

Thermohaline (circulation) (*thermohaline circulation*) : circulation de chaleur (du grec *thermos*) et de sel (*halos*) dans l'océan mondial. Lorsqu'ils s'intéressent spécifiquement au bassin atlantique, les anglophones emploient le terme d'*Atlantic Meridional Overturning Circulation* (AMOC).

Thermoluminescence (*thermoluminescence*) : phénomène physique lié à la capacité qu'ont certains minéraux à accumuler puis à restituer, au niveau atomique, de l'énergie, suite à un forçage thermique.

Thermosphère (*thermosphere*) : domaine qui englobe l'ensemble des températures que tolère un végétal depuis la plus basse jusqu'à la plus élevée.

Till (*till*) : dépôt glaciaire quelconque.

Tuf (*tuff*) : concrétion calcaire déposée dans les sources ou les lacs. Connu également sous le nom de travertin.

Type pollinique (*palynological type*) : catégorie d'identification d'un taxon lorsqu'il est impossible de différencier plusieurs grains similaires de pollen.

Unité pratique de salinité ou ups (*Practical Salinity Unit ou psu*) : Unité utilisée pour décrire la propriété salée de l'eau, qui équivaut approximativement à 1g de sel dans un kilogramme d'eau de mer. La salinité moyenne de l'eau de mer est de 35 ups soit 35g/kg d'eau.

Upweeling (*upweeling*) : remontée d'eaux froides plus ou moins profondes pour remplacer les eaux de surface repoussées par les vents (LACOSTE Y., 2003).

Varve (*varve*) : Couche sédimentaire fine, déposée selon un rythme annuel en milieu lacustre ou marin.

Vent thermique (*thermal wind*) : Concept utilisé en météorologie pour calculer la variation du vent entre deux altitudes quand est connue la structure thermique de l'air. Par définition, il suit la perpendiculaire au gradient thermique global : il souffle donc d'ouest en est. En revanche, au niveau de la tropopause, il change de direction car la température se réchauffe plus rapidement au nord.

UNIVERSITÉ JEAN MOULIN LYON 3
ÉCOLE DOCTORALE « SCIENCES SOCIALES »

THÈSE (ANNEXES)

Sous la direction des Professeurs M. LEROUX puis J. COMBY

Présentée pour l'obtention du diplôme de :
DOCTORAT GÉOGRAPHIE AMÉNAGEMENT

Spécialité :
CLIMATOLOGIE

ANALYSE GÉOGRAPHIQUE
DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES DES SURFACES CONTINENTALES
DE L'ESPACE NORD-ATLANTIQUE
PENDANT LE TARDIGLACIAIRE WÜRMIEN

Présentée et soutenue par **SOTO Didier**,
le 03 décembre 2012 devant le jury composé de :

L. BARTHÉLEMY, Maître de conférences (Université de Lyon) : Examinateur

H. CUBIZOLLE, Professeur des Universités (Université de Lyon) : Examinateur (rapporteur)

W. HOEK, Enseignant-chercheur (Université d'Utrecht) : Examinateur

A.M. LÉZINE, Directeur de Recherches (LSCE) : Examinateur

J.P. VIGNEAU, Professeur des Universités Émérite : Examinateur (rapporteur)

J.COMBY, Professeur des Universités (Université de Lyon) : Directeur de thèse

Travaux effectués au :
Laboratoire de Climatologie Risques Environnement, CRGA
UMR Environnement, Villes et Sociétés
Université Jean Moulin Lyon 3
18, rue Chevreul. 69007 Lyon, France

Sommaire des annexes

Annexe n°1 : Notice explicative du fichier « Présentation des sites » **3**

Annexe n°2 : **Cf. CD-ROM**

Annexe n°3 : Classification hiérarchique par PFT et biomes **9**

Annexe n°4 : Procédure d'intégration des données dans le SIG **17**

Annexe n°1 :

Notice explicative du fichier : «Présentation des sites »

Contexte de l'étude

Cette annexe a pour fonction de préciser chacun des champs informatiques du fichier : Présentation des Sites, disponible sur le CD-Rom (*Annexe n°2*).

Au regard des techniques de datation des événements passés, il convient d'être très attentif à la fiabilité des âges utilisés pour la géovisualisation des données paléoenvironnementales. Il a donc été nécessaire de mettre au point une grille d'analyse multiple, dont les critères sont exposés en détail ci-dessous.

Les informations contenues dans le tableau de l'annexe n°2 paraissent plus ou moins exhaustives si bien que certains sites semblent peu renseignés. N'étant pas dépositaire de la donnée « brute », l'étude proposée se révèle donc très dépendante des contributeurs des banques de données mondiales : toute omission dans l'évaluation de la fiabilité des sites n'est donc pas volontaire.

1. Présentation des critères

Champ « NUMERO » : Identifiant du site.

Champ « X » : Longitude (en degré décimal).

Champ « Y » : Latitude (en degré décimal).

Champ « Z » : Altitude (en mètres).

Champ « NOM » : Nom du site, repris de celui de la base originelle de données.

Champ « PAYS » : Pays d'appartenance du site.

Champ « INDICATEUR » : Il s'agit ici de désigner l'indicateur paléoenvironnemental étudié pour chaque site.

Réponses possibles : pollen, niveau lacustre, périglaciaire, dépôts éoliens, malacofaune, *insectes.*

Champ « INDICATEUR n°2 ». Lorsque plusieurs indicateurs paléoenvironnementaux sont disponibles par site, ce champ recense le second.

Réponses possibles : pollen, niveau lacustre, périglaciaire, lœss, dépôts éoliens, insectes.

Champ « PALEOTEMPERATURES » : Il s'agit d'indiquer ici si le contributeur a procédé à des quantifications thermiques et s'il les a communiqué. Si oui, elles sont géovisualisées ponctuellement dans les cartes du chapitre II, particulièrement celles de l'équipe MPDB (**fig.47**, **50-53**, **55-56**, **62-65**, **67-70**)

Réponses possibles : **O** = Oui. **N.A.** = *Non Available (pas de données disponibles)*.

Champ « PALEOPRÉCIPITATIONS » : De la même manière, il s'agit d'indiquer ici si le contributeur a procédé à des quantifications pluviométriques et s'il les a communiqué. Ces données sont alors géovisualisées ponctuellement dans les cartes du chapitre II.

Réponses possibles : **O** ; **N.A.**

Champ « CHRONOLOGIE » : Ce champ désigne la portée chronologique permise par les données du site concerné. Elle est exprimée en années ^{14}C BP (*Before Present*).

Champ « CONTRIBUTEURS » : Il convient de recenser, ici, les contributeurs ayant publié leur travail sur le site concerné.

Dans le cas où les contributeurs sont trop nombreux pour être tous évoqués, seuls les principaux sont retenus : ainsi sont privilégiés les auteurs ayant publié récemment sur le site ou bien les chercheurs ayant travaillé spécifiquement sur l'indicateur concerné.

Champ « RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES » : Dans ce champ sont indiquées les références bibliographiques selon l'ordre d'apparition des contributeurs.

*Réponses possibles : **1 :** Référence bibliographique du premier contributeur cité. **2 :** Référence bibliographique du second contributeur etc...*

Champ « BASE » : Ce champ référence les bases de données à partir desquelles est extrait le site concerné.

Réponses possibles :

ELLDB: *European Lake Level Data Base* (YU G. & HARRISON S.P., 1995)*;*
EPD: *European Pollen Database (http://www.europeanpollendatabase.net/data)*;
FSU: *Former Soviet Union and Mongolian Database* (TARASOV P.E. *et al*, 1996)**;**
MPDB: *Multi Proxy Data Base (http://130.37.68.16/multirpoxydb/mpdb_index.php)*;
NAPD: *North American Pollen Database* (GRIMM E.C., 2003);
PDSRFE: *Pollen Database for Siberia and Far East* (ANDERSON P. & LOZKHIN A., 1999);
Oxford: *Oxford Lake Level Database* (COHMAP members, 1994);
WDCP: *World Data Center A for Paleoclimatology* (NOAA, 2005);

En ce qui concerne les bases extraites d'articles, le nom de l'auteur principal est mentionné.

Champ « ^{14}C » : Ce champ indique si des datations ^{14}C ont pu être obtenues pour chaque site étudié.

Réponses possibles : **O** = Oui. **N.** = Non

Champ « DATATIONS (BP) » : Si des datations ^{14}C ont été communiquées, ce champ les énumères toutes.

Réponses possibles : **13 225 (200) :** datation ^{14}C ; **N.A. :** aucune datation ^{14}C.

Seront également mentionnées les datations imprécises ou rejetées ; les âges ^{13}C bien que la méthode de datation ne soit pas la même ; ou bien le lieu d'origine de la datation ^{14}C dans le cas où cette dernière concerne un site qui n'est pas celui du champ « NOM ».

Champ « MATÉRIEL DATÉ » : Il s'agit ici de répertorier le matériel qui a servi de support aux datations ^{14}C, lorsque cette information est communiquée par le dépositaire de la donnée.

Réponses possibles : **1 :** Matériel daté du premier âge du champ « Datations(BP) » ; **2 :** Matériel daté du second âge du champ « Datations (BP) ». **3 :** etc.…

Champ « ACQUISITION DES DATATIONS » : Il s'agit ici d'utiliser une codification préexistante pour désigner les méthodes d'acquisition des âges radiocarbones (TARASOV P.E. *et al*, 2004).

Réponses possibles :

1 : Datations ^{14}C réalisées sur la carotte analysée. Comptage de varves.
2 : Datations obtenues par comparaison avec des zones polliniques bien datées d'une carotte du même site.
3 : Datations obtenues par comparaison avec des zones polliniques bien datées d'une carotte prélevée à moins de 50 km du site étudié.
4 : Datations obtenues par comparaison avec une stratigraphie « régionale » bien datée.
5 : Datations obtenues par comparaison avec un ou plusieurs stratotypes.
N.A. : Matériel daté non communiqué.

Champ : « CONTRÔLE PRÉALABLE DES DATATIONS » : Ce champ permet de savoir si le site concerné a déjà été soumis à un contrôle de fiabilité par les contributeurs ou bien les gestionnaires de la base de données.

Réponses possibles :

O (+ équipe concerné) = Oui ; **N.A. :** Non communiqué.

En ce qui concerne certaines bases de données (Oxford, ELLDB), l'évaluation préalable est disponible seulement pour quatre pas de temps spécifiques : 18 000 ; 15 000 ; 12 000 et 9 000 BP. Dans ce cas, le système d'évaluation s'inspire d'une codification préexistante (WEBB T., 1985) : plus la note se rapproche de 1, plus la datation est jugée de bonne qualité. En revanche, plus elle s'éloigne de 1, moins elle est fiable. Ainsi, lorsque le code suivant est affiché : 1,1,1,1, cela signifie que les datations sont fiables pour l'ensemble des quatre pas de temps.
***0** : pas de contrôle disponible pour le pas de temps considéré*

Champ « CORRÉLATION STRATIGRAPHIQUE» : Dans ce champ sont répertoriés tous les renseignements sur les datations obtenues par corrélation stratigraphique avec une carotte du même site ou d'un autre. Dans la limite du possible ont été indiqués les repères stratigraphiques de même que les localités concernées et leur distance par rapport au site d'étude.

N.A. : aucune information disponible

Champ « INTERPOLATION DES DATATIONS» : Sont abordés ici les spécificités des modèles âge-profondeurs établis par les contributeurs, c'est-à-dire leur nom (COHMAP 1, NAPD 1, EPD etc.…), les techniques statistiques d'interpolation ou de régression, ainsi que leur portée chronologique.

N.A. : aucune information disponible

Champ « MARQUEURS » : Il s'agit ici de recenser et dater les téphras repérés par les contributeurs dans les stratigraphies étudiés.

Réponses possibles :

Le *Laacher See Tephra*, qui constitue le dépôt de téphras le plus dispersé en Europe centrale. Originaire du complexe volcanique de l'Eifel, en Allemagne, il est daté voici 11 230 ± 40 ^{14}C BP c'est à dire entre 13 180 et 13 094 cal BP (HADJAS I. *et al*, 1995 ; WALTER-SIMMONET et al, 2008).

Les téphras du Puy de la Nugère, originaires de la chaîne des Puys (France), qui a été le siège d'un volcanisme intensif durant le Tardiglaciaire (WALTER-SIMMONET A.V. *et al, op.cit*). Dans la même région, ce sont les téphras de Ravel, datés voici 13 270 ans (11 400 ^{14}C BP), qui ont été retrouvés, notamment au site du Gourd des Aillères (n°432), dans les Monts du Forez.

Le *Vedde Ash*, qui constitue un des dépôts les plus connus et dispersés en Europe. En provenance des volcans Hekla et Katla dans le Sud-Est de l'Islande, il est daté entre 10 600 et 10 300 ^{14}C ka BP c'est-à-dire entre 12 700 et 12 100 BP **(**BIRKS H.H. *et al*, 1996 ; WASTEGARD S. *et al*, 1998).

Le *Mazama Ash***,** connu comme un dépôt de téphras dispersé au Nord-Ouest des États-Unis et au Sud-Ouest du Canada. Originaire du complexe volcanique du Mont Mazama, dans l'Oregon, il est daté voici 7 700 ans (HOBLITT R.P. *et al*, 1987).

Le *White River Ash*, qui provient de complexes volcaniques localisés en Alaska. Les dépôts ont été multiples entre 1 930 et 1 180 cal BP (LERBEKMO J.F., 2008).

Les téphras recensés ci-dessus désignent uniquement ceux retrouvés dans les sites étudiés.

Champ « SOMME POLLINIQUE » : Lorsque cette donnée est disponible, ce qui est rarement le cas, elle est reportée dans ce champ. L'abréviation **O** signifie qu'elle dépasse la valeur limite de 300 grains par niveau nécessaire pour que la donnée pollinique soit fiable. L'abréviation **L** signifie que la valeur est proche de cette limite alors que le sigle **N.A.** indique que l'information n'est pas disponible.

L'information peut varier selon les échantillons analysés par les contributeurs, ce qui nécessite une codification spéciale. Par exemple, le code : L (300 ; 271 ; 295) signifie que la somme pollinique atteint une valeur limite sur les trois échantillons expertisés. Les chiffres entre parenthèses indiquent par conséquent le nombre de grains comptés par échantillon.

2. Évaluation de la fiabilité

Les informations mises à disposition par les contributeurs permettent de distinguer deux types de champs essentiels à l'évaluation de la fiabilité d'un site, en l'occurrence :

- **Les champs relatifs à la qualité des datations :** « DATATIONS (BP) », « MATÉRIEL DATÉ », « ACQUISITION DES DATATIONS », « CONTRÔLE PRÉALABLE DES DATATIONS », « CORRÉLATION STRATIGRAPHIQUE », « INTERPOLATION DES DATATIONS » et « MARQUEURS ».
- **Le champ relatif aux indicateurs** : « SOMME POLLINIQUE ». Il est le seul qui ait été retrouvé de manière récurrente dans plusieurs sites.

La prise en compte de chacun de ces critères a permis l'adoption d'une d'évaluation à quatre notes, consignée dans le champ « FIABILITÉ » :

Champ « FIABILITÉ » :

1 : Site « fiable » jusqu'à une certaine limite, puisqu'il s'agit pour la plupart de datations ^{14}C non calibrées ou d'âges imprécis interprétés de modèles âge-profondeur. Idéalement, un site « fiable » concilie un nombre important de datations ^{14}C, un matériel daté de qualité, des repères biostratigraphiques et lithostratigraphiques bien datés, de marqueurs téphrochronologiques. En l'absence de telles informations, nous nous reportons au jugement du contributeur, si un contrôle préalable des datations a été effectué.

2 : Site assez fiable : sont considérés ici les sites qui ne peuvent être désignés comme « absolument » fiables en raison d'un problème spécifique (matériel daté non communiqué, doutes sur la qualité du matériel daté d'un ou plusieurs échantillons, recours exclusif à des stratigraphies régionales…). La raison d'une telle note est alors explicitée dans le champ « REMARQUES »

3 : Site peu fiable : Dans ce cas de figure, l'un des critères d'évaluation a été jugé particulièrement discriminant : ensemble du matériel daté de mauvaise qualité, enregistrement jugé de mauvaise qualité par les contributeurs… La raison d'une telle note est également explicitée dans le champ « REMARQUES »

4 : Datations impossible à évaluer : Cette note est apposée lorsqu'aucun renseignement sur le contrôle des datations n'est communiqué. Dans ce cas là, il est impossible de savoir si le site est fiable ou non. Il convient donc de se reporter à l'article originel à condition que celui-ci soit disponible.

Annexe n°3 : Classification hiérarchique par PFT et biomes

L'interprétation des données polliniques nécessite de travailler par assemblages différents de taxons polliniques (PRENTICE I.C. *et al*, 1992). Pour cela, une classification hiérarchique est adoptée : elle classe les végétaux selon leur appartenance à des PFT (*Plant Functional Type*), puis à des biomes.

Pour chaque plante, il existe un minimum et un maximum thermique, au delà desquels elle ne peut vivre. Bien qu'il ne s'agisse pas du seul facteur contraignant, la répartition naturelle des végétaux est intimement liée à la distribution des températures à la surface. Pour déterminer au mieux la tolérance d'un végétal, une codification est proposée, selon laquelle plus le chiffre attribué à un taxon se rapproche de 5, plus il pourra supporter des températures élevées. Ainsi :

- **1** équivaut à « climat très froid » (± **-** 15 < TANN < 0°C) ;
- **2** : « climat froid » (0 < TANN < 10°C) ;
- **3** : « climat tempéré » (10 < TANN < 15°C) ;
- **4** à « climat chaud » (15< TANN < 25°C) ;
- **5** à « climat très chaud » (TANN > 25°C).

De la même manière, chaque plante a ses exigences en eau. Si certaines s'adaptent à un excédent d'eau, d'autres survivent en milieu aride et semi-aride. Une codification est également proposée pour désigner l'humidité du milieu qu'affecte le végétal. Ainsi :

- **1** équivaut à un environnement très sec ;
- **2** à un environnement sec ;
- **3** à une situation intermédiaire ;
- **4** à un environnement humide ;
- **5** à un environnement très humide.

En revanche, il n'est pas pertinent de proposer une quantification pluviométrique compte tenu de la complexité des interactions qui régit le cycle de l'eau dans les écosystèmes végétaux (précipitations, évapotranspiration, interception, type de sol, écoulement hypodermique etc..., RIOU G., 1999).

Les tableaux présentés ci-dessous adoptent une logique à la fois taxonomique et chorologique. Ils n'ont pas pour vocation de présenter l'ensemble des taxons présents sur l'aire d'étude ; ils se concentrent plutôt sur les taxons les plus présents (plus de 10 occurrences) dans la base de données. Ce travail a été réalisé à l'aide de différentes flores ; il a également été annoté par L.BARTHÉLEMY, chercheur au LCRE. La classification par PFT s'inspire, quant à elle des travaux d'H. ELENGA *et al*, (2000) pour l'Europe et de J.W. WILLIAMS (2002) pour l'Amérique du Nord.

Taxon	Nom français	Famille	Unité taxonomique	Températures	Humidité atmosphérique et/ou édaphique	PFT(s)	Remarques supplémentaires
Abies	*Sapin*	*Pinaceae*	G	2-3	2-4	BEC/CTC	Genre boréal, très souple écologiquement, plutôt montagnard, à condition que les étés soient chauds. Il s'adapte idéalement bien au climat des montagnes méditerranéennes.
Acer	*Érable*	*Aceraceae*	G	2-4	3-4	TS	Genre d'arbres qui préfère les sols frais et humides.
Alnus	*Aulne*	*Betulaceae*	G	1-3	4-5	AA/BS/TS	Genre très souple écologiquement, qui affectionne les ripisylves.
Ambrosia	*Ambroisie*	*Asteraceae*	G	3-4	3	SF	Essence héliophile pionnière tempérée (plutôt chaud), originaire d'Amérique du Nord.
Artemisia	*Armoise*	*Asteraceae*	G	2-3	2-3	SF	Essence héliophile pionnière.
Betula	*Bouleau*	*Betulaceae*	G	1-3	3-4	AA/BS	Essence héliophile pionnière, qui affectionne les climats froids et humides.
Carya	*Caryer*	*Juglandaceae*	G	3-4	3	TS	Genre qui s'adapte idéalement au climat continental chaud de l'Amérique du Nord. Il a disparu en Europe après les glaciations.
Castanea	*Châtaigner*	*Fagaceae*	G	3-4	4-5	TS	Essence thermophile, héliophile ou semi-sciaphile. Ambiance humide.
Chenopodiaceae	*Chénopodiacées*	*Chenopodiaceae*	F	3	2	SF	Steppique.
Cyperaceae	*Cypéracées*	*Cyperaceae*	F	2-4	4	SF/G	Milieux frais ou humides.
Ericaceae	*Éricacées*	*Ericaceae*	F	1-4	3	SF	Famille cosmopolite des zones froides ou tempérées à basse altitude jusqu'en zones tropicales en montagne. Près de 1350 espèces.

Fagus	*Hêtre*	*Fagaceae*	G	3	3-4	BS	Genre qui comprend près d'une dizaine d'espèces dans l'hémisphère Nord, particulièrement en zone tempérée, y compris en montagne. Il est également présent en montagne méditerranéenne et subméditerranéenne.
Fraxinus	*Frêne*	*Oleaceae*	G	2-3	4-5	TS	Essence héliophile tempérée, qui affectionne les ambiances humides.
Larix	*Mélèze*	*Pinaceae*	G	1-5	2-5	CTC	Conifère des montagnes et des régions froides de l'hémisphère Nord. Peu exigeant, il préfère cependant les ambiances climatiques sèches ; il ne tolère pas la sécheresse édaphique.
Ostrya	*Ostrier*	*Betulaceae*	G	3	3	TS	Genre des basses et moyennes montagnes d'Europe méditerranéenne, d'Amérique du Nord et d'Asie mineure.
Oxyria digyna	*Oxyrie à deux stigmates*	*Polygonaceae*	E	1-2	4	AA	Plante de la toundra arcto-alpine. Elle pousse dans les régions humides, enneigées en hiver.
Picea	*Épicéa*	*Pinaceae*	G	1-3	4	BEC/CTC	Genre qui comprend une quarantaine d'espèces boréales. Il affectionne les climats frais ou froids, notamment en montagne. Eliminé en Europe occidentale pendant le Würm, il s'y est réimplanté depuis son refuge caucasien.
Pinus	*Pin*	*Pinaceae*	G	2-4	2-4	EC	Genre qui comprend près de quatre-vingts espèces boréales. Peu exigeant, il s'acclimate à une large palette de climats, même s'il préfère les ambiances relativement sèches.
Platanus	*Platane*	*Platanaceae*	G	3-4	4	TS	Genre des zones tempérées (plutôt chaudes) eurasiatique et nord-américaine. Il ne tolère pas la sécheresse édaphique.
Poaceae	*Poacées*	*Poaceae*	F	1-5	1-5	SF/G	Famille cosmopolite des graminées.

Populus	*Peuplier*	*Salicaceae*	G	2-3	3-4	BS/TS	Essence héliophile des ripisylves des zones froides et tempérées.
Pseudotsuga	*Pseudotsuga*	*Pinaceae*	G	2-4	3-5	BEC	Genre cosmopolite, qui pousse essentiellement en Amérique du Nord.
Quercus	*Chêne*	*Fagaceae*	G	2-4	2-3	TS/WTE	Genre cosmopolite présent dans tout l'hémisphère Nord, même s'il préfère les climats tempérés et subtropicaux.
Quercus ilex	*Chêne vert*	*Fagaceae*	E	3-4	2	TS	Essence héliophile qui présente une grande capacité d'adaptation. Son type de pollen couvre en fait ceux de tous les chênes sempervirents.
Rosaceae	*Rosacées*	*Rosaceae*	F	1-4	3	SF	Famille cosmopolite.
Salix	*Saule*	*Salicaceae*	G	1-3	3-4	AA/BS/TS	Arbre des ripisylves et des marécages des zones froides et tempérées.
Thalictrum	*Pigamon*	*Renonculaceae*	G	3	3	SF	Genre cosmopolite essentiellement présent dans la zone tempérée de l'hémisphère Nord.
Tilia	*Tilleul*	*Tiliaceae*	G	3-4	3	TS1	Genre boréal qui affectionne le climat subtropical.
Tsuga	*Tsuga*	*Pinaceae*	G	2	4-5	CTC	Genre qui comprend une dizaine d'espèces boréales. Il s'adapte idéalement au climat frais (voire chaud) et humide des montagnes « tempérées » nord-américaines et asiatiques. Il est cependant absent du sous-continent européen.
Ulmus	*Orme*	*Ulmaceae*	G	3	4	TS1	Genre qui évolue dans la zone tempérée boréale, jusqu'en basse montagne. Il est souvent en association avec *Quercus*.

Tab.1 : Classification des principaux taxons recensés dans la base de données, hormis les CIS.

Sources : AAS G. & RIEDMILLER A. (1986) ; ELENGA H. *et al*, (2000) ; WILLIAMS J.W., (2002)

G : Genre ; F : Famille. Pour les abréviations des biomes, cf. ci-dessous.

PFT	Nom complet du PFT	Biomes de rattachement
AA	Arbrisseaux nains, pelouses arcto-alpines	Toundra ; écotone toundra/forêts boréales
BEC	Forêt de conifères des climats subpolaires	Ecotone toundra/forêts boréales ; forêts boréales ; forêts mixtes.
BS	Forêt de feuillus des climats subpolaires	Forêts mixtes ; forêts tempérées à dominante de feuillus.
CTC	Forêt de conifères des climats subpolaires et tempérées	Forêts mixtes ; forêts tempérées à dominante de feuillus.
EC	Forêt de conifères eurythermes	Forêts boréales ; forêts mixtes ; forêts tempérées à dominante de feuillus ; écotone forêt décidue/steppe
G	Prairie	Steppe et formations basses
SF	Steppe	Steppe et formations basses
TS	Forêt tempérée de feuillus	Forêts mixtes ; forêts tempérées à dominante de feuillus ; écotone forêts tempérées/forêts sempervirentes.
TS/WTE	Écotone forêts tempérées/forêts sempervirentes	Écotone forêts tempérées/forêts sempervirentes
TS1	Forêts de feuillus des climats subpolaires et tempérés	Forêts mixtes; Forêts ouvertes de feuillus; forêts tempérées à dominante de feuillus

Tab.2 : Dénomination des principaux PFT identifiés, en relation avec leurs biomes de rattachement.

Source : ELENGA H. *et al*, (2000).

La classification par PFT et biomes permet donc de hiérarchiser les caractéristiques bioclimatiques des végétaux selon des unités de regroupement taxonomique.

Dans le cadre de cette étude, il a été procédé à une analyse spatio-temporelle de la distribution de plus de 120 taxons, qui ont du être intégrés dans les tables d'un SIG (*Annexe n°4*). Dans un premier temps, chacun de ces taxons a été géovisualisé sur une carte pour une période donnée. Puis, pour chaque site a été attribué un ou plusieurs PFT dominants, ce qui a permis, par la suite, la détermination des biomes.

Pour une raison de mise en forme, les cartes de géovisualisation des PFT ne sont pas proposées car elles ne permettent pas de restituer de manière efficace la dynamique spatio-temporelle de la végétation : il y a souvent plusieurs PFT probables par sites d'étude, ce qui rend difficile la compréhension des documents. En revanche, en combinant les PFT au sein de biomes, le rendu visuel permet une analyse correcte de la distribution des grandes formations végétales sur l'aire d'étude ; elle est proposée dans les cartes du chapitre II.

Annexe n°4 :
Procédure d'intégration des données dans le SIG

La spécificité de cette étude est de proposer une modélisation spatiale d'indicateurs paléoenvironnementaux notamment à partir de données polliniques et limnologiques, qui alimentent à ce jour des bases numériques de données mises à la disposition de la communauté scientifique.

Cependant, avant d'obtenir une production cartographique, un travail d'intégration des données dans un SIG est indispensable. Il est l'objet d'un protocole qu'il convient de détailler pour chaque indicateur et pour chaque banque de données consultée.

1. Intégration des données polliniques dans le SIG

1.1. Les données proposées par la NOAA

La NOAA héberge sur son serveur une importante banque de données polliniques, qui recoupe elle-même d'autres bases bien fournies telles que la NAPD ou bien l'EPD. C'est dans cette banque, disponible sur : *http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/paleo.html* que se trouvent les données brutes à intégrer.

Pour ce faire, la procédure est la suivante : dans l'onglet *Pollen* de cette page web, il faut cliquer sur le lien : *Pollen Search Engine*. La fenêtre du *Pollen Data Search* s'affiche. Quelques paramètres sont à régler afin d'améliorer la visibilité des données à télécharger :

- *Match Limit* = 500 : 500 sites seront alors affichés sur une seule page web ;
- *Country* : Il faut ici choisir l'État, le pays ou la région sur lesquels l'utilisateur souhaite travailler ;
- *Investigator* et *Result Type* : Il est nécessaire ici de sélectionner *All* aux deux requêtes, afin d'obtenir l'intégralité des données pour chaque site d'étude, aussi bien en ce qui concerne les contributeurs que le type de comptage des grains.

Dès lors, une liste de sites apparaît, plus ou moins variable selon les États, pays ou régions. À cette étape, une première sélection se fait. Dans le fichier de comptages des grains (*Complete Data*), il faut repérer si un modèle âge-profondeur a été appliqué sur la ou les carottes sédimentaires. Si c'est le cas et si la stratigraphie embrasse tout ou partie de la période étudiée[1] (18-8 ^{14}C ka BP), il est possible alors de télécharger deux fichiers distincts provenant du même site d'étude, en l'occurrence les documents *Complete Data* et *Top 15*.

Le premier affiche principalement le comptage complet des grains de pollen, organisé par taxons et fournit des informations sur les caractéristiques principales du modèle âge-profondeur (datations ^{14}C, matériel daté, type d'interpolation). Le second restreint ce comptage aux quinze taxons dominants dans les assemblages polliniques. Chacun d'eux est ainsi évalué en fonction du pourcentage qu'il représente dans le spectre pollinique.

Le fichier *Complete Data* sera donc utilisé pour **repérer les CIS** alors que le fichier *Top 15* (**fig.1**) permettra de **recomposer la couverture végétale passée par géovisualisation de taxons, puis par classification en PFT et enfin en biomes**.

Une fois les fichiers téléchargés, il est possible d'intégrer la donnée brute dans les tables du logiciel, créées spécifiquement à cet usage. Deux types de tables peuvent être distingués :

- Celles où sont répertoriés les CIS, dans lesquelles est indiquée la présence d'un taxon (1=présence; 0=absence);
- Celles où sont comptabilisés les pourcentages polliniques par taxon, selon qu'ils appartiennent, selon le site étudié, aux quinze unités dominantes.

Cet exercice est long et fastidieux puisque chacune des valeurs doit être reportée dans la table qui lui est associée. Chaque fichier téléchargé sur le serveur de la NOAA mobilise ainsi plus d'une vingtaine de tables, selon le nombre de CIS et les pourcentages polliniques à intégrer. Par ailleurs, près de 120 tables, correspondant chacune à un indicateur paléoclimatique, ont déjà été intégrés dans le SIG.

La difficulté d'un tel exercice, en l'absence de procédure automatique, explique pourquoi tous les sites « polliniques » n'ont pas encore pu être saisis dans le SIG. Une carte, proposée dans le corps du

[1] Il a été choisi de déborder de la durée initiale du Tardiglaciaire (15-10 ^{14}C ka BP) pour mieux comprendre les grandes étapes de mise en place, de développement et de recul des principales formations végétales.

document (**fig.3**), permet de géovisualiser, sur l'aire d'étude, les sites déjà intégrés et les sites restant à intégrer. Ces derniers sont majoritairement compris en Amérique du Nord, où le nombre de localités à étudier est très élevé.

Au final, ce protocole a été appliqué pour un grand nombre de données polliniques consultées dans le cadre de la banque de données, hormis pour la *Multi Proxy Database*, qui nécessite un protocole différent de traitement.

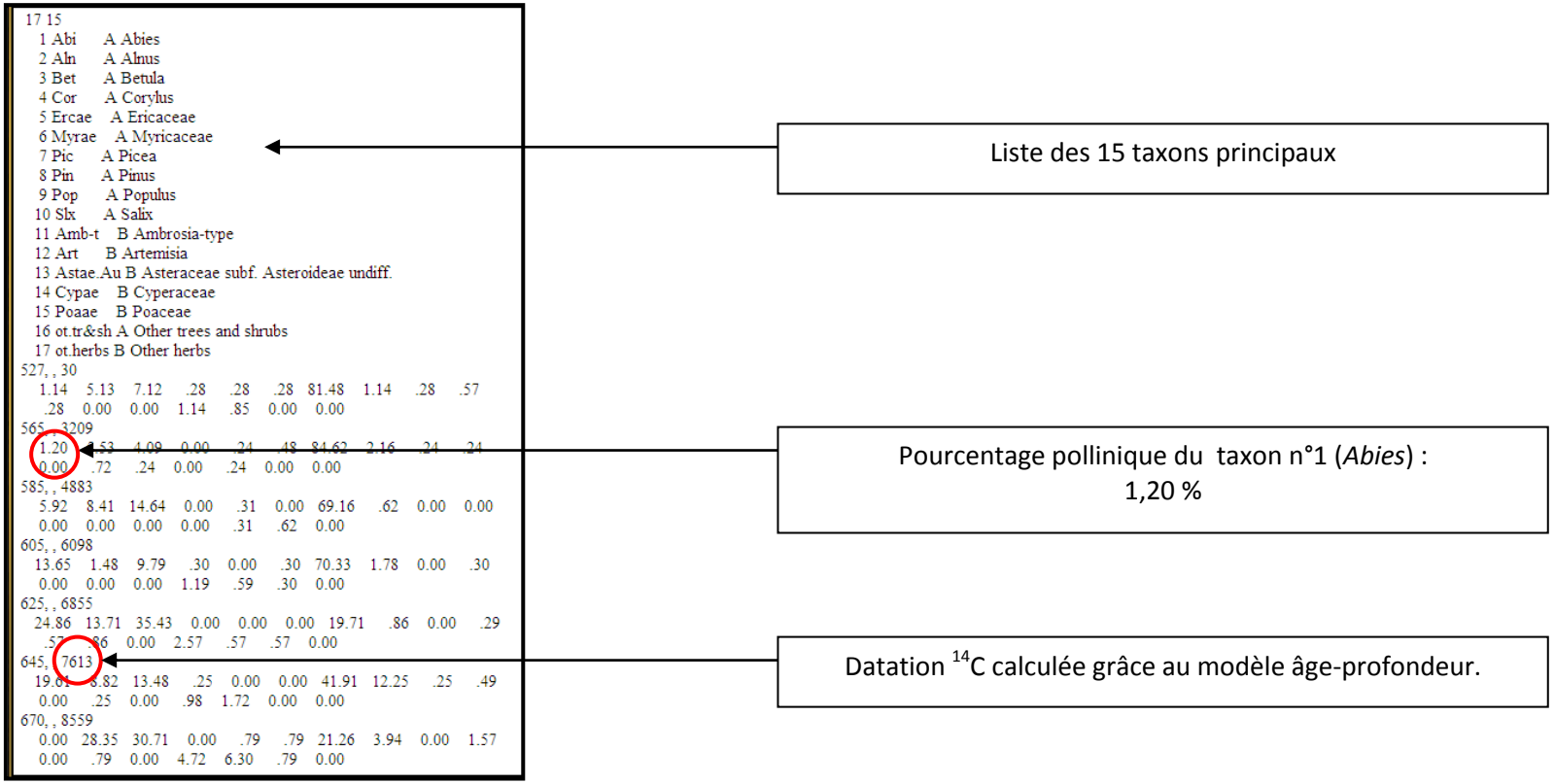


Fig.1 : Exemple d'un fichier de données : le fichier *Top 15* d'*Alexis Lake.*

A noter que les pourcentages polliniques de chacun des quinze taxons sont indiqués horizontalement, pour chaque horizon daté, du premier taxon (ici Abies) à gauche jusqu'au dernier taxon (ici Other Herbs) au bout de la seconde ligne à droite.

1.2. Les données proposées par la *Multi Proxy Database*

L'utilisation de cette base de données, hébergée sur le serveur de l'Université d'Amsterdam, impose un protocole différent, dans le sens où **elle permet uniquement de télécharger des données sur les CIS.**

Le lien suivant *http://130.37.68.16/multiproxydb/mpdb_index.php?menutopic=main* permet de parvenir à la page d'accueil de la *Multi Proxy Database*, sur laquelle il faut cliquer sur le lien *database*. Puis, l'option *Advanced Query* permet d'accéder à un formulaire de requêtes, grâce auquel il est possible de choisir :

- La période étudiée (*Select a timeslice*) ou bien indiquer les âges de son choix;
- Le ou les contributeurs de la donnée;
- Un pays spécifique en Europe, parmi la liste proposée;
- Un indicateur paléoenvironnemental (pollen, forme périglaciaire, faune). Cette requête permet également de définir le CIS de son choix parmi la liste proposée.

Une fois que l'information a été saisie, une page apparaît sur laquelle il est possible de visualiser une carte géovisualisant chacun des sites répondant à la requête formulée. Un clic sur un site de la carte permet d'afficher la liste des fichiers en rapport à télécharger, organisée d'un point de vue géographique et stratigraphique.

Chacun de ces fichiers communique des informations sur la localité étudiée, les datations obtenues, les zones polliniques ou bien le comptage de grains, puis sont indiqués chacun des CIS présents pendant la période de recouvrement ainsi que leurs principales caractéristiques climatiques.

L'utilisation de *la Multi Proxy Database*, mise en ligne depuis 2005, concerne donc spécifiquement toute personne travaillant sur les CIS, notamment en palynologie, mais aussi en géomorphologie climatique.

2. Intégration des données limnologiques dans le SIG

Les données limnologiques concernent spécifiquement les niveaux lacustres, qui permettent de reconstituer indirectement les précipitations locales.

Sur le serveur de la NOAA, le *World Data for Paleoclimatology* (WDCP) fait référence à plusieurs bases de données[2], chacune d'elle faisant l'objet d'un lien hypertexte. Il s'agit de :

[2] *http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/lakelevel.html*

- *The Oxford Global Lake Level Database* (STREET-PERROTT F.A. *et al*, 1989)
- *The Lake Level Histories for Europe* (YU G. & HARRISON S.P., 1995; HARRISON S.P. *et al*, 1996)
- *The Former Soviet Union and Mongolia Lake Level Histories* (TARASOV P.E. *et al*, 1996)
- *The Global Lake Level Status Grids* (VIAU A.E. & GAJEWSKI K., 2001)

L'accès à la donnée nécessite un protocole beaucoup moins complexe que celui présenté ci-dessus. En effet, chacune des bases renvoie à des fichiers texte (.txt) ou des tableurs (.dbf) qui peuvent :

- être importés directement dans le SIG : c'est le cas de « *the Global Lake Level Status Grids* »
- être mis en forme pour ensuite devenir une des tables du logiciel.

Cette procédure est rapide et simple, ce qui explique pourquoi ces bases ont pu être traitées dans leur intégralité.

Cette annexe a donc pour vocation de simplifier la démarche de recherche et d'intégration de certaines données paléoenvironnementales (pollens, niveaux lacustres, formes périglaciaires) utilisées pour cette étude. Tous les indicateurs présentés au chapitre I ne sont donc pas concernés par cette annexe (insectes, malacofaunes, lœss, etc...) ; ils font l'objet de bases de données de plus en plus riches sur le portail paléoclimatologique de la NOAA ou bien sur le réseau PANGAEA.

Analyse géographique des changements climatiques des surfaces continentales de l'espace Nord-Atlantique pendant le Tardiglaciaire würmien.

Geographical analysis of the Northern Atlantic continental climate changes during the Weichselian Late-Glacial

Mots clés : changements climatiques, Tardiglaciaire würmien, espace Nord-Atlantique, dynamique des masses d'air, paléoenvironnements, quantifications thermiques, SIG.

Key words : *climate changes, Weichselian Late-Glacial, North Atlantic area, air masses 'dynamic, paleoenvironments, thermal quantifications, GIS.*

Résumé : Cette thèse propose une analyse multicritères de 686 sites d'étude, à partir de laquelle sont géovisualisées les caractéristiques bioclimatiques des stades et interstades du Tardiglaciaire. La cartographie des données obtenues, principalement grâce au croisement de trois méthodes de quantification, permet d'opposer plusieurs domaines paléoclimatiques distincts au sein de l'aire d'étude. Le synchronisme relatif des géochronologies étudiées met en avant la position centrale de l'Océan Atlantique Nord dans la détermination des changements climatiques abrupts de la période. Toutefois, le réexamen des principaux scénarii de forçage océanique révèle certaines de leurs limites en ce qui concerne le déclenchement, l'auto-entretien et la téléconnexion du signal climatique. En revanche, l'exploration d'autres mécanismes physiques permet de valider l'hypothèse selon laquelle la dynamique des masses d'air est une composante essentielle dans le forçage des changements climatiques du Tardiglaciaire. Cependant, le modèle théorique usuel de circulation atmosphérique ne permet pas de reconstituer avec précision la dynamique paléoclimatique. Une des principales innovations de cette thèse est donc de proposer l'expérimentation d'un modèle de circulation générale, celui de l'Anticyclone Mobile Polaire (AMP), qui permet une explication globale des changements climatiques par la détermination de deux modes distincts de circulation aérologique (rapide et semi-rapide). L'avantage de ce modèle réside dans sa capacité à analyser de manière pertinente la diversité des évolutions paléoenvironnementales sur l'aire d'étude.

Abstract : *This thesis proposes a multi-criterion analysis, from which have been displayed the bioclimatic characteristics of the Late-Glacial stadials and interstadials. Mapping data, mainly obtained through crossing three quantification methods, lead to the opposition of distinct paleoclimatic domains in the study area. The relative synchronism of the studied geochronologies highlights the central position of the Northern Atlantic Ocean in the determination of Late-Glacial abrupt climatic changes. However, a review of the main scenarios of oceanographic forcing identifies some of their limitations in the triggering, self-maintenance as well as the teleconnection of the climatic signal. The exploration of other physical mechanisms allows validating the hypothesis by which the air masses'dynamic is an essential component in the forcing of abrupt climatic events. However, the usual theoretical model of atmospheric circulation can not accurately reconstruct the paleoclimatic dynamic of Late-Glacial events. One of the main innovations of this thesis is therefore to experiment a general circulation model, the Mobile Polar High's one, which provides a comprehensive explanation of climate changes by determining two distinct modes of aerologic circulation (fast and semi-fast). The advantage of this model lies in its ability to analyze a relevant diversity of paleoenvironmental changes in North America and Eurasia during the study period.*