



HAL
open science

Étude des interactions entre les fermiers norrois et leur environnement au Groenland : le cas de l'établissement occidental

Élia Roulé

► **To cite this version:**

Élia Roulé. Étude des interactions entre les fermiers norrois et leur environnement au Groenland : le cas de l'établissement occidental. Sciences de l'environnement. 2021. dumas-03627609

HAL Id: dumas-03627609

<https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-03627609>

Submitted on 1 Apr 2022

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Université de Bordeaux

UMR 5199 – PACEA



UNIVERSITÉ de
FRANCHE-COMTÉ



Mémoire de Master 2 *Sciences et Technologies*

Mention : *Bio-géosciences*

Parcours *Préhistoire – Géoarchéologie – Archéozoologie*

ÉTUDE DES INTERACTIONS ENTRE LES FERMIERS NORROIS ET LEUR
ENVIRONNEMENT AU GROENLAND : LE CAS DE L'ÉTABLISSEMENT
OCCIDENTAL

ROULÉ Élia

Sous la direction d'Émilie Gauthier

UMR 6249, Besançon

ANR *InterArctic* – *NICH-Arctic (Belmont forum)*

Année 2020 – 2021

Remerciements

Je tiens à remercier toutes les personnes qui ont pu contribuer à la réalisation de mon stage et qui ont pu m'aider pour la rédaction du mémoire.

En premier lieu j'aimerais remercier ma directrice Emilie Gauthier, qui m'a encadrée tout au long de mon stage, pour sa patience, sa disponibilité ainsi que ses précieux conseils me permettant d'avancer dans la recherche. J'aurais difficilement pu rêver d'une tutrice plus à l'écoute, avec un appui scientifique et humain sans failles. Merci de m'avoir fait confiance pour ce sujet de stage, de m'avoir transmis la passion de la recherche en palynologie, d'avoir relu mon rapport... Sans oublier les visites de la Franche-Comté ! Maintenant, direction la thèse... !

Je remercie également D. Rius pour les micro-charbons, et F. Canone pour les préparations physico-chimiques, de m'avoir tant appris et pour votre patience. Mais aussi à toute l'équipe du forage à Chalais ! Je remercie aussi Xavier Crosta (*EPOC*, Bordeaux) pour l'identification des diatomées et Milva Druguet-Dayras pour la cyanobactérie.

Ce travail n'aurait pu être mené à bien sans l'aide que m'ont apportée C. Ferrier et D. Cochard pour leur codirection malgré la distance. Merci à toute l'équipe pédagogique du master biogéosciences de Bordeaux, dont J. Jaubert. Vous m'avez apporté la curiosité et un précieux bagage scientifique pour me donner envie de poursuivre l'aventure de la recherche ! Je tiens à témoigner ma reconnaissance à mes tuteurs de stages précédents durant mon cursus (C. Leroyer, D. Aoustin, G. Marchand, etc.), qui m'ont donné le goût de la palynologie et de l'étude des relations Homme/milieu. Grâce à vous j'ai pu trouver ma voie dans le labyrinthe des études supérieures tout en réalisant des stages passionnants ! Merci à D. Clanet qui a pu m'accompagner et me soutenir durant ces deux années de master.

J'exprime aussi ma gratitude à Jean Leblanc ! Merci pour nos échanges, votre amitié ainsi que vos précieuses relectures. Vous m'avez beaucoup appris, tout en me partageant vos connaissances et expériences dans le milieu. Je n'oublie pas Hervé Richard, pour ses corrections, ses encouragements et le partage de ses connaissances en palynologie ou sur la région.

Merci à toutes les personnes du laboratoire *Chrono-environnement* de Besançon, qui ont pris part à l'élaboration de ce travail. Je remercie particulièrement Jonathan Lesven, Amandine Angéli, Clara (dendro), Milva, Ségolène, Colleen, Isabelle Jouffroy-Bapicot, Claire Houmard... sans qui tous les moments passés penchés sur un microscope, ou au laboratoire, n'auraient pas été pareils. Vos conseils, vos encouragements pour l'ED, ou votre amitié m'ont énormément apporté.

Au terme de ce stage je remercie celles et ceux qui me sont chers et qui m'ont soutenu à distance à leur manière depuis plusieurs années. Merci à Éric, Gwenola, Chantal, Ophélie, Valentine, Sophie, Fanny... Je n'oublie pas Thomas et Moéa, pour leur soutien sans faille ! Ma famille qui m'a encouragé à poursuivre mon aventure de la recherche. Merci à tous !

Table des matières

Remerciements	2
1. Introduction	4
2. Contexte d'étude : le Groenland et le <i>Western Settlement</i>	6
2.1. Contexte environnementale du Groenland	6
2.1.1. Géologie et pédologie.....	6
2.1.2. Les variations climatiques du Groenland	7
2.1.3. La faune et la flore actuelle	8
2.1.4. Paléolimnologie au Groenland : archives climatiques et environnementales au travers de la palynologie et des micro-charbons	9
2.2. Contexte archéologique au Groenland : le cas du <i>Western Settlement</i>	11
2.2.1. Une archéologie au Groenland : relations Hommes et milieux	11
2.2.2. Le <i>Western Settlement</i> : une occupation particulière ? Des modes de vie adaptés ?	14
2.2.3. Lacs de Kapisillit : historique et caractérisation	17
3. Matériel et méthodes	19
3.1. Prélèvements : carottage dans les lacs	19
3.2. Etudes préalables : sédimentologie et modèles d'âges	20
3.2.1. Méthodologie de la sédimentologie	20
3.2.2. Modèles d'âges et datations	21
3.3. Palynologie	22
3.3.1. Reconstitution de la végétation passée : la palynologie.....	22
3.3.2. Prélèvements et traitements chimiques	23
3.3.3. Identifications et comptages.....	24
3.4. Charbons et sédiments lacustres : particularités de l'espace arctique avec le cas du Groenland.....	25
3.4.1. Reconstitutions des dynamiques de feux au Groenland.....	25
3.4.2. Prélèvements, traitements chimiques et comptages	26
3.5. Représentation des résultats.....	27
3.5.1. Calcul des pourcentages et concentrations absolues polliniques	27
3.5.2. Diagramme pollinique et modèle d'âge	27
4. Résultats	28
4.1. Résultats des prélèvements	28
4.2. Résultats des analyses de micro-charbons	29
4.3. Résultats palynologiques	30
4.3.1. Description du diagramme pollinique	30
4.3.1. Délimitation des zones polliniques et identification des super-zones.....	32
5. Interprétations et discussions	38

5.1.	Variations de la végétation : données polliniques en corrélation avec les charbons .	38
5.2.	Discussion de l'occupation anthropique norroise : quelle empreinte ?	46
5.3.	Corrélations et comparaisons	47
5.3.1.	Comparaison et études préalables dans le <i>Western Settlement</i> : une empreinte anthropique discrète ?	47
5.3.2.	Occupation contrastée avec l' <i>Eastern Settlement</i> ?	48
6.	Conclusion et perspectives	49
7.	Bibliographie	52
8.	Annexes	61
9.	Résumé/Abstract	67

1. Introduction

Kalaallit Nunaat (« Pays des Groenlandais ») a toujours fasciné les Hommes : c'est *l'ultima Thulé* de J. Malaurie (1989). Bien que figurant sur des cartes que tardivement, le Groenland est peuplé dès 2550 BC par les Pré-Inuits (Saqqaq, Indépendance, Dorset), avant que les premiers Européens, d'origine Scandinave (Norrois), ne débarquent sur ses côtes au Xe siècle (Seaver, 2010 ; Sørensen, 2019). Les variations climatiques ont beaucoup contraint les sociétés et leur adaptation à ce milieu arctique et subarctique. Les Norrois profitent de l'Optimum Climatique Médiéval pour s'installer au Groenland et, à partir du XIIIe siècle, le Petit Âge Glaciaire aura un impact sur ces populations d'agriculteurs, et précipitera l'abandon des établissements (*Eastern* et *Western Settlement*). L'*Eastern Settlement*, la plus importante des colonies est aujourd'hui très bien étudiée (Fredskild, 1973 ; Arneborg *et al.*, 2002 ; Buckland *et al.*, 2009 ; Gauthier *et al.*, 2015). À plus haute latitude, le *Western Settlement*, dans le fjord de Nuuk (Figure 1), a été contraint par un climat plus rude. Bien moins étudié que



Figure 1: Colonies Norroises au Groenland. W= Western Settlement, M= Middle Settlement, E= Eastern Settlement. Schofield *et al.*, 2019

l'autre occupation, il n'en demeure pas moins intéressant pour sa localisation ou les pratiques des Norrois mises en place. Les habitants se sont apparemment bien adaptés, en tournant davantage

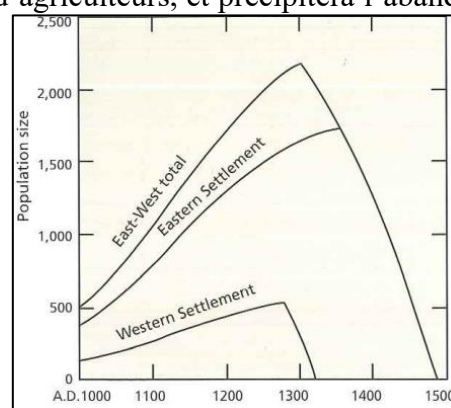


Figure 2 : Histoire du peuplement Norrois au Groenland. Données issues des cimetières pour le minimum de population. Fitzhugh *et al.*, 2000.

leur mode de vie vers la chasse et la pêche (Arneborg *et al.*, 2012). L'actuel fjord de Nuuk était très attractif pour ses ressources (morses, phoques), mais aussi pour sa position d'échanges vers les autres colonies (*Eastern Settlement*, Terre-Neuve) (Fitzhugh *et al.*, 2000). La chronologie de l'abandon, vers 1350 AD, soit 100 ans avant l'*Eastern Settlement* est encore mal connue (Figure 2).

Une mission de terrain effectuée en 2018 dans le cadre de l'ANR *InterArctic* a permis de prélever plusieurs carottes lacustres dans le secteur de Kapisillit, un village au fond de Godthåbsfjord, dans la branche de Kapisigdlit Kangerdluat (Mortensen *et al.*, 2011). En 2019 des études sédimentologiques et des datations ont été réalisées, démontrant une empreinte anthropique à préciser (Picard, 2019). Les problématiques du projet *InterArctic* sont centrées sur la résilience, la vulnérabilité ou les capacités d'adaptation des Hommes et des environnements à échelle locale. Dans la zone d'étude du *Western Settlement* des données archéologiques et paléoenvironnementales ont déjà apporté quelques réponses sur les questions d'activités humaines dans ce secteur (défrichage, pâturage) (Barlow *et al.*, 1997 ; Schofield *et al.*, 2019). La fin de l'établissement n'est connue que par les textes médiévaux (Barlow *et al.*, 1997), les données archéologiques sont anciennes (McGovern, 1991) et de nouvelles données paléoenvironnementales à haute résolution permettront de mieux cadrer chronologiquement la durée de cet établissement et de déterminer l'impact réel des activités humaines ainsi que le Petit Âge Glaciaire (PAG). D'autres questionnements concernent les micro-charbons retrouvés (Picard, 2019), qui pourraient se rapporter à des activités anthropiques ou des feux naturels (Zennaro *et al.*, 2014). Ainsi, un échantillonnage plus serré permettrait de mieux identifier les marqueurs d'anthropisation et/ou des changements climatiques comme cela a déjà été fait dans l'établissement oriental (Massa, 2012 ; Gauthier *et al.*, 2015).

Les objectifs sont donc multiples. Dans un premier temps une reconstitution paléoenvironnementale autour du lac d'Itinera sur les deux derniers millénaires a été réalisée. Les analyses à haute résolution, tous les centimètres, permettront de mieux identifier l'apport de plantes non indigènes, la présence de pastoralisme, l'utilisation du feu, ou encore l'impact du PAG dans cet établissement moins connu que celui au sud. Par conséquent, son étude permettra d'effectuer une comparaison des interactions Hommes-milieu entre les deux établissements occidentaux et orientaux, à une échelle diachronique.

2. Contexte d'étude : le Groenland et le *Western Settlement*

Plusieurs écosystèmes se côtoient au Groenland et sont affectés par différents facteurs climatiques et environnementaux (Ribes et Ortega *In* : Masson-Delmotte *et al.*, 2016).

2.1. Contexte environnementale du Groenland

2.1.1. Géologie et pédologie

Le Groenland se situe sur la plaque Nord-Américaine, toujours active, avec des roches parmi les plus anciennes au monde, datées du Précambrien, notamment près de Nuuk (entre 3.7 - 2.5 Ma) (Génsbøl, 2004 ; Figure 3). Le substrat géologique est donc composé de roches magmatiques et sédimentaires, avec beaucoup de métamorphisme, parfois érodées localement par la glace (L.Geoffroy *In* : Masson-Delmotte *et al.*, 2016 ; Picard, 2019). Cette large île continentale mesure environ 2 165 00 km² et est recouverte à 80 % par la calotte glaciaire (Génsbøl, 2004). Cette calotte se retire dès le début de l'Holocène, par exemple entre 11.4 et 10.4 cal. ka BP (9450 et 8450 cal. BC) dans le système de Godthåbsfjord (Larsen *et al.*, 2014). La topographie variée comprend des monts hauts à l'Est (2 280 m pour Akuliarusseq), mais aussi des fjords et vallées. Les fjords et vallées ont pu être formés par les glaciers ou des rebonds isostatiques (Born et Böcher, 2001).

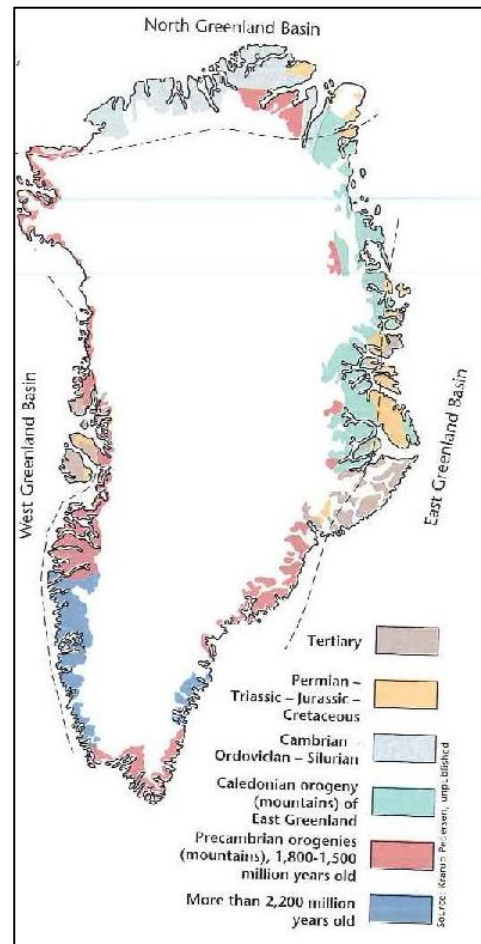


Figure 8: Carte du substrat géologique du Groenland. Born et Böcher, 2001.

Bien que la majorité des sols soient secs au Groenland, des zones humides comme les tourbières ou des lacs sont fréquentes dans les vallées (Born et Böcher, 2001). Les sols les mieux drainés, où le permafrost est moins prégnant (discontinu), comportent des dépôts glaciaires et argileux. Ils permettent le développement d'horizons plus organiques avec une végétation de type tundra (French, 2010). C'est dans ce contexte de topographie variable que se développent les lacs. Le permafrost joue un rôle important dans les environnements périglaciaires. Il correspond à un sol dont les températures restent en dessous de 0 °C durant deux années consécutives, avec une couche de glace qui ne fond pas totalement en été, donc une partie du sol où l'eau est gelée

en permanence (French, 2010). Dans le secteur de Nuuk par exemple le permafrost est discontinu, et permet la préservation d'artefacts biologiques, comme du bois dans la *Farm Beneath the Sand* (Fitzhugh *et al.*, 2000 ; Bødker Enghoff, 2003). Les lacs, les sols et les tourbières fournissent différents types d'archives sédimentaires sur lesquelles différents proxys (paramètres biotiques et abiotiques) peuvent être étudiés afin de comprendre les changements environnementaux.

2.1.2. Les variations climatiques du Groenland

L'océan constitue l'un des facteurs importants, jouant dans l'équilibre des masses d'air autour du Groenland, influencé aussi par la topographie pour la circulation des eaux (Born et Böcher, 2001). Plusieurs courants circulent dans l'océan Atlantique, allant jusqu'aux côtes groenlandaises, contrôlant la salinité ou les échanges de températures entre les courants Arctiques et Atlantiques (Alley *et al.*, 2010). Par exemple, le courant froid du Labrador fonctionne avec l'*East Greenland Current* et le *Baffin-Labrador Current* qui circulent le long du plateau continental depuis le Cap Farewell jusqu'à Nuuk (Pearce *et al.*, 2018 ; Born et Böcher, 2001). Sensibles aux variations atmosphériques, les courants peuvent produire des variations saisonnières annuelles, comme à Nuuk, avec des contrastes Nord/Sud. Lorsque le *North Atlantic*

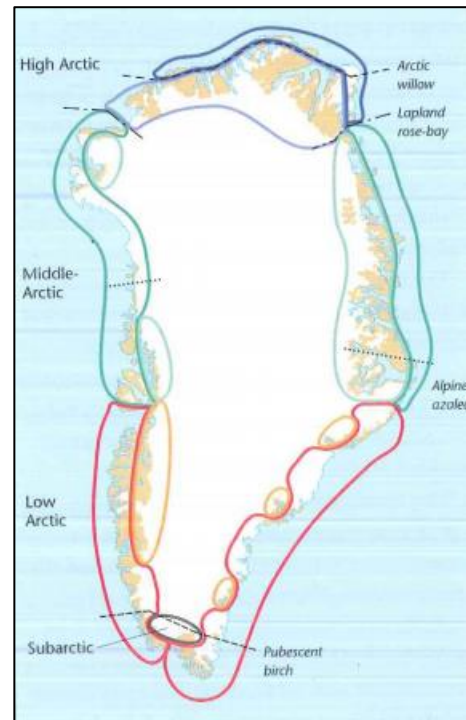


Figure 4: Carte de la subdivision actuelle du Groenland en termes de zones climatiques et de végétation. Born et Böcher, 2001.

Oscillation (NAO), une circulation atmosphérique (vents d'Ouest) importante, est positive, des masses d'air froid arrivent depuis le nord à Nuuk, provoquant des hivers froids et augmentant le développement de la banquise (Picard, 2019). Les vents y jouent aussi un rôle, par leur intensité, leur distribution, ou leur saisonnalité. Des vents spécifiques aux environnements froids et une topographie variée sont présents : les vents catabatiques et les foehns. Les vents catabatiques sont froids, provenant de l'inlandsis (100 km/h) (Claud *et al. In* : Masson-Delmotte *et al.*, 2016). À l'inverse, les foehns sont des vents chauds et secs depuis les montagnes vers les vallées (80 m/sec) (Génsbøl, 2004). Les vents impactent aussi le développement des lacs dans l'Ouest du Groenland avec l'humidité, et l'activité éolienne (évaporation, humidité, apport de matière) (Perren *et al.*, 2012). Le climat au Groenland est donc à la fois arctique et subarctique,

avec de longs hivers, ainsi qu'un gradient climatique entre les côtes et l'intérieur des terres (Anderson *et al.*, 1999 ; Figure 4).

Les variations climatiques passées sont enregistrées avec précision dans les archives sédimentaires et glaciaires, permettant entre autres des reconstitutions climatiques (irradiation solaire, pression atmosphérique, vents, température, humidité, etc.). Ces données font du Groenland une des références mondiales depuis plusieurs décennies (Berger, 2012 ; Fettweiss *et al.*, 2013).

2.1.3. La faune et la flore actuelle

Les écosystèmes au Groenland sont très sensibles et adaptés aux variations climatiques : les niches écologiques y sont peu denses, mais diversifiées (Lecomte et Feilberg *In* : Masson-Delmotte *et al.*, 2016). Les mammifères majoritaires sont les pinnipèdes, comme les phoques annelés (*Pusa hispida*) ou à capuchon (*Cystophora cristata*), mais aussi les morses (*Odobenus rosmarus*), dont les migrations saisonnières et la densité ont intéressé les populations pré-inuites et norroises (Dugmore *et al.*, 2012). Les herbivores du Groenland sont constitués des bœufs musqués (*Ovibos moschatus*) et des caribous (*Rangifer tarandus*), aujourd'hui regroupés près de Kangerlussuaq. Des carnivores sont également présents, allant de l'ours polaire (*Ursus maritimus*) à l'hermine (*Mustela erminea*), tous très bien adaptés au froid (Génsbøl, 2004). Enfin, les oiseaux et les arthropodes sont une part importante de la faune groenlandaise (Böcher *et al.*, 2012 ; Prudor, 2019).

Les plantes sont également très diversifiées au Groenland, et leur origine prête souvent à débat (Iversen, 1952 ; Bennike, 1999 ; 2000), même si certaines sont apportées par l'Homme (Massa *et al.*, 2012). Les plantes forment des landes à arbustes nains, des mousses, et des herbacées.

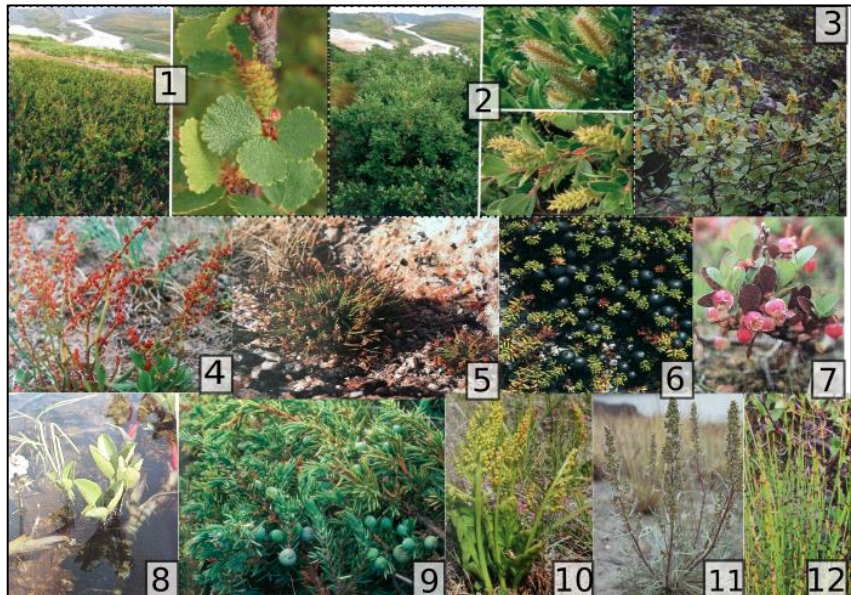


Figure 5: Végétation type aux alentours de Kapisillit. 1 : *Betula nana* ; 2 : *Salix glauca* ; 3 : *Alnus crispa* ; 4 : *Rumex-acetosa* type ; 5 : *Plantago-maritima* ; 6 : *Empetrum nigrum* ; 7 : *Vaccinium oxycoccos* ; 8 : *Menyanthes trifoliata* ; 9 : *Juniperus communis* ; 10 : *Botrychium* sp. ; 11 : *Artemisia borealis* ; 12 : *Equisetum* sp. D'après Feilberg *et al.*, 1984 ; Rune, 2011. INKSCAPE. Roulé, 2021.

Le climat extrême du Groenland ne leur permet pourtant pas de croître beaucoup en hauteur. Les plus grands, *Betula* ou *Salix*, mesurent donc aux maximums 3 mètres dans le sud du Groenland. Les arbres les plus grands sont localisés dans le fond des fjords du sud, et les bosquets de bouleau nain, saule ou genévrier s'étendent dans les zones un peu abritées (Feilberg *et al.*, 1984). La saisonnalité, les températures, ou la pauvreté des sols en nutriments, peuvent rendre la distribution des plantes variées (Rune, 2011 ; Figure 5). Les grains de pollen qui sont produits par ces plantes permettent de reconstituer avec précision l'histoire de la végétation, qui s'installe durablement à la fin du Quaternaire lors du retrait du glacier (Bennike et Björck, 2000). Différentes successions de plantes colonisent les sols, comme les Ericaceae ou *Juniperus* dès 6050 cal. BC (Born et Böcher, 2001 ; Figure 5). Après le retrait du glacier, une période climatique chaude appelée *Holocene Thermal Maximum (HTM)*, favorise l'arrivée de nouvelles plantes (Bennike, 1999) entre environ 11.7-8.2 à 4 ka cal. BP (~ 9.8 ka à 2 ka cal. BC) (Downs *et al.*, 2020 ; Larsen *et al.*, 2015). En réponse à un changement d'insolation estivale les températures de l'hémisphère nord augmentent (+ 2 °C à + 6 °C par rapport à l'actuel), la banquise fond, une sécheresse est présente, favorisant les départs de feux naturels (Axford *et al.*, 2020). La période froide de la Néoglaciation (2000 BC-650 AD) suit le *HTM* débutant à 4.2 ka BP (2250 cal. BC), jusqu'à 2 ka BP (50 cal. BC) dans Godthåbsfjord (Larsen *et al.*, 2014). La végétation est impactée par la baisse des températures, l'augmentation de la taille des glaciers et des phénomènes d'érosion, surtout vers 2000 cal. BP (50 cal. BC à 10 cal. AD) (Long *et al.*, 2009 ; Le Roy *et al.*, 2017 ; McKay *et al.*, 2018), avant une amélioration climatique, suivie du Petit Âge Glaciaire, et surtout le réchauffement global en cours (D'Andrea *et al.*, 2011).

2.1.4. Paléolimnologie au Groenland : archives climatiques et environnementales au travers de la palynologie et des micro-charbons

La paléolimnologie traite de l'étude des sédiments des lacs, c'est-à-dire des étendues d'eau dans une dépression naturelle coupée de l'océan (Bennike, 2000). Les volumes et salinités sont très variables selon l'ontogénie (modes de développement et d'évolution) des lacs (Pourriot et Meybeck, 1995). Celle-ci aide effectivement à mieux comprendre leur mode de sédimentation (Perren *et al.*, 2012). Sur les côtes, les rebonds isostatiques laissent des lacs oligosalins,

contenant beaucoup de sels minéraux (Bennike, 2000). Les autres lacs sont formés par l'érosion des glaciers, et des apports d'humidité (précipitations, fonte de neige, glace), comportant de l'eau douce. Il y a donc deux types de lacs au Groenland : des lacs avec des eaux salines, et des lacs avec des eaux douces comme ceux par exemple du secteur de Kapisillit.

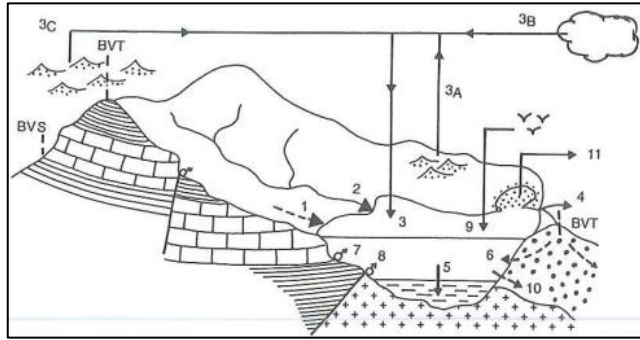


Figure 6: Schéma des transferts de matériaux dissous et particulaires dans un système lacustre. Pourriot et Meybeck, 1995.

Le développement de ces lacs et leurs dépôts sont fortement influencés par les conditions biogéochimiques, la végétation et les processus sédimentaires (Bichet *et al.*, 2014b). Les températures ou l'humidité peuvent favoriser le développement ou la réduction (assèchement, comblement par dépôts d'accumulation) des lacs. Des éléments peuvent y être piégés ou s'y décomposer, depuis les bassins versants qui y jouent un rôle topographique d'accumulation (Bertran et Texier, 1997). Ces éléments sont drainés par écoulement ou par gravité (hydrologie, topographie) sur les surfaces du bassin, incorporant la matière à l'eau du lac (Pourriot et Meybeck, 1995 ; Figure 6). Les dépôts éoliens se rajoutent aussi parfois aux dépôts autochtones des bassins versants dans les lacs. Le vent apporte des variations de température et des éléments organiques (grains de pollen, charbons, débris végétaux, etc.) et inorganiques (sédiments, minéraux, etc.) (Figure 7). Les sédiments lacustres peuvent être prélevés au moyen de différents types de carottiers. Une fois au laboratoire, après échantillonnages et préparations physico-chimiques, les analyses polliniques permettent alors d'apporter des éléments de compréhension sur les milieux, afin de reconstituer l'évolution de la végétation et du climat. Ces environnements sont influencés à la fois par des facteurs climatiques et anthropiques, comme des activités réalisées à proximité des lacs (pâturages, fertilisants). Dans les carottes lacustres, l'une des sources de matière organique retrouvée comporte des débris de plantes vivant autour du lac, des algues, et des bactéries qui dégradent la matière organique (Le Gouche, 2017). Ces éléments peuvent avoir une

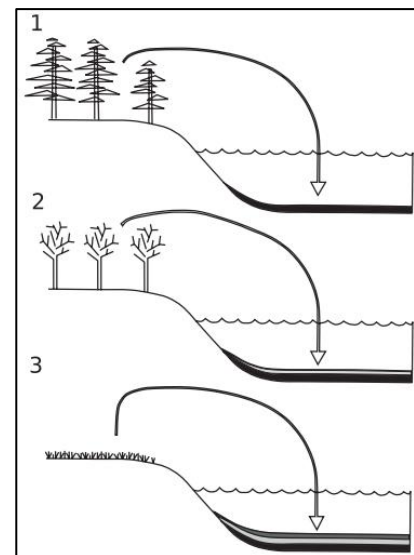


Figure 7: Construction d'un enregistrement pour l'histoire de la végétation. Les grains de pollen sont relâchés par la végétation après une pollinisation échouée. Déposés dans les milieux humides anoxiques, les grains de pollen sont conservés et représentent les pluies polliniques successives dans le temps selon la végétation en place. Henry, 2020.

accumulation d'origine naturelle (hydrologie, topographie, vents) ou se développer préférentiellement avec les activités anthropiques (algues, bactéries, champignons). Grâce à une sédimentation régulière et peu d'érosion, les couches lithostratigraphiques s'enregistrent sur le long terme. Les conditions anoxiques avec peu de bioturbations préservent les dépôts successifs dans d'excellentes conditions (Figure

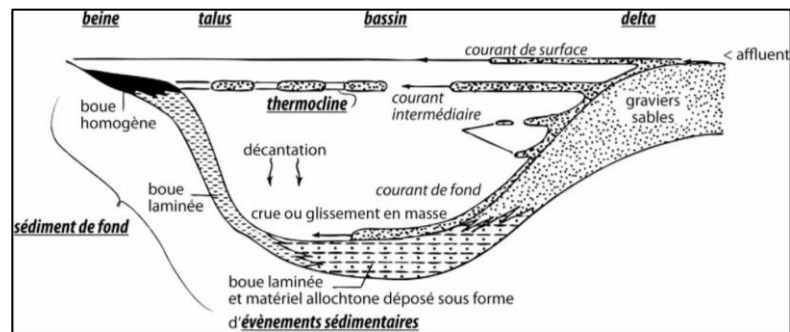


Figure 8: Dynamique des apports et des processus de dépôts dans les milieux lacustres oligotrophes d'après Sturm et Matter (1978). Guillemot, 2015.

8). C'est pourquoi les dépôts lacustres sont favorisés dans les études paléoécologiques pour reconstituer les variations de la végétation au travers des évènements sédimentaires (Guillemot, 2015). Les pionniers d'études paléoécologiques dans l'ouest du Groenland comme Iversen (1934 ; 1952 ; 1954), Fredskild (1973), Bennike (2000), ou encore Eisner *et al.* (1995), ont démontré l'intérêt de ces archives sédimentaires comme enregistrement des variations climatiques et des impacts anthropiques passés.

2.2. Contexte archéologique au Groenland : le cas du *Western Settlement*

2.2.1. Une archéologie au Groenland : relations Hommes et milieux

Le peuplement pré-Inuit du Groenland commence dans la deuxième moitié de l'Holocène avec plusieurs vagues. Les fermiers Scandinaves arrivent au Xe siècle, et abandonnent ce pays après 450 de présence (Barlow *et al.*, 1997 ; Arneborg *et al.*, 2002). Dès le XVIIIe siècle, des questionnements sur la potentielle survie des *Norses grænlandinga* (colons norrois du Groenland), issus de Scandinavie, se posèrent en lien avec la souveraineté entre la Norvège et le Danemark, mais aussi pour des intérêts religieux (Madsen, 2014). Ainsi, H. Egede débarque au Groenland en 1721 avec pour objectif de diffuser le luthéranisme et de retrouver les derniers survivants Norrois. Il ne trouva que des ruines et des Inuits (Schofield *et al.*, 2019). Les premières fouilles archéologiques des vestiges norrois commencent avec Jensen près de Nuuk (1884-1885), suivi de Daniel Bruun en 1917 dans le *Western Settlement*. Ce dernier propose la première méthodologie de base pour l'étude des ruines norroises, parfois toujours en élévation (Madsen, 2014). Avec l'introduction des datations radiocarbone, les questions sur l'arrivée et les facteurs d'abandon permirent d'aborder des perspectives d'interactions entre les Hommes et le climat (Dugmore *et al.*, 2001 ; Arneborg, 2011).

2.2.1.1. Des premiers peuplements aux Thules : la présence pré-Inuit et Inuit (2500 BC-1200 AD)

Les premiers Hommes, cultures de Saqqaq (2500-800 BC) et d'Indépendance I (2500-1900 BC), qui s'installent sur les côtes groenlandaises (Figure 9), sont originaires de la Sibérie ou de l'Alaska, et dérivent de la culture *Arctic small tool traditions (ASTt)* (Krupnik *et al.* 2012 ; Grønnow, 2013 ; 2017 ; Hoffecker *et al.*, 2016). Vers 850 BC, les Dorset remplacent ces populations, suivi des Dorsets tardifs (700 AD-1300 AD) (D'Andrea *et al.*, 2011 ; Jensen *et al.* In : Masson-Delmotte *et al.*, 2016). Les Thuléens parviennent au Groenland au XII^e siècle, après les fermiers Scandinaves (Rowley, 1940 ; Jensen *et al.* In : Masson-Delmotte *et al.*, 2016). Le fer météoritique, dans la baie de Disko, a pu être une ressource d'intérêt pour les groupes (McGhee,

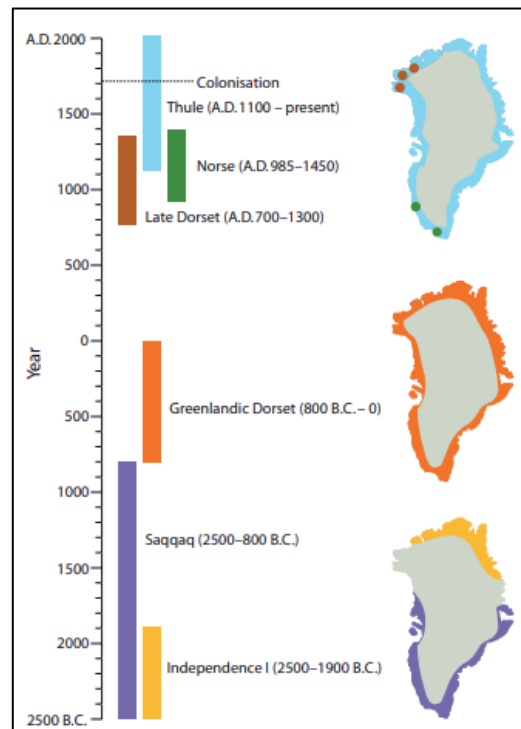


Figure 9: Chronologie et répartition des différentes populations au Groenland. Massa, 2012.

1984). La cohabitation entre Thulé et Norrois est peu connue. Ívar Bárðarson, un évêque envoyé au Groenland au XIII^e siècle, décrit de nombreux conflits entre les Norrois et les « *Skraelings* » autochtones. La zone de chasse et pêche, le *Nordsetur* (autour de la baie de Disko), se trouvait effectivement près des zones d'habitats thuléens, et les Norrois exploitaient les mêmes ressources marines que les pré-Inuits (morses, phoques) (Dahl, 1989). Pourtant, la réalité archéologique montre que des liens d'échanges plus ou moins directs ont pu exister entre les Européens et les Thuléens, puisque des transferts techniques et matériels ont pu être démontrés (Hayeur Smith *et al.*, 2018), comme de la monnaie norroise dans le Maine de la côte canadienne (Sinding *et al.*, 2015 ; Fitzhugh *et al.*, 2000). Le Petit Âge Glaciaire à partir de la fin du XIII^e siècle, entraîna l'abandon des Norrois, et permit aux chasseurs thuléens de descendre afin de faire le tour complet du Groenland (D'Andrea *et al.*, 2011).

2.2.1.2. Norrois : une implantation médiévale jusqu'au XIVe siècle

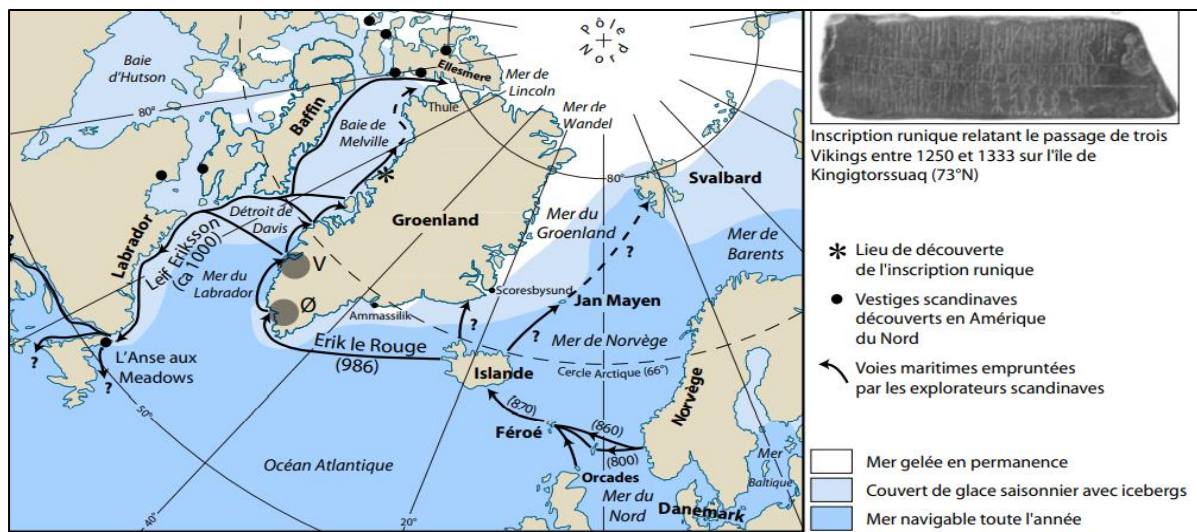


Figure 1046: Routes maritimes médiévales vers le Groenland et établissements (V (Vesterbygden) ; Ø (Østerbygden) : Eastern Settlement). Conditions d'expansion des glaces au Petit Âge Glaciaire. Massa et al., 2008 ; Massa, 2012.

Au Xe siècle, les Scandinaves « Vikings », aussi appelés Norrois, explorent les îles du Nord de l'Atlantique, jusqu'à atteindre les Féroé et l'Islande (Arneborg et Madsen *In* : Masson-Delmotte *et al.*, 2016). En 982 AD, Éric le Rouge (Thorvaldsen) est banni d'Islande et décide d'aller explorer le Nord Atlantique. À son retour en 985, les sources écrites du XIIIe siècle (*Erik the Red's Saga* et *Greenlanders' Saga*) décrivent 25 navires le suivant vers une « Green land » (« pays vert ») tel que surnommé par Erik le Rouge (Gauthier *et al.*, 2015). Ils profitent de conditions climatiques chaudes (Optimum Climatique Médiéval : OCM) (Eastbrook, 2016), d'améliorations économiques européennes avec la Scandinavie, ainsi que des pressions démographiques en Islande (Frei *et al.*, 2015). Les colons fondent l'*Eastern Settlement* (60°N), « Østerbygden » (Edwards *et al.*, 2010), et le *Western Settlement* (« Vesterbygden ») à 120 km au Nord (64°N), près des zones de chasse au morse. Très vite, Leif Eriksson part explorer les côtes canadiennes vers 1000 AD, un voyage relaté dans la *Vinland Saga*. Il découvre de nouveaux terrains qu'il nomme « Helluland », « Markland », et « Vinland » (Terre-Neuve, Anse aux Meadows) où un camp d'exploration est établi (Fitzhugh *et al.*, 2000). Des traces des Scandinaves sont retrouvées jusqu'au Nord de l'île de Kingigtorsuaq (73°N) entre 1250-1333 (Massa *et al.*, 2008 ; Figure 10). Les Norrois importent avec eux un mode de vie agriculteur-éleveur, avec leurs animaux (porcs, vaches, moutons, chèvres) (Arneborg *et al.*, 2002 ; 2012), mais aussi sur la pêche (phoques) dans les « landnám » (« terres

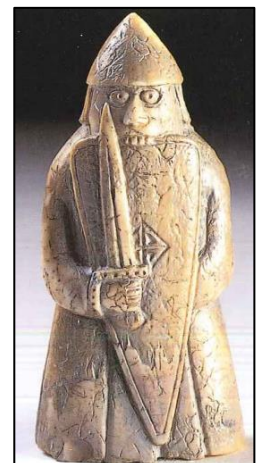


Figure 11: Pièce d'échec sculptée dans de l'ivoire de morse groenlandais. Pion et son bouclier. Découverte en 1831 dans une cache, Ile de Lewis dans les Hébrides, connectée à un réseau d'échange entre la Norvège et le Groenland. Fitzhugh *et al.*, 2000.

occupées » au début de l'implantation). D'après *Norwegian Kings Mirror*, l'économie se base aussi sur du commerce de longues distances : fourrures, ivoire de morse, et peaux (Fitzhugh *et al.*, 2000 ; Arneborg *et al.*, 2012). L'ivoire de morse est alors très prisé pour la manufacture d'objets des élites en Europe du Nord (Frei *et al.*, 2015 ; Figure 11), et jusqu'au XVe siècle, le Groenland reste l'un des principaux fournisseurs d'ivoire (Dahl, 1989). Dans les années 1970, les pionniers d'études lacustres peuvent déjà caractériser des pratiques agropastorales (Fredskild, 1973). L'environnement pré-*landnám* de l'établissement occidental est caractérisé dans les analyses polliniques par une végétation ouverte dominée par des graminées et des arbustes (*Betula*, *Salix*), ainsi que quelques dépôts de charbons (Edwards *et al.*, 2008 ; Ledger *et al.*, 2014a). À l'arrivée des colons, les grains de pollen d'arbres diminuent tandis que ceux de graminées augmentent en raison de l'extension des surfaces de fourrage nécessaire pour l'hivernage des troupeaux (Ledger *et al.*, 2014b). Les spores de champignons coprophiles et l'érosion augmentent également avec la pratique de fumures, pâturages, et de drainages (Buckland *et al.*, 2009 ; Gauthier *et al.*, 2010). Ces forçages anthropiques sont surtout visibles dans l'*Eastern Settlement* (Massa, 2012). Après le XIVe siècle, le départ des colons coïncide avec le brusque refroidissement, et un retour à l'environnement « pré- *landnám* », bien que des plantes rudérales européennes persistent (*Rumex-acetosa* type, *Polygonum aviculare*) (Gauthier *et al.*, 2010 ; 2015).

2.2.2. Le *Western Settlement* : une occupation particulière ? Des modes de vie adaptés ?
Le *Western Settlement* est effectivement plus petit et compte entre 75 et 90 fermes pour 4 églises, contre les 560 fermes de l'*Eastern Settlement* (Madsen, 2014). À proximité du cercle polaire, la période hivernale dure jusqu'à 7-9 mois. L'agriculture a par conséquent été contrainte dans cet environnement. Pourtant, des essais d'agricultures semblent avoir été réalisés : fumure, défrichage pour les pâtures, et drainage (Commisso et Nelson, 2010 ; Bichet *et al.*, 2014a). L'endroit était sans doute attractif pour les Norrois, tant pour ses voies de communication vers le Nord que pour les matériaux (bois, fer météoritique, morses, phoques) (Madsen, 2014). C'est aussi un point important d'échanges avec les colons de la côte canadienne, puisqu'on y a retrouvé des éléments importés (bois, textiles) (Fitzhugh *et al.*, 2000). L'archéozoologie et l'entomologie révèlent que l'économie du *Western Settlement* était surtout basée sur l'élevage avec des productions secondaires (laine, lait, viande), et sur la chasse (caribous, phoques, morses, oiseaux) (Barlow *et al.*, 1997 ; Panagiotakopulu *et al.*, 2007). Les études isotopiques (collagène) démontrent que la consommation en ressources marines était très importante pour les colons occidentaux : jusqu'à 50 % de leur consommation au XIIe siècle,

ans), la saison de croissance est raccourcie, les vents et tempêtes augmentent (catabatiques) avec l'érosion dans les vallées (augmentation de la charge détritique), et les animaux changent leurs routes de migrations (Picard, 2019). Le *Western Settlement*, par sa latitude a par conséquent subi plus durement ce refroidissement, dès 1200 AD (Kuijpers *et al.*, 2014). La chronologie de l'abandon de la colonie est peu claire, mais la zone semble dépeuplée vers 1350 AD, lorsque Ívar Bárðarson vient le constater (Massa, 2012). L'étude de la *Farm Beneath the Sand* laisse penser à un départ assez rapide au printemps (Bødker Enghoff, 2003 ; Panagiotakopulu *et al.*, 2007). Néanmoins, il n'y a pas d'indications sur la disparition des habitants et de l'endroit vers lequel les Hommes auraient pu migrer : vers le *Eastern Settlement* ? Vers Terre-Neuve ? L'*Eastern Settlement* finit aussi par être abandonné au XVe siècle, après la dernière mention d'un mariage à l'église de Hvalsey (Qaqortoq) en 1409. Malgré des débats sur les raisons de l'abandon de ces colonies, plusieurs facteurs se surimposent au Petit Âge Glaciaire, qui n'est pas la seule cause. Des conflits avec les Inuits sont mentionnés dans les sources écrites (Bandi, 1952), les pirates, ou encore la Peste Noire (1347-1351) qui impacte beaucoup l'Europe (Vitaux, 2010). Aucun élément ne permet de démontrer ces hypothèses. En revanche, l'arrêt du commerce de l'ivoire de morse a pu freiner un développement économique essentiel pour les Norrois. En effet, en remplaçant l'ivoire de morse par de l'ivoire d'éléphant, plus facilement accessible, l'ivoire de morse a perdu de sa valeur (Frei *et al.*, 2015). Les Norrois auraient aussi pu surexploiter leurs ressources (Diamond, 2005), mais en comparaison des activités agricoles actuelles, cette hypothèse est peu probable (Massa, 2012). Des choix socio-politiques ont également pu amener les colons à quitter leurs terres. La Scandinavie abandonne effectivement sa gestion politique et religieuse du Groenland au XIVe siècle, tandis que les Norrois refusent d'utiliser des techniques de subsistance inuites (harpons, vêtements). Il est pourtant possible d'évoquer une certaine résilience et adaptation dans les colonies. Le régime alimentaire issu de produits marins (poissons, phoques) a pu permettre une stabilisation des colonies, sans doute gérées par les élites, s'adaptant ainsi aux conditions difficiles pour l'agriculture à haute latitude (64°N) (Arneborg *et al.*, 2002 ; 2011). Les colons du Groenland avaient également une gestion des ressources sur la base de lois et de système judiciaire dès 1300, pour le *Norðursetur*, tout comme une féodalité qui permettait une stratification de la société. La gestion probable des ressources sauvages, comme pour les phoques, aurait pu amener à une durabilité de la colonie, suivant par exemple les nouvelles voies migratoires (Grønnow, 1986). Cette résilience est poussée à ses limites au XIVe siècle, face à des évènements multiples et rapides (Dugmore *et al.*, 2001), questionnant les relations Hommes-milieus.

2.2.3. Lacs de Kapisillit : historique et caractérisation

Dans le sud-ouest du Groenland, le *Western Settlement* est localisé à la suite du fjord de Nuuk, Godthåbsfjord (*Nuup Kangerlua*), à 75 km de la capitale (Nuuk), dans le secteur de Kapisillit (64–65° N, 49–51° W ; Figure 14). Le système de fjord mesure 190 km de long pour 7 km de large, pour une aire de 2013 km² (McGovern, 1991). Les indicateurs instrumentaux des oscillations climatiques sont bien enregistrés depuis 1875, donnant une chronologie sur plus d'un siècle (Born et Böcher, 2001). Dans ce fjord, les étés sont caractérisés par des décharges de glace, tandis qu'en hiver, des eaux s'accumulent depuis les versants, en lien avec le *West Greenland Current* (WGC), et le courant d'Irminger qui réchauffe la côte (Mortensen *et al.*, 2011). Les vents catabatiques en hiver, et les foehns en été

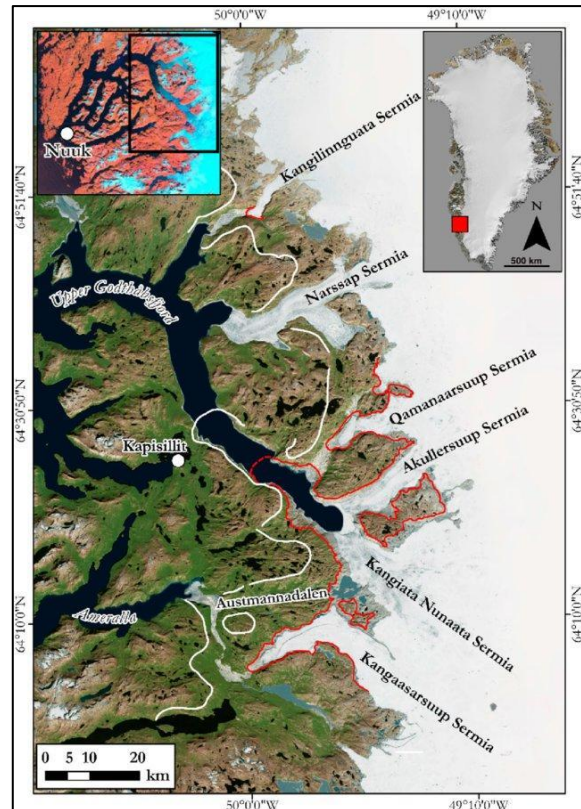


Figure 14 : Carte aérienne de Godthåbsfjord depuis le GrIS. Les lignes rouges correspondent à l'extension de la calotte glaciaire durant le Petit Âge Glaciaire. Les lignes blanches indiquent les emplacements des moraines de Kapisillit. Pearce *et al.*, 2018.

y sont également importants. La température moyenne (1961-1990) de l'air est de $-1.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ pour 752 mm de précipitations annuelles près de Nuuk dans les fjords (Hanna et Cappelen, 2003). Kapisillit est nommé d'après le village éponyme, dans le prolongement de Nuuk (Picard, 2019). Le substrat de gneiss date du Précambrien Archéen (environ 3900 Ma) sur les versants (Friend et Nutman, 2019). La topographie est variée, depuis les dépressions lacustres, jusqu'à 1480 m *a.s.l* (*Above Sea Level*, au-dessus du niveau de la mer). Le développement maximal de l'inlandsis à l'Ouest du Groenland se termine vers 17 ka cal. BP (15050 cal. BC) (Kuijpers *et al.*, 2014), tandis que le glacier se retire vers 10 ka BP (8050 cal. BC), créant la géomorphologie lacustre, complétée de rebonds isostatiques (Picard, 2019). Les moraines enregistrent également des développements glaciaires vers 8.2 ka cal. BP (6250 cal. BC) et au Petit Âge Glaciaire (Larsen *et al.*, 2014). H. Egede en 1721, signale déjà l'impact des anticyclones bien que l'intérieur des fjords, près de Kapisillit, soit épargné par le froid (Kuijpers *et al.*, 2014). Les Norrois ont donc découvert de bonnes conditions climatiques et hydrographiques en arrivant (Optimum Climatique Médiéval) pour la fondation du *Western Settlement*, permettant une dispersion des sites autour des lacs (Figure 16). Le Petit Âge Glaciaire est signalé dès 1200-

1250 (Ribeiro *et al.*, 2012) avec une chute brutale des températures d'après les alcénones (D'Andrea *et al.*, 2011). Les tempêtes et les vents catabatiques sont plus importants, jusqu'en 1380. Les études sédimentologiques (K, Ti) ont permis de déduire un bref réchauffement vers 1400, une phase transitionnelle vers le Petit Âge Glaciaire, avant un froid extrême (érosion, dépôts sédimentaires grossiers, avancée de moraines) se poursuivant jusqu'en 1850 (Kuijpers *et al.*, 2014 ; Pearce *et al.*, 2018). Ces conditions ont donc forcé les Hommes qui s'y sont installé

à adapter leurs modes de vie (Rutherford, 1995 ; Gauthier *et al.*, 2010). Globalement, les sites sont distribués largement autour des voies de communication du fjord, notamment en face de Kapisillit (Figure 15). La variété de plantes du

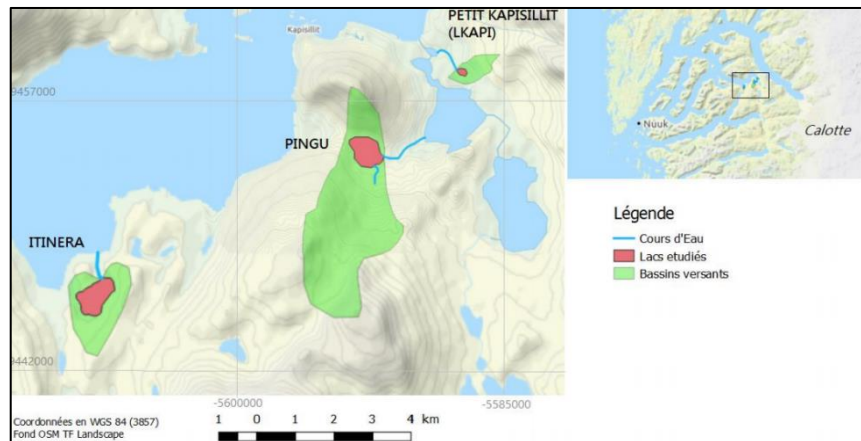


Figure 15 : Carte de la géographie de la zone d'étude, Kapisillit, QGIS. Picard (2019).

Western Settlement confirme son climat doux et abrité (*Salix glauca*, *Betula nana*, *Alnus viridis sudsp.crispa*, *Empetrum nigrum*, *Vaccinium sp.*, etc.). Actuellement, les sols pauvres sont couverts par les graminées, les fougères et autres herbacées peu exigeantes (*Botrychum*, *Lycopodium*, *Plantago-maritima*). Les sols humides de tourbières forment un tapis épais de Cyperaceae, de mousses, complété d'herbacées (*Ranunculus*, *Thalictrum*, *Potentilla*, *Dryas*,

Rumex-acetosa type), avec des espèces hydrophiles (*Potamogeton*, *Myriophyllum*, *Menyanthes trifoliata*) (Rune, 2011 ; Picard, 2019).

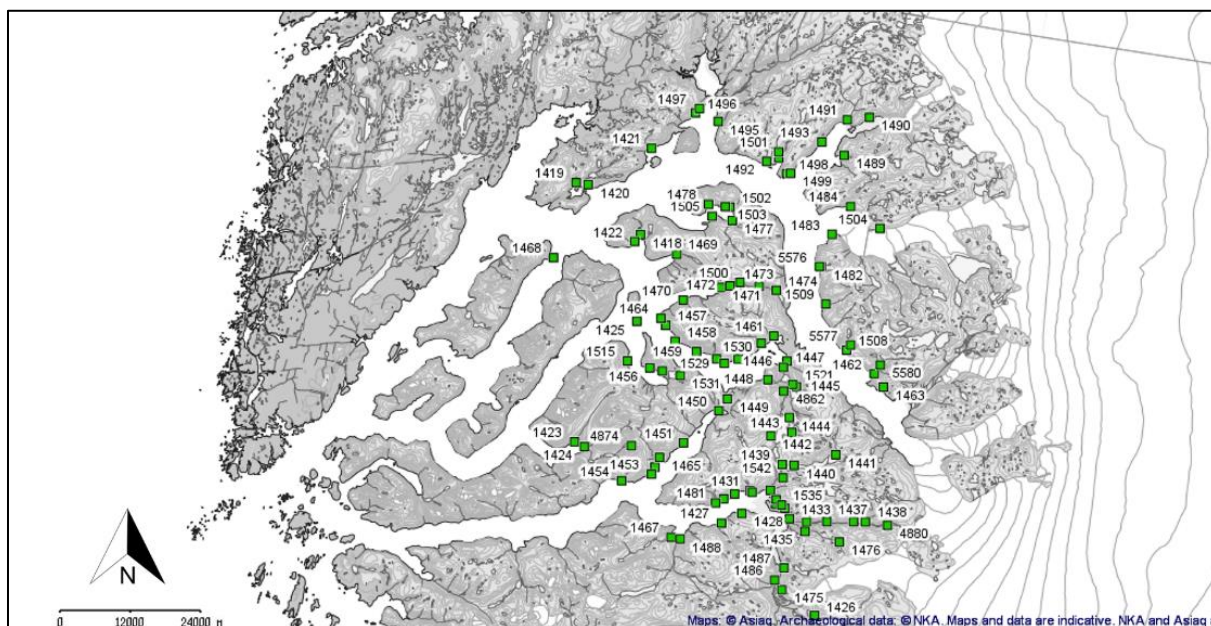


Figure 16 82: Carte d'informations géographique interactive. Densité de sites Norrois dans le Western Settlement, près de l'actuelle Nuuk. NUNNIFFIIT (2015), INKSCAPE (2021).

3. Matériel et méthodes

3.1. Prélèvements : carottage dans les lacs

Le projet ANR *InterArctic* (coord. Emilie Gauthier) s'intéresse aux rapports entre changements environnementaux, climatiques, et anthropiques en Arctique (Groenland et Canada). Le projet explore les aspects de vulnérabilité, résilience et capacités d'adaptation des sociétés humaines, présentes et passées. La mission de 2018 a permis le prélèvement de plusieurs séquences lacustres dans le *Western Settlement*. Les lacs ont également été sondés (sonde *KOREXO*) et caractérisés en termes de profondeur, d'oxygénation, et de conductivité. Les lacs ont été nommés d'après des lieux proches : *ITINERA* du nom de la baie, et *PINGU* pour la montagne le surplombant. Le lac *Itinera* est le lac principal du bassin versant mais on peut aussi y retrouver deux mares peu profondes (Fredskild, 1973). Enfin, il y a *LKAPI* pour « *Little Kapisillit* » est nommé ainsi d'après son petit bassin versant, et par opposition à « *Kapi* », un lac proche mais plus grand, carotté en 2009 (Tableau 1). Les lacs de *Kapisillit* sont de type oligotrophes avec peu de nutriments et beaucoup d'oxygénation. Une étude bathymétrique a été réalisée préalablement, afin de localiser les prélèvements à l'endroit le plus profond des lacs. Au total, ce sont deux carottes pour *Itinera* et *Pingu*, et un à *Little Kapisillit*, qui ont été prélevés (Tableau 2 ; Picard, 2019). Au laboratoire, les carottes ont été ouvertes en

deux, et les séquences les plus longues ont été analysées. Ensuite, les échantillons ainsi que les carottes ont été conservés dans une chambre froide (moyenne de 4 °C).

Lac	Carotte	Longueur de la carotte (cm)	Profondeur du lac à l'endroit du carottage (m)
Itinera	ITI2018P1	11	18
Itinera	ITI2018P2	100	18
Pingu	PINGU18P1	84	23
Pingu	PINGU18P2	99	23
Little Kapisillit	LKAPIP118P1	109	5

Tableau 1: Liste des carottes et leurs caractéristiques (profondeur, longueur, lac). D'après Picard, 2019.

	Surface Du lac (Ao en m ²)	Surface du bassin versant (Ad en m ²)	Ad/Ao	Altitude (en m)	Affluent et direction	Exutoire et direction	Profondeur maximale (en m)
ITINERA	547 000	1 559 000	2.8	45	Non	Oui (Nord vers Sud)	18
PINGU	443 000	7 199 000	16.2	50	Oui (Nord vers Sud)	Oui (Ouest vers Est)	23
LKAPI	32 000	451 000	14.1	15	Non	Oui (Sud-Est en Nord-Ouest)	5

Tableau 2: Caractéristiques géographiques des lacs, d'après Picard, 2019.

3.2. Etudes préalables : sédimentologie et modèles d'âges

3.2.1. Méthodologie de la sédimentologie

À la suite des prélèvements de 2018, une étude sédimentologique et des datations ont été réalisées (Picard, 2019). La susceptibilité magnétique permet d'obtenir une réponse du sédiment selon sa provenance géologique (magnétique) après une stimulation magnétique (Thompson *et al.*, 1975). La spectrophotométrie mesure la quantité de photons reçus à différentes énergies (lumière envoyée) et renvoyant différentes longueurs d'onde (*KONICA MINOLTA COLOUR SPECTROPHOTOMETER*, 400 et 700 nm). L'analyse de matière organique analyse la quantité ajoutée dans le lac dans le temps, en lien avec à la fois avec l'origine des dépôts (autochtones au lac ou allochtones), et la production de biomasse ainsi que sa dégradation (carbone, azote). Cette méthode permet d'obtenir le ratio C/N (Carbone/Azote) pour distinguer la matière organique aquatique et terrestre (plantes, phytolithes, zooplancton, etc.), utile dans le cas d'un lac où l'origine des apports peut être différente selon les périodes et climats (Picard, 2019). La granulométrie a également permis de déterminer l'origine, le mode de dépôt et les processus post-dépositionnels des sédiments, se basant sur la taille, la forme, ou

l'uniformité des grains (Blott et Pye, 2001). Dans le cas de Little Kapisillit, des lamines blanches ont pu être analysées récemment (Picard, 2019). Enfin, la *XRF* (*X-Ray Fluorescence*, fluorescence des rayons X) analyse la composition des éléments d'un sédiment (Kylander *et al.*, 2011). Certains atomes n'absorbent en effet que certaines longueurs d'onde, les renvoyant et étant spécifiques à chaque atome (fluorescence) : il s'agit de mesurer l'intensité du signal (quantité, qualité) (Panchuk *et al.*, 2018 ; Picard, 2019).

3.2.2. Modèles d'âges et datations

Différents types de datations ont été produites à Kapisillit : ^{210}Pb , ^{137}Cs , et ^{14}C (Picard, 2019). Le Plomb et le Césium permettent d'obtenir des dates à partir du sédiment, tandis que le radiocarbone se fait sur les éléments organiques (feuilles, branches). Pour le ^{210}Pb , l'échantillonnage tous les 0.5 cm, soit 20 échantillons par carotte, permet d'avoir un bon aperçu global de la chronologie. Une fois séchés et pesés, les échantillons étaient ensuite broyés et scellés dans des tubes en plastique avant d'être à nouveau pesés. Le *Laboratoire Souterrain de Modane* (LSM UMR 6417) à Grenoble a effectué les datations d'éléments radioactifs (spectromètre gamma du LSM et du *Laboratoire Chrono-environnement*). Les données sont traitées par *ACQUISITION* et *ANALYSE GAMMA* (séquence « DEMON »). Celle-ci calcule l'aire des pics, pour la quantité de chaque élément radioactif, avec une marge d'erreur 2σ . C'est l'activité et la décroissance des activités radioactives qui permettent de calculer des âges.

Le plomb présent dans la haute atmosphère vient se

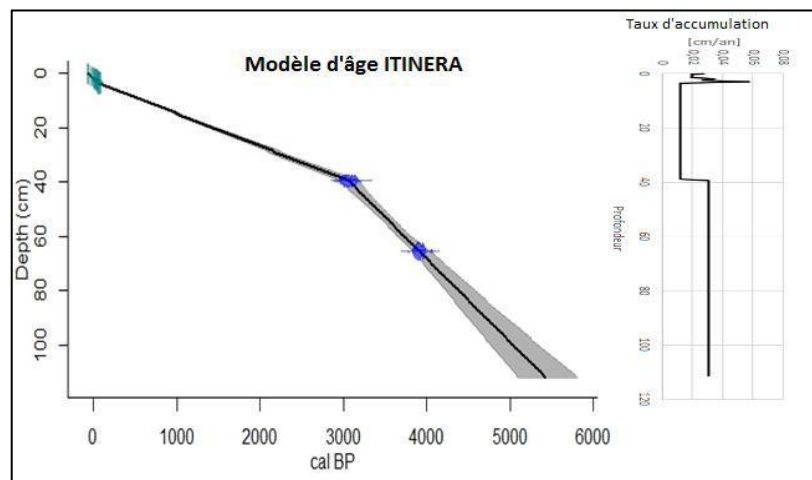


Figure 17: Modèle d'âge d'Itinera, à partir des datations au plomb 210 et des dates carbone 14. RSTUDIO. Picard, 2019.

déposer, en excès dans le sol et dans les lacs. Celui-ci est issu de la chaîne de désintégration du Radium 226, qui lui-même est un produit de la chaîne de l'Uranium 234. Sa demi-vie, de 22.3 ans, permet ainsi de dater des échantillons jusqu'à 150 ans dans le passé. Le Césium 137 radioactif se rapporte à une production anthropique induite par les programmes nucléaires du XXe siècle. A partir de datations ^{14}C (*AMS DATING* et *RSTUDIO*), un modèle a été obtenu sur les séquences lacustres. Les atomes de carbone 14 entrant en collision avec les rayons cosmiques de l'atmosphère, permettent d'évaluer la quantité de carbone 14 reçue sur la Terre, et donc de

dater la mort d'un être vivant (demi-vie 5734 ± 40 ans). Les datations ont été réalisées sur des macrorestes végétaux extraits des sédiments. Les échantillons étaient pesés, lavés et tamisés à $100 \mu\text{m}$ pour être identifiés à la loupe binoculaire (Picard, 2019). Les restes de feuilles étaient privilégiés pour le prélèvement. Par ailleurs, « l'effet réservoir » des datations radiocarbone a pu être évité au moyen des macrorestes végétaux, qui ont un contenu différent dans les lacs arctiques avec un recyclage du carbone (Massa *et al.*, 2012). Les dates ont donc été obtenues entre 383-1492 cal. AD pour Little Kapisillit, 1231-1881 cal. AD pour Itinera (Figure 17), et 750-1030 cal. AD pour Pingu (Picard, 2019). Le modèle d'âge a été extrait après la calibration (*INTCAL13*) sous *RSTUDIO*, permettant de calibrer toutes les dates et de calculer l'accumulation en $[\text{an.cm}^{-1}]$.

3.3. Palynologie

3.3.1. Reconstitution de la végétation passée : la palynologie

La palynologie est la discipline qui étudie les grains de pollen, qui sont les gamétophytes mâles des plantes à fleurs (Reille, 1990). Ce sont Hides et Williams, deux botanistes britanniques qui définissent le terme en 1944, avant que la discipline ne se précise en même temps que les progrès techniques du microscope (Richard, 1988). L'année de naissance de la discipline retenue est néanmoins 1916, grâce à Von Post qui combine stratigraphie et analyse des grains de pollen qui y sont retrouvés afin de construire l'un des premiers diagrammes polliniques (Henry, 2020). Les grains de pollen mesurent entre 2 et $200 \mu\text{m}$, reconnaissables par leur forme (monade, tétrade, ballonnets), leurs

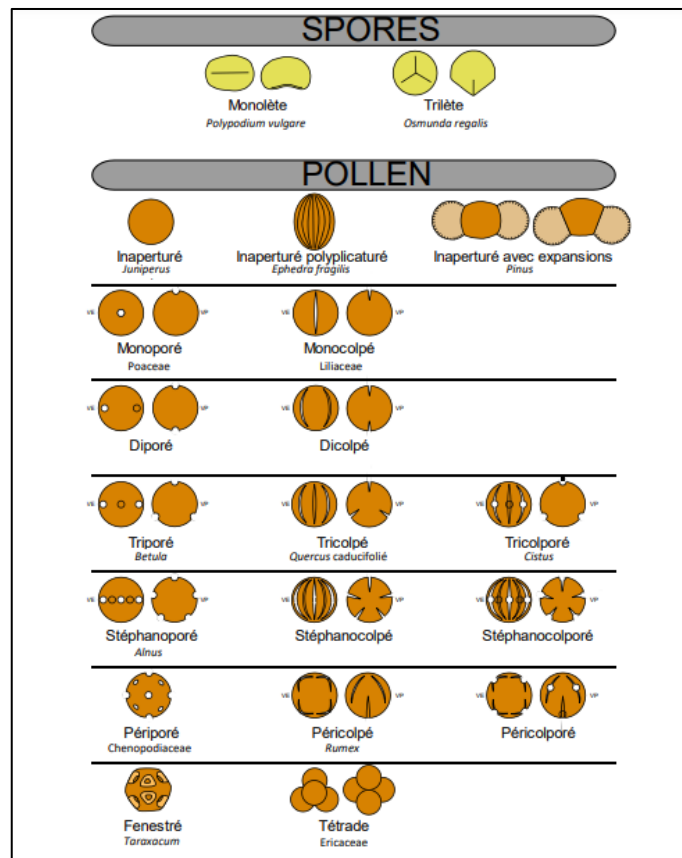


Figure 18: Schémas des différents types d'ouvertures et de sillons pour des grains de pollen et spores, en vue équatoriale (VE) et polaire (VP). D'après Reille, 1990 ; Renault-Miskovsky et Petzold, 1992. Lesven, 2020.

ouvertures ou sillons (en nombre et nature), ainsi que les sculptures de l'exine (lisse, échinée, vésiculée ; Figure 18). La quantité de grains de pollen varie d'une plante à l'autre et des différents agents de transport (vent, eau, animaux) qui aident les gamétophytes à atteindre une

plante pour la polliniser. Une partie de la pluie pollinique se dépose, puis se conserve dans les sédiments, par exemple au fond des lacs. S'accumulant au fond sans perturbation, ces enregistrements permettent indirectement de reconstituer l'évolution de la végétation régionale proche ou plus lointaine, des régimes de feux (Zennaro *et al.*, 2014) et de la variabilité climatique (Sánchez-Goñi *et al.*, 2012). La palynologie est aussi appliquée dans l'archéologie depuis les années 1960 avec Arlette Leroi-Gourhan. En plus des grains de pollen, des microfossiles non polliniques (MNP : microfossiles non polliniques ; *NPP* : *non pollen palynomorphs*) sont enregistrés, allant des spores de mousses ou d'algues, aux spores de champignons coprophiles (Van Geel, 2002 ; Van Geel *et al.*, 2003 ; Baker *et al.*, 2013 ; Gauthier et Jouffroy-Bapicot, 2021).

3.3.2. Prélèvements et traitements chimiques

L'ensemble des prélèvements et traitements polliniques, ainsi que les micro-charbons ont été réalisés au laboratoire *Chrono-environnement* de Besançon, selon le protocole rédigé par Julien Didier (2015). En 2019, des analyses polliniques étaient réalisées, avec des prélèvements tous les 4 cm (Pingu, Itinera, Little Kapisillit), pour une vision globale des variations de la végétation (Picard, 2019). La même méthodologie a été utilisée, mais avec des prélèvements à haute résolution : tous les centimètres, puis tous les 0.5 centimètres pour les 4 derniers cm de la carotte d'Itinera (64°22'37''N, 50°22'39''W). Les prélèvements ont été réalisés sur des échantillons humides, avec un filtrage préalable de 200 µm afin d'éliminer les macrorestes. Après la pesée des échantillons (entre 4 et 0.5 g) dans des tubes, des pastilles de Lycopodes (spores de fougère exotique, *Lycopodium clavatum*) sont ajoutées. Cet ajout permet de mesurer la concentration de grains de pollen par rapport aux spores de *Lycopodium* ajoutés, à raison de ± 18 000 spores par pastille. En effet, leur dénombrement avec les grains de pollen et MNP permet de calculer les concentrations absolues : nombre d'individus/cm³ de sédiment sec (Davis, 1969). Le traitement par acide chlorhydrique (HCl), d'abord concentré (37 %), puis dilué (10 %) permet la décarbonatation des échantillons, et la centrifugation (*SORVALL ST16*) (3000 tours/min pendant 3 min) permet de séparer le surnageant qui est retiré par étapes dans le processus. Ensuite, de l'acide fluorhydrique (HF : 10 mL) a été ajouté afin d'éliminer tous les résidus siliceux (Girard, 1969). Après l'ajout d'acide chlorhydrique, le bain-marie (30 min, ± 80 °C) permet de faire surnager les fluosilicates formés par réaction avec l'acide fluorhydrique et la silice plus rapidement (Sittler, 1955). NaOH (soude) élimine ensuite la matière organique avant l'acétylolyse pour colorer les grains de pollen qui sont conservés à la fin dans de l'eau glycinée (Delcourt *et al.*, 1959).

3.3.3. Identifications et comptages

À partir d'un prélèvement d'une micropipette (20 µl), les lames sont montées et scellées (vernis) pour éviter le dessèchement. Les grains de pollen sont par la suite identifiés et quantifiés au microscope optique *ZEISS* (× 40), grâce au logiciel *POLYCOUNTER* version 3.1.4 (Nakagawa, 2012).

Les microfossiles non polliniques (MNP) se retrouvent sur les lames polliniques et sont aussi pris en compte pour leurs intérêts paléoécologiques depuis une vingtaine d'années (Van Geel, 2002 ; Cugny *et al.*, 2010 ; Basumatary et McDonald, 2017). Les MNP sont des spores de champignons, d'algues, de cyanobactéries, de cocons de vers plats, ou de restes d'invertébrés (Van Geel, 2002 ; Gauthier, 2012). Les taxons sont classifiés par types, leur dénomination reprenant les initiales du laboratoire dans lequel ils ont été identifiés : « HdV » pour *Hugo de Vries laboratory*, « LCE » pour *Laboratoire Chrono-environnement*, ou « TM » pour l'Université de *Toulouse-le Mirail* (Henry, 2020). Ils sont déterminables à la famille, au genre, parfois à l'espèce et dont l'écologie est souvent connue (Van Geel, 2002). Le type HdV-200 par exemple a une écologie connue et se développe dans des micro-habitats évoluant sur de la matière organique en décomposition dans une cuvette humide pouvant s'assécher épisodiquement (Van Geel *et al.*, 1989). Les spores de champignons coprophiles, comme *Sporormiella* (HdV-113), sont souvent associés avec des déjections d'herbivores se situant à proximité du lieu de dépôt de la pluie pollinique (Van Geel, 2002 ; Davis et Shafer, 2006 ; Gauthier et Jouffroy-Bapicot, 2021). Des ouvrages de références pour l'identification, selon la forme des spores, et le comptage de ceux-ci ont été utilisés (Cugny *et al.*, 2010 ; Cugny, 2011 ; Gauthier, 2012).

Les grains de pollen ont été identifiés grâce à des ouvrages de référence (Reille, 1999 ; Beug, 2004), en parallèle d'ouvrages sur la flore groenlandaise (Feilberg *et al.*, 1984 ; Rune, 2011). En termes de comptage, un assemblage pollinique européen est statistiquement fiable à partir de 100 spores de *Lycopodium* pour 100 grains de pollen identifiés, sans prendre en compte les grains indéterminés identifiés (corrodés, inconnus, cassés, pliés) (Etienne et Jouffroy-Bapicot, 2014). Après l'identification, le logiciel *POLYCOUNTER* permet de construire une courbe de raréfaction afin de déterminer la diversité pollinique et le nombre de grains de pollen ainsi que les MNP. Les diagrammes polliniques sont réalisés sous *TILIA* version 1.7.16 (Grimm, 2011). Les résultats peuvent être présentés sous la forme de diagrammes en pourcentages, en concentration et en influx (Grimm, 1987).

Lors de l'étude précédente, les trois lacs carottés ont fait l'objet d'études sédimentologiques et d'un premier échantillonnage pour la palynologie (Picard, 2019). Little Kapisillit présentait de trop faibles concentrations polliniques et a rapidement été écarté. Les échantillons de Pingu et à Itinera s'étaient asséchés malgré la conservation au froid, ce qui pouvait affecter la préservation du matériel sporopollinique. Il a été finalement décidé de concentrer les analyses sur une seule séquence à Itinera. En effet, les premières analyses révélaient un possible impact anthropique autour de la période d'occupation norroise. Par conséquent, de nouveaux prélèvements ont été réalisés sur cette séquence.

3.4. Charbons et sédiments lacustres : particularités de l'espace arctique avec le cas du Groenland

3.4.1. Reconstitutions des dynamiques de feux au Groenland

Les régions arctiques et boréales comportent beaucoup de biomasse végétale, notamment forestière (Ali *et al.*, 2012 ; Stivrins *et al.*, 2019). Au Groenland, le couvert arbustif est moins abondant et il paraît donc moins sensible aux incendies (Brugger *et al.*, 2019). La compréhension des dynamiques des paléo-feux permet de mieux comprendre les changements climatiques dans les régimes de feux, même si certains feux peuvent être anthropiques (Rius *et al.*, 2011 ; Rubino *et al.*, 2016). Ces feux se retrouvent dans les sédiments sous la forme de microparticules de carbone solidifiées par pyrolyse en l'absence d'oxygène, à partir de bois ou de végétaux brûlés (250-550 °C) (Jensen *et al.*, 2007 ; Enache Cumming, 2006). Ces charbons peuvent avoir différentes tailles : des macro-charbons (en cm, mm), aux micro-charbons (µm). Comme le démontrent des travaux pionniers (Iversen, 1952), des charbons sont parfois retrouvés dans les sédiments lacustres ou les tourbières, car ils y sont très bien conservés, et représentent de bons indicateurs pour les occurrences de feux passés (Fredskild, 1973 ; Conedera *et al.*, 2009 ; Legrand *et al.*, 2016). Pour l'Holocène, des études précédentes avaient également montré avec des indicateurs géochimiques (ammonium, levoglucosan, etc.) des enregistrements de feux dans les glaces au Groenland (Summit, GRIP, GISP2) (Rubino *et al.*, 2016). Néanmoins ces témoins de paléo-feux étaient représentatifs d'épisodes à plus large échelle (continentale), pouvant provenir à la fois de Sibérie comme d'Amérique du Nord (Legrand *et al.*, 2016). C'est pourquoi les lacs et tourbières ont été majoritairement utilisés dans les recherches au Groenland, afin de donner une image plus locale d'épisodes d'incendies. De nombreux facteurs de dépôts sont cependant à prendre en compte pour comprendre l'origine ou la densité des incendies dans les lacs (émission, transport, dépôt, sédimentation) (Ali *et al.*, 2012). Par exemple les mécanismes atmosphériques, d'hydrographie de bassins versants, ou

des processus lacustres sont importants (Pourriot et Meyback, 1995 ; Higuera *et al.*, 2007). En paléolimnologie, d'autres analyses (forme, taille, porosité des micro-charbons) ou d'autres indicateurs (grains de pollen, sédimentologie) peuvent aider à proposer des modélisations pour les dépôts (Higuera *et al.*, 2007 ; Vacchiano *et al.*, 2017). Les macro-charbons sont en effet parfois sourcés à proximité du lieu d'émission (Clark, 1988), donnant une image locale des feux. À l'inverse, les micro-charbons peuvent être déposés jusqu'à 20 km de leur source d'émission (Enache et Cumming, 2006). Dans les sédiments, les charbons peuvent aussi être lessivés ou redéposés dans les lacs (dépôts secondaires) ou être déposés sans remobilisation (dépôt primaire). L'occurrence des feux est interprétée par la fréquence des dépôts, pouvant donner une bonne résolution temporelle (Higuera *et al.*, 2007).

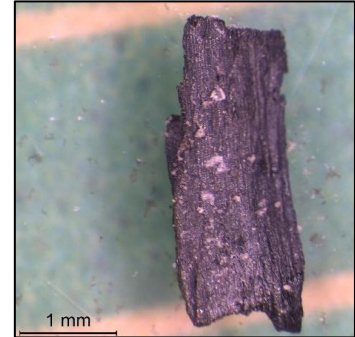


Figure 19: Photographie, loupe binoculaire, $\times 40$, charbon de bois issu du Eastern Settlement (lac 95). Rius, 2017.

Le *Holocene Thermal Maximum (HTM)*, entre 11.7 et 4.2 ka BP (9750-2250 cal. BC), est parfois interprété en termes de paléo-incendies mais reste peu documenté (Axford *et al.*, 2020). Pour des périodes plus récentes, des micro-charbons ont déjà été retrouvés dans les sédiments de l'*Eastern Settlement*, concernant du bois mais aussi des feuilles carbonisées (Ledger *et al.*, 2017 ; Figure 19). Ces dépôts parfois importants sont pourtant difficiles à être interprétés, surtout en contexte de tourbières ou à proximité des fermes car ils ont pu être remobilisés. Pour expliquer la présence de ces couches de matière organique avec du charbon, les hypothèses retenues sont multiples. La plus utilisée est une pratique de défrichage mise en place par les Norrois à leur arrivée dans le *landnám* (Bishop *et al.*, 2013). Il s'agissait alors surtout d'une histoire intra-site plutôt que d'étudier l'histoire des feux dans la longue durée. Récemment, des observations dans les lames polliniques du secteur de Kapisillit ont été réalisées pour les micro-charbons, confirmant les observations dans le *Western Settlement* des années 1970 (Fredskild, 1973 ; 1978). Ces témoignages sont néanmoins localisés au lac de Pingu, avec quelques micro-charbons enregistrés à Little Kapisillit (Picard, 2019).

3.4.2. Prélèvements, traitements chimiques et comptages

Les prélèvements de charbons sont effectués tous les cm sur la carotte, en parallèle des échantillons polliniques. Après avoir été pesés, les échantillons humides sont traités à la soude (NaOH 10 %, 20 ml) et à l'eau oxygénée afin d'éliminer la matière organique. Les prélèvements sont ensuite tamisés (150 μm) pour en extraire les particules. Observés à la loupe binoculaire

(× 50), les charbons quantifiés et leur aire mesurée. Les diagrammes d'influx représentent les apports de charbons dans le lac d'Itinera, en relation avec le modèle d'âge.

3.5. Représentation des résultats

3.5.1. Calcul des pourcentages et concentrations absolues polliniques

Le calcul des pourcentages et des concentrations absolues concerne à la fois les données polliniques et les MNP. Avec le comptage des spores de *Lycopodium* par échantillon, les concentrations absolues de chacun des morphotypes sont déterminées (Stockmarr, 1971). Il s'agit du nombre de grains de pollen de chacun des morphotypes identifiés par unité de volume de sédiment (grain/cm³) :

$$\begin{aligned} & [\text{Concentration absolue } (X)] \\ &= \frac{\text{Nb de grains de pollen } (X)}{\text{Nb de } Lycopodium \text{ comptés}} \times \frac{\text{Nb de } Lycopodium \text{ dans le résidu}}{\text{Volume de résidu}} \end{aligned}$$

Les représentations quantitatives en pourcentages sont davantage utilisées en palynologie mais les pourcentages peuvent parfois être affectés par des effets de sous- ou sur-représentation de certains taxa. C'est pourquoi les influx (Figure 27) et concentrations (Figure 3, Annexe 2) sont employés pour préciser les diagrammes polliniques. Les influx, c'est-à-dire le taux d'accumulation pollinique, correspondent au nombre de grains de pollen déposés annuellement par unité de sédiment (grains de pollen/cm²/an) (Hicks et Hyvärinen, 1999).

3.5.2. Diagramme pollinique et modèle d'âge

Le diagramme pollinique est réalisé avec le logiciel *TILIA* à partir du fichier *EXCEL* généré par *POLYCOUNTER*. Le logiciel *TILIA* est utilisé dans les études polliniques. Celui-ci figure les résultats de comptages de taxons polliniques, mais aussi les microfossiles non polliniques (MNP). Le diagramme représente l'évolution des fréquences relatives de taxons dans la végétation, en fonction de la profondeur de la carotte. L'évolution de la végétation au cours du temps est donc visible. La description des zones polliniques du diagramme se réfère à des « intervalles de temps caractérisés par des assemblages polliniques homogènes » (Lesven, 2020). Le changement de zones est fait selon une variation significative des pourcentages de taxons qui peuvent être interprétés en termes de variations des conditions paléoenvironnementales. La classification hiérarchique contrainte en clusters (*Constrained Hierarchical Cluster Analysis*) permet la différenciation des zones polliniques. Les échantillons sont triés selon leurs éloignements respectifs par le calcul de leur coefficient de dissimilarité,

calculant la dispersion totale pour n groupes autour de n centroïdes. L'analyse statistique se termine avec la réalisation d'un dendrogramme représentant la hiérarchie entre échantillons, avec des branches limitant les niveaux statistiques différents. C'est le modèle *CONISS* (*Constrained Incremental Sums of Squares*) qui calcule des découpages en phases de la végétation (Grimm, 1987). Les études précédentes découpaient le diagramme en 3 zones polliniques pour le lac Itinera, à partir de la géoarchéologie (sédimentologie, géochimie) et de la palynologie à basse résolution (Picard, 2019). Ici 2 super-zones sont identifiées, avec 3 zones locales polliniques.

4. Résultats

4.1. Résultats des prélèvements

Les 4 derniers cm de la carotte ont été échantillonnés tous les 0.5 cm. Dans les deux derniers cm (*top* de la carotte), une colonie de cyanobactérie de 5 cm de diamètre occupait la zone de prélèvement. Par conséquent, l'échantillonnage a été moins important pour cette partie en termes de volume de sédiment, mais aussi l'analyse palynologique est peut-être moins représentative de la pluie pollinique locale récente (Figure 20). Coupée en deux pour être analysée au

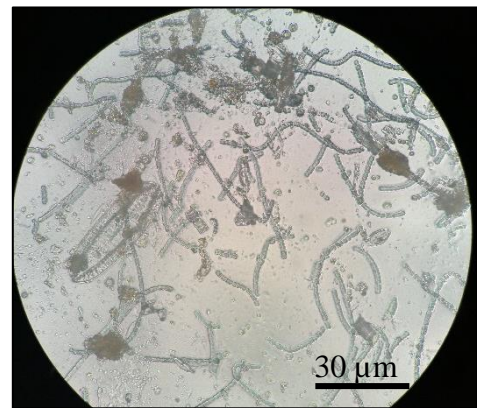


Figure 20: Cyanobactéries découvertes, issues du prélèvement de la carotte d'Itinera (P1b), $\times 40$ au microscope optique. Roule, 2021.

microscope optique ($\times 40$), la cyanobactérie a été identifiée par Milva Druguet-Dayras (Master 2 « ECO-SYSTEMES », Université de Montpellier) comme du *Nostoc pruniforme*. Ce type de colonie est fréquent dans les lacs oligotrophes des environnements froids du Canada au Groenland (Trout-Haney *et al.*, 2021). L'enveloppe fait 0.5 mm d'épaisseur avec un centre rempli de gel et d'eau translucide. Les *Nostoc pruniformes* se retrouvent dans les fonds de lacs profonds et sableux. Par ailleurs, les pâturages pourraient avoir un effet sur la taille et la multiplication de ces cyanobactéries (Dodds et Castenholz, 1988). De plus, la colonie contenait des diatomées identifiées par Xavier Crosta (*EPOC*, Bordeaux). Les taxons suivants étaient présents : *Navicula sp.*, *Surirella sp.*, *Penée*, *Centriques Aulacoseira sp.*, *Cymbella sp.*, *Diploneis sp.*, *Cyclotella sp.* Ces taxons se rapportent également à une écologie de lacs oligotrophes en milieux froids, comme au Groenland où ils sont fréquents (Perren *et al.*, 2012).

4.2. Résultats des analyses de micro-charbons

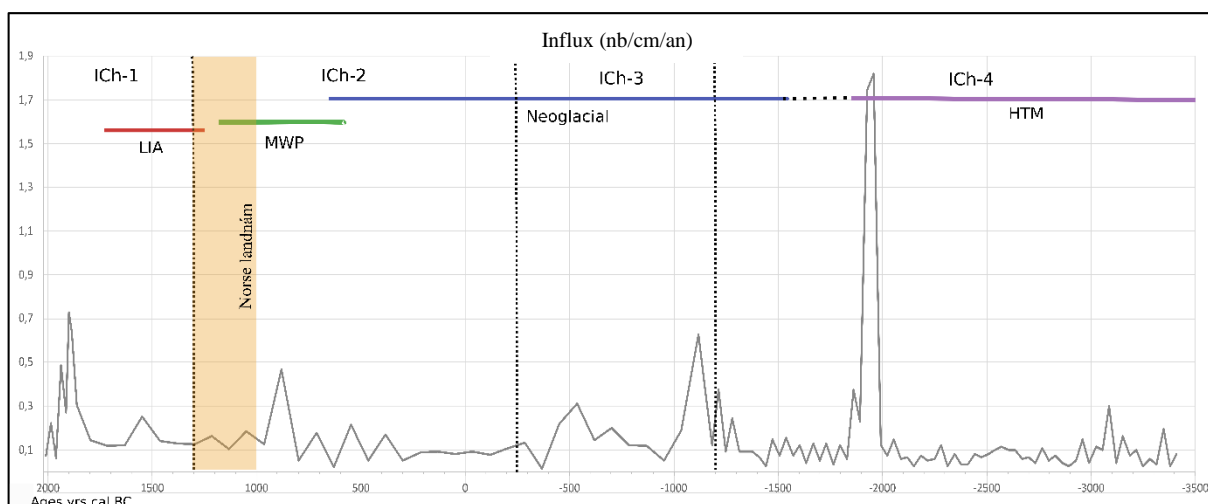


Figure 21 : Diagramme (111-0 cm de la carotte) d'influx de micro-charbons en nombre à Itinera selon le modèle d'âge à Itinera. Les 4 zones (I-1 à 4) sont figurées sur le diagramme. LIA = Little Ice Age (Petit Âge Glaciaire), MWP = Medieval Warm Period (Optimum Climatique Médiéval), HTM = Holocene Thermal Maximum, Neoglacial = Néoglaciation. Norse landnám = période d'occupation des Norrois. EXCEL. Roulé, 2021.

Le graphique d'influx de charbons « CHAR » (*Charcoal accumulation rate* ; Figure 21) prend en compte le CHAC (*Charcoal Accumulation Concentration* : nombre de particules/cm/an) et le SAR (*Sediment Accumulation Rate* : cm/an.). Le SAR est doublé dans la période 1860 ± 138 AD - 1036 ± 138 cal. BC (0.0120 cm²/an) par rapport au top de la carotte prélevée (1860 ± 138 AD - 2018 ± 138 cal. AD 0.0227 cm²/an). Il est triplé par rapport à la fin de la carotte qui passe à 0.0312 cm²/an, après 1119 ± 138 cal. BC. Il couvre la période de 2018 de notre ère à 3411 ± 138 cal. BC (axe des abscisses). L'axe des ordonnées comprend les influx en nombre plutôt qu'en surface (nombre de charbons/cm/an).

Entre 3500 et 2000 ± 138 cal. BC il y a peu d'accumulation de charbons et de sédiments dans **ICh-4** (3500 - 1200 cal. BC), ce qui correspondrait davantage à un bruit de fond régional de paléo-feux (moyenne de 0.63 charbons/cm/an). Il y a peu de sédiment accumulé en surface avec des dépôts de charbons peu fréquents en nombre jusqu'à 2055 ± 138 cal. BC, avant d'observer un pic de charbons en nombre et en surface vers 1958 ± 138 cal. BC (1.74 charbons/cm/an). Il s'agit d'un évènement de feu important (2000-1950 ± 138 cal. BC), où des charbons de tailles variables sont retrouvés. **ICh-3** est comprise entre 1154 à 370 BC où de nouveaux feux sont observables. De nouveaux influx de charbons et de sédiments sont perceptibles entre 1120-535 ± 138 cal. BC, entre respectivement 0.63 et 0.31 charbons/cm/an, avant de rétrograder brusquement. Dans **ICh-2**, l'accumulation est moins importante mais les pics de charbons sont bien individualisés entre 400 - 1300 cal. AD : 0.17 charbons/cm/an en 400 cal. AD, 0.21 charbons/cm/an à 550 cal. AD. Un maximum de charbons et de sédiments est présent en nombre (0.47 charbons/cm/an) de courte durée vers 880 cal. AD. **ICh-1** : 800-1930 cal. AD commence

pendant un bruit de fond haut mais sans paléo-feux flagrants. Les données restent stables entre 810 et 1000 AD (0.18 charbons/cm/an) jusqu'en 1550 cal. AD (0.252 charbons/cm/an) avant une diminution rapide. Les influx reprennent vers 1900 cal. AD avec un pic à 0.72 charbons/cm²/an, avant de baisser progressivement dès 1960 cal. AD (0.06 charbons/cm/an) jusqu'à la fin de la séquence à Itinera. Ces événements sont bien individualisés une nouvelle fois, dont certains avec une importante accumulation de charbons.

Les analyses polliniques ont pu être conduites entre 38 cm et 0.5 cm de profondeur. Par conséquent, pour Itinera, les comparaisons avec les analyses charbons et des grains de pollen pourront être faites entre 950 cal. BC et 2018 cal. AD. Par ailleurs, la période médiévale d'occupation du *Western Settlement* démarre au Xe siècle, après 985 cal. AD, jusqu'à la désertion des habitats constaté par Ívar Bárðarson en 1350 (Massa, 2012). Les données correspondantes se situent alors surtout entre 15.5 et 8.5 cm de profondeur moyenne. D'après les datations et le modèle d'âge réalisés au préalable, il s'agit de la période comprise entre 881 ± 138 et 1464 ± 138 cal. AD.

4.3. Résultats palynologiques

4.3.1. Description du diagramme pollinique

Le diagramme pollinique complet a été réalisé sous *TILIA* (Grimm, 2011) (Figure 1, Annexe 2). Les fréquences relatives des taxons polliniques sont calculées à partir des sommes de grains de pollen arboréens (*arborean pollen* : AP) et non-arboréens (*Non arborean pollen* : NAP) (courbe *TREES/SHRUBS/HERBS*), en excluant les taxa aquatiques, hygrophiles, et les spores de fougères (Monolètes, Trilètes, *Botrychium*). Les fréquences relatives des MNP sont calculées sur la base de la somme pollinique : les différents taxa de MNP identifiés sont hiérarchisés par groupes d'organismes (algues, champignons, spores de champignons coprophiles, etc.). Les restes d'invertébrés restent indéterminés à l'espèce, ou en identification anatomique (mandibules fragmentaires, pattes, etc.). Des dinoflagellés sont également présents de manière constante, bien que n'ayant pas été identifiés en dehors de *Pteridinium* dans le cadre de cette étude (Figure 26, Table des grains de pollen à Itinera).

Un diagramme pollinique simplifié (Figure 22) a aussi été réalisé à l'aide de *TILIA* (Grimm, 2011) divisé en zones polliniques locales d'assemblage avec *CONISS* (Grimm, 1987). Il y a deux zones polliniques principales : **ITI-I** (~ 38 - 18 cm) et **ITI-II** (~ 18 - 0 cm). Ces zones ont pu être à nouveau divisées en sous-zones (**ITI-I. A** (~ 38 - 30.5 cm: 1100-350 cal. BC), **B** (~ 30.5 - 23 cm: 350 cal. BC - 240 cal. AD), **C** (~ 23 - 18 cm: 240 - 700 cal. AD); **ITI-II. A** (~ 18

- 13 cm: 700 - 1100 cal. AD), **B** (~ 13 - 8 cm: 1100 - 1500 cal. AD), **C** (~ 8 - 0 cm: 1500-2018 AD). La courbe d'exagération est de $\times 5$ pour tous les taxa, sauf pour les spores de champignons coprophiles ($\times 8$).

Les premiers résultats montrent que les grains de pollen sont moins diversifiés que les MNP, avec une surreprésentation des *Volvocaceae* et des *Botriococcus* (spores d'algues). Les spores de champignons coprophiles attribuables avec certitude (*obligate*) à la présence de déjections d'herbivores (*Sporormiella*, *Sordaria*, *Podospora*) ont été différenciés des autres spores de champignons coprophiles (*Cercophora*, *Apiosordaria* : *non-obligate*) (Baker *et al.*, 2013 ; Etienne et Jouffroy-Bapicot, 2014 ; Gauthier et Jouffroy-Bapicot, 2021). Les grains de pollen les plus représentés sont *Betula nana* (Bouleau nain) et les Poaceae (graminées). Il n'a pas été possible de différencier spécifiquement *Betula nana* de *Betula glandulosa* (Bouleau glanduleux) sachant que ce dernier est peu abondant et qu'il s'hybride avec *Betula nana* (Böcher *et al.*, 1968).

L'approche des Indices Polliniques d'Anthropisation (IPA) d'après Behre en 1981 (Gauthier *et al.*, 2010) est un peu différente de ce qui existe en Europe. Ces indices témoignent de présences humaines impactant la végétation comme des activités agropastorales (Gauthier, 2001). Le cas du Groenland est en effet particulier, car la plupart des espèces végétales ont dû recoloniser cette île après la dernière glaciation, les graines ayant été transportées par le vent ou les oiseaux (Bennike, 1999). Les premiers fermiers norrois ont introduit des taxons européens parmi la flore indigène dans l'*Eastern Settlement*, où ils ont continué à proliférer bien après l'abandon de l'établissement (Fredskild, 1973 ; Massa, 2012). Qu'ils soient indigènes ou introduits, plusieurs taxa peuvent être considérés comme des IPA, marquant les activités pastorales des Norrois au Groenland, tels *Artemisia*, les Caryophyllaceae, *Rumex-acetosa* type, et les Lactuceae (Schofield *et al.*, 2019). Les spores de champignons coprophiles témoignent de la présence d'herbivores domestiques ou sauvages sans qu'il soit possible de les différencier (Baker *et al.*, 2013).

Le modèle d'âge réalisé à partir de datations ^{14}C , ^{210}Pb ainsi que les mesures de ^{137}Cs permettent de dater la séquence prélevée dans le lac Itinera en 2018, qui couvre les 5000 dernières années environ. Ainsi le taux d'accumulation « augmente de $0,17 \text{ cm.an}^{-1}$ à $0,3 \text{ cm.an}^{-1}$ à partir de 30 cm environ (1200 cal. BP). Dans les 150 dernières années, il varie, passant de $0,009$ à $0,035 \text{ cm.an}^{-1}$ au top de la séquence » (Picard, 2019). Le modèle d'âge couvre donc de l'actuel à 5170 ± 138 cal. BP / 3220 ± 138 cal. BC.

Zone locale pollinique ITI-I : A (~ 30.5 - 38 cm) 1100 - 350 cal. BC

Dans l'étude préalable à basse résolution, il est possible de se reporter à la phase sédimentologique I-2.1 de 1330 cal. BC à 1075 cal. BC. Le Ti est doublé alors que le Fe est régulier. La matière organique voit ses taux divisés par deux (8 %) (Picard, 2019) (Figure 5, Annexe 2). La fin de la séquence **ICh-4** et la moitié de **ICh-3** pour l'étude des charbons actuels peuvent être comparés.

La formation arbustive (Ericaceae de type *Vaccinium* et *Empetrum*) domine l'assemblage (90 %) tandis que les herbacées (*NAP*) tendent à diminuer. Les apports exogènes (*Picea*, *Abies*) augmentent peu à peu alors que les taxa locaux (*Salix*) décroissent (- 10 %). Dans cet intervalle, les Cyperaceae diminuent dès ~ 700 BC. Les algues connaissent une baisse importante, tout comme les spores de champignons. Le taxon *Glomus cf. fasciculatum* (HdV-207) est particulièrement important au début de la zone pollinique (20 %). Les spores de champignons coprophiles sont présentes dès le début de la séquence, notamment *Sporormiella* (2 %), HdV-55 (4 %), ou *Cercophora* (3 %).

Les taux d'accumulation pollinique de *Juniperus* et *Empetrum* sont en augmentation progressive jusqu'à 500 BC, montrant les mêmes tendances que les pourcentages. Les influx de grains de pollen d'*Abies* apparaissent effectivement à ce moment, avec un pic de 200 grains/cm²/an, avant de disparaître rapidement.

Zone locale pollinique ITI-I : B (~ 23 - 30.5 cm) 350 cal. BC - 240 cal. AD

La sédimentation (39 - 22 cm) reste stable dans la phase I-2.2 (1075 cal. BC à 340 cal. AD). Vers 35 cm (740 cal. BC) des changements sont notables avec le taux de Fe qui triple. Ensuite, vers 580 cal. BC (33 cm) le Ti montre une baisse abrupte (taux divisés par 1.5) avec le rapport C/N (10), tandis que la matière organique (CT) augmente (+ 13 %). Enfin l'une des dernières variations notables est visible à 29 cm (240 cal. BC) où ce sont le Ti et le Fe qui montrent des pics alors que la matière organique diminue.

Précédemment, la zone locale pollinique I-B (1330 cal. BC à 340 cal. AD) a été corrélée avec cette phase de sédimentation à basse résolution (46 - 22 cm). Les *AP* restent majoritaires avec *Betula* qui devient le principal taxa remplaçant *Alnus*. Les Poaceae dominent les taxa d'herbacées (*NAP*) avec une diversification progressive des taxa dans le bassin versant (Saxifragaceae, Caryophyllaceae, *Plantago-maritima* etc.). Les spores de fougères et mousses sont également en augmentation (+ 75 %), avec les hygrophiles (Cyperaceae) et les

aquatiques (*Potamogeton*, *Myriophyllum*) avant 1130 cal. BC. De manière générale les concentrations et influx polliniques sont en diminution dans cet intervalle (Picard, 2019).

À partir de ~ 200 BC les AP diminuent, comme *Alnus*, *Salix*, ou encore les arbustes (Ericaceae) alors que les valeurs de *Betula* augmentent (~ + 15 %). Les spores de champignons coprophiles restent stables (~ 5 %) jusqu'à ~ 10 BC, avant de diminuer (- 2 %). Dans le même temps, la SP connaît une diminution (~ 10 BC - 100 AD), avec les AP mieux représentés (+ 5 % AP ; - 3 % NAP), ainsi que la disparition de *Juniperus* et *Artemisia*. Les Cyperaceae à l'inverse, sont plus présentes (+ 10 % à 50 AD) avant une baisse rapide. D'autres spores de champignons (*Glomus cf. fasciculatum*) sont présentes (pic ~ 35 % vers 250 AD) avant une baisse stabilisée. *Meliolia* suit les mêmes variations, avec peu de variations (~ 20-30 %) mais un maximum est notable à ~ 100 AD. *Meliolia* figure deux pics aussi à 980 (~ 25 %) et un moindre à ~ 1300 AD avant de redevenir constant (~ 5 %).

Au début de la séquence, les influx d'Ericaceae ne diminuent pas, contrairement aux pourcentages. Les Ericaceae connaissent un pic d'influx de grains de pollen avec ~ 20 grains/cm²/an, avant une baisse (- 10 grains/cm²/an). Les influx de *Betula nana* confirment néanmoins les variations de pourcentages vers 50 BC par une augmentation (~ 100 grains/cm²/an). De réels changements sont effectivement perceptibles vers le changement d'ère où les valeurs polliniques de la lande arbustive semblent moins importantes face au développement des herbacées. Les Poaceae connaissent effectivement un pic d'influx de grains de pollen (+ 25 grains/cm²/an) vers 1 BC, avant de diminuer rapidement jusqu'à ~ 240 AD. Les influx des hygrophiles augmentent à l'inverse des aquatiques (*Potentilla*) ou des spores d'algues.

Zone locale pollinique ITI-I : C (~ 18 - 23 cm) 230 - 680 cal. AD

Les caractéristiques sédimentologiques de la phase précédente (I-2.2 : 39 - 22 cm) se retrouvent ici, avec la baisse du fer tandis que l'apport de matière organique dans le lac augmente avant 240 cal. BC (Picard, 2019).

Jusqu'à ~ 300 AD, les données polliniques et les MNP restent stables. Ensuite, bien que dominants (~ 90 %), la formation à arbustes diminue. En effet, *Betula* (~ 35 %) et d'autres taxa continuent de baisser. Les Cyperaceae présentent un maximum après ~ 300 AD. Les herbacées augmentent donc peu à peu (+ 5 %), en même temps que les spores d'algues et de champignons coprophiles (+ 2 %). HdV-55 est plus présent (~ 8 %) vers 400 AD, avant une diminution rapide et une stabilisation à 5 %, puis une disparition vers 700 AD. LCE-07 est recensé entre 350 BC

- 950 AD, avec une forte hausse vers 460 AD (15 %). Enfin, les taxons aquatiques et les hygrophiles sont moins présents dans l'assemblage.

À partir de 700 AD, les influx d'*Artemisia* reviennent (~ 5 grains/cm²/an.). Les Campanulaceae ont des pics d'influx bien individualisés dans le diagramme pollinique (~ 8 grains/cm²/an) jusqu'à ~ 450 AD, où il montre une chute de ses taux. Les influx de *Rumex-acetosa* type sont présents dès ~ 240 à 500 AD (~ 5 grains/cm²/an), alors que *Plantago-maritima* n'apparaît que dans cette zone (vers 450 AD). Ces données confirment la présence d'une lande arbustive dominée par des herbacées jusqu'à 450 AD. Les influx de *Sporormiella* sont en augmentation avec un pic vers 450 AD (~ 4 grains/cm²/an), ce qui diffère des pourcentages où ces variations sont peu visibles. Les dinoflagellés comme *Pteridinium*, et les micro-invertébrés, ont un pic vers 450 AD (~ 240 grains/cm²/an).

La phase de micro-charbon **ICh-2** (370 BC- 800 AD) de l'étude actuelle correspond aux zones locales polliniques ITI-I B à C.

Zone locale pollinique ITI-II : A (~ 13 - 18 cm) 680 - 1080 cal. AD

Les AP continuent d'augmenter alors que les NAP baissent (- 5 %). On note une hausse de *Betula* (~ 50 %) dans l'assemblage. *Juniperus* n'est plus présent. Les Cyperaceae se stabilisent après 800 AD (20 - 30 %). HdV-44 présente de légers pics (1 %) jusqu'à ~ 800 AD. HdV-1 (*Geslanospora*) montre également des pics à ~ 900 AD, ~ 1000 AD, puis ~ 1300 AD (~ 5 à 8 %). HdV-55 (*Sordariaceae*) est aussi noté depuis le début de la séquence avec des taux élevés à ~ 950-1350 AD (3-5 %). *Pteridinium* augmente à nouveau après une baisse (- 15 % vers 800 AD), pour atteindre 20 % vers 980 AD.

Les influx de *Salix* atteignent un maximum vers 900 - 1100 AD (40 grains/cm²/an) avant une diminution brutale (15 grains/cm²/an) dès 1300 AD, ce qui est bien corrélé avec les pourcentages. Les Campanulaceae et les Caryophyllaceae montrent une augmentation rapide après 950 AD (~ 8 grains/cm²/an ; 5 grains/cm²/an). *Glomus cf. fasciculatum* (HdV-207) est présent à ~ 700 AD avec des pics d'influx localisés (~ 330 AD) avant de disparaître vers 980 AD.

Après l'an mil, les grains de pollen d'AP (*Betula*, *Alnus*, *Salix*, *Juniperus*, hygrophiles, fougères) sont moins fréquents dans l'assemblage pollinique, et ceci d'autant plus dès ~ 1080 AD. Un pic d'apport de grains de pollen exogènes (*Picea*) est remarqué vers ~ 1000 AD, avant une baisse progressive jusqu'à disparition. Dans le même temps, une baisse notable (- 3 %)

d'*Artemisia* est visible vers 1080 AD. Les spores de fougères, de champignons, ou d'algues, avec notamment *Pediastrum* (+ 15 %), ainsi que les micro-invertébrés sont en augmentation après 1100 AD. Les spores de champignons coprophiles (*obligate*) sont à ~ 5 % et les autres coprophiles baissent. C'est *Sporormiella* (HdV-113) et *Sordaria* (HdV-55) qui sont les plus présents dans cet intervalle.

Les influx confirment cette dynamique pour les spores de champignons coprophiles. L'influx de *Sordaria* est surtout enregistré vers 1000 AD avant de diminuer après 1100 AD. Les pics d'influx de *Sporormiella* sont bien individualisés entre ~ 900 - 1080 AD (~ 8 grains/cm²/an). Enfin, *Rumex-acetosa type* et *Plantago-maritima* enregistrent une légère augmentation d'influx vers 1050 AD.

Zone locale pollinique ITI-II : B (~ 8 - 13 cm) 1080 - 1500 cal. AD

Les valeurs relatives de *Betula* et des Ericaceae sont en légère hausse alors qu'*Alnus* et *Salix* diminuent légèrement (- 8 à 10 %). Les autres taxa terrestres ne connaissent pas de variations remarquables. Les aquatiques ont des taux plus importants (+ 2 %) que les hygrophiles (- 10 %), avec une augmentation des spores de champignons, d'algues, et de dinoflagellés (+ 10 %) vers 1120 AD, avant une baisse rapide avant 1300 AD (*Peteridium*, *Pediastrum*). HdV-1 montre également un pic vers 1080 AD (~ 10 %), avant de diminuer (- 5 %, ~ 1120 AD), puis d'être à nouveau plus présent (~ 8 % à ~ 1250 AD), avant de disparaître.

Les influx de *Betula* montrent une situation légèrement différente avec une hausse vers 1080 AD (~ 150 grains/cm²/an), une baisse de 1200 à 1650 AD (80 grains/cm²/an), avant un pic (~ + 100 grains/cm²/an). Après 1100 AD, *Salix* et *Alnus* présentent des taux d'accumulation pollinique en diminution (~ 15 grains/cm²/an) jusqu'en 1350 AD où les taux remontent progressivement (~ 10 grains/cm²/an) à la fin de la séquence. À l'inverse, les Poaceae sont en augmentation dans les enregistrements (+ 10 grains/cm²/an : 25 grains/cm²/an) vers 1100 AD.

Les changements sont donc observables vers 1200-1250 AD, et concernent surtout les influx polliniques. *Artemisia* augmente (+ 5 grains/cm²/an) avant de disparaître après ~ 1200 AD. *Picea* est de nouveau retrouvé dans l'assemblage pollinique, avec quelques grains de pollen d'*Abies* et de *Pinus*. *Abies* connaît par exemple un influx léger entre 1100-1350 AD (~ 5 grains/cm²/an) avant une baisse rapide, suivi aussi par *Pinus*.

Après 1350-1400 AD, de nouvelles variations dans la végétation et les MNP sont notables. HdV-77 *Geoglossum*, un champignon, confirme une certaine humidité avec un pic entre ~ 1200

et 1350 AD, avant de baisser par la suite (- 5 %). C'est à ce moment-là que *Sporormiella* connaît à nouveau un pic (~ 5 %) vers ~ 1250-1300 AD, avant de diminuer et ne reprendre qu'après 1500 AD. La totalité des spores de champignons coprophiles est globalement stable sur cet intervalle (~ 2-4 %). *Plantago-maritima* et *Rumex-acetosa type* (+ 2 %) sont présents après 1200 AD. Pourtant, *Plantago-maritima* ne sera plus enregistré dès ~ 1400 AD. *Juniperus* est à nouveau présent à la fin, vers 1400 AD, tout comme *Artemisia* (+ 2 %). *Picea* est de nouveau retrouvé dans l'assemblage pollinique, avec quelques grains de pollen d'*Abies* et de *Pinus*. Les apports exogènes sont globalement moins fréquents à ~ 1300 AD : baisse (- 2 %) de *Picea*, *Pinus* et *Caria*. A partir de ~ 1300 AD, les Poacées sont davantage présentes, atteignant 15 % de la somme pollinique, contre les 5 à 10 % précédemment.

Zone locale pollinique ITI-II : C (~ 0 - 8 cm) 1500 - 2018 cal. AD

La phase de sédimentation I-2.3 (340 à 1880 cal. AD), la dernière phase I-3 (1880 cal. AD à nos jours), et la zone locale pollinique I-C (22 - 0 cm : 340 cal. AD à nos jours) précédentes se rapportent aux zones locales polliniques **ITI-II (A à C)** de la présente étude. La phase sédimentologique I-2.3 peut se rapporter surtout à **ITI-II A et B**. Elle montre une augmentation durable du Ti et Fe, alors que CT perd 7 %. Le rapport C/N se trouve entre 12 et 13.5. Ensuite, à I-3, les taux de Ti sont divisés par 2 alors que CT passe de 8 à 10.5 %. Le rapport C/N diminue (10.5). La susceptibilité magnétique (SM) et le Manganèse (Mn) restent stables tout au long de l'analyse (Picard, 2019).

Dans la zone pollinique locale I-C (22 - 0 cm), le maillage un peu plus large ne permettait pas de visualiser avec autant de précision les variations dans des pourcentages et des influx (Picard, 2019).

Le milieu semble se refermer progressivement entre ~ 1600-1900 AD, avec des valeurs pour les taxa arboréens de 95 %. Entre environ 1900 et 2018 AD, *Betula* est le taxon arboréen le mieux représenté (~ 50 %), avec une augmentation de l'ensemble *Alnus-Salix* (+ 5 %). *Rumex-acetosa type* et *Plantago-maritima* sont absents de cet intervalle jusque vers 1900 AD, date à laquelle seul *Rumex-acetosa type* revient. Les taxa hygrophiles, aquatiques, les spores d'algues, de fougères, sont en diminution (- 5 %). Les spores de champignons coprophiles (tous confondus) sont en déclin mais restent stables jusqu'à la fin de la séquence (2 %). Les taux d'hygrophiles et spores faiblissent (- 10%) alors qu'un pic est identifié vers 1800 AD (+ 10 %). Les micro-vertébrés sont à nouveau présents dans l'assemblage. HdV-1 augmente jusque vers

1500 AD (+ 2 %), mais n'est plus présent après 1900 AD : *Pteridinium* est plus prégnant après 1950 AD.

En termes d'influx, après une hausse (~ 20 grains/cm²/an) vers 1800 AD, les Poaceae présentent effectivement des taux d'accumulation polliniques en baisse après 1900 AD (~ 5 grains/cm²/an). Les influx de *Juniperus* diminuent après un dernier pic vers 1800 AD (~ 5 grains/cm²/an), tandis qu'*Artemisia* est stable depuis 1700 AD (~ 8 grains/cm²/an). Après 1800 AD *Salix* connaît un pic d'influx semblable au début de la séquence analysée (~ 1100 BC) avec ~ 25 grains/cm²/an.

Les charbons **Ich-1** (800-1930 AD) se rapportent à **ITI-II (A à C)**.

5. Interprétations et discussions

Les analyses polliniques et de charbons à haute résolution, permettent d'observer des variations dans la végétation sur une échelle diachronique.

5.1. Variations de la végétation : données polliniques en corrélation avec les charbons

Ich-4 (micro-charbons) : 3500 - 1100 cal. BC

Avant 3500 à 2000 cal. BC (**Ich-4**), peu de micro-charbons sont enregistrés. Un pic d'accumulation vers 1960 cal. BC (1.82 charbons/cm/an), comprenant des restes de feuilles, mais aussi de nombreux charbons de grande taille, qui permettent de supposer un feu à proximité du lac (Figure 23 ; Rius, 2021). Cet incendie se situerait dans l'intervalle du *Holocène Thermal Maximum (HTM)* entre ~ 9.8 ka à 2 ka cal. BC.

La phase I-1 (111 cm à 48 cm : 3440 à 1400 cal. BC) a été identifiée dans les études antérieures de Picard (2019). Avec un apport de matière organique de sources



Figure 23 : Tamis micro-charbons, échantillon n°166, × 40. Microscope électronique VHX DIGITAL KEYENCE, INKSCAPE. Roulé, 2021.

mixtes, surtout autochtones, l'érosion était moindre dans le bassin versant. La végétation reste dominée par une couverture d'arbustes nains (90 %) avec *Alnus* et *Betula*, tandis que les hygrophiles ainsi que les aquatiques sont peu présentes. Ces données vont dans le sens d'un climat relativement doux pour le développement d'arbres et arbustes, comme l'indique le taux

d'influx, cinq fois supérieur au reste de la carotte (Picard, 2019). Les alcénones de Kangerlussaq permettent aussi de corréler des reconstructions de températures qui montrent une augmentation de ces températures vers 1050 cal. BC (Theroux *et al.*, 2010). Le climat aurait donc pu favoriser le développement de la végétation et des algues, tout en conditionnant un environnement sec propice à un incendie important vers 1960 cal. BC. Pourtant, en dehors de ce signal de charbons, le *HTM* est difficilement interprétable à Itinera. D'après les données plus anciennes pour le *Western Settlement*, le *HTM* aurait pu s'étendre de 6050 à 2050 cal. BC (Møller *et al.*, 2006), ou jusqu'à 1400 cal. BC à Itinera (Picard, 2019; Figure 29, Annexe).

ITI-I: A (~ 30.5 - 38 cm) 1100 - 350 cal. BC / Phase ICh-3 micro-charbons (1180 - 370 cal. BC)

La phase I-2-1 (1400 à 1075 cal. BC) montrait une augmentation de l'érosion et une baisse du carbone organique. L'augmentation abrupte du Fe, sans corrélation avec le Ti, alors que l'apport de matière organique est moins important, peut aussi correspondre à une érosion propre au lac par oxydation du fer servant de nutriment aux algues. Ensuite, les signaux sédimentologiques restent stables jusqu'à 740 cal. BC. Les apports allochtones dans le lac Itinera sont en hausse, phénomène contemporain d'une transition de la végétation vers un couvert arbustif dominé par *Alnus* puis par *Betula*. Une détérioration climatique était donc proposée, caractérisée par un climat plus froid et humide (Picard, 2019), succédant à l'*HTM*.

Le maximum d'influx de charbons et de sédiments dans le lac sont surtout notables (0.63 charbons/cm/an) vers 1110 cal. BC, avant de diminuer brusquement. Les influx polliniques des arbres locaux, comme *Alnus* et *Salix*, sont en augmentation à ce moment. Ces taxa apprécient particulièrement les conditions plus tempérées (Iversen, 1952 ; Jørgensen *et al.*, 2015). Les augmentations d'influx ont parfois été mises en parallèle avec l'augmentation des températures de l'*HTM* (Massa, 2012). Ce pic de charbons signale donc sans doute l'un des derniers épisodes plus chauds et sec de l'*HTM* avant l'entrée dans le Néoglaciale (2000 BC à 650 cal. AD).

Les premiers niveaux analysés montrent une formation arbustive dominée surtout par *Betula nana* et *Alnus*. Ce dernier va progressivement régresser au profit de *Betula nana* qui devient le taxon dominant. La séquence analysée par Fredskild (1973) sur le bord du lac Itinera montrait des hiatus et des perturbations taphonomiques (solifluxion), rendant l'interprétation des grains de pollen (*Alnus*, *Betula*) difficile (Figure 4, Annexe 2). Bien qu'intolérant à la sécheresse (Atkinson, 1992), *Betula* est davantage favorisé par les environnements plus frais par rapport à *Alnus* ou aux Ericaceae (Garcia *et al.*, 2000). Ainsi, le déclin d'*Alnus* semble favoriser ici le

développement des Ericaceae. Un apport de taxa exotiques (*Picea*, *Pinus*, *Abies*) vers 1100 BC témoigne probablement d'une augmentation des vents. Par ailleurs, l'augmentation des spores des champignons coprophiles témoignent sans doute de la présence d'herbivores sauvages (*Rangifer tardus* par exemple) dans les environs d'Itinera, comme le montrent les données archéozoologiques (Meldgaard, 1986).

Par conséquent cette zone pollinique correspondrait à une phase de transition entre la fin du HTM et la période néoglaciale. L'augmentation de *Betula* par rapport à *Alnus* pourrait se rapporter à la détérioration climatique de la Néoglaciation (2000 cal. BC-650 cal. AD) qui coïncide avec le maximum d'avancée des glaciers (Alley *et al.*, 2010).

ITI-I: B (~ 23 - 30.5 cm) 350 BC - 240 cal. AD / Phase de micro-charbons ICh-2 (370 BC - 800 cal. AD)

Les résultats sédimentologiques (Picard ; 2019) montrent dans la phase I-2.2 (1075 cal. BC-350 cal. AD) une augmentation très rapide du fer à l'inverse du titane, lié au processus érosif des sédiments du lac par oxydation ou précipitation. En réaction, le rapport C/N diminue puisque la matière organique est presque exclusivement autochtone (Picard, 2019).

D'autre part, les influx de charbons (**ICh-2**) montrent une augmentation très légère mais stable (+ 0.26 charbons/cm/an) entre 1000 - 500 cal. BC, jusqu'à 300 cal. AD. D'après C. Picard (2019), de nombreux charbons étaient également présents dans cet intervalle (150 cal. BC), interprétés comme un assèchement de la végétation alentour. Aussi, les influx des AP et NAP augmentent jusqu'à 150 BC (250 grains/cm²/an) avant de diminuer (150 grains/cm²/an), comme cela a aussi pu être remarqué précédemment (Picard, 2019).

La zone locale pollinique identifiée par C. Picard (2019), I-B (1520 cal. BC à 340 cal. AD), se poursuit dans cet intervalle.

Au début de la zone, *Alnus* termine sa chute et se stabilise. La légère baisse des AP vers 200 BC témoigne d'une ouverture du milieu. *Betula* est pourtant en augmentation durant l'intervalle, notamment vers ~ 50 BC, accompagné des hygrophiles (Cyperaceae), tout comme dans l'étude antérieure (Picard, 2019). L'augmentation des pourcentages de *Betula* en même temps que les AP entre 10 - 100 cal. AD est néanmoins difficile à expliquer car il ne correspond pas à une dynamique particulière des influx pour cet intervalle. Aussi, des champignons parasites (*Meliolia*) des écorces d'aulnaies, se développent en même temps que les augmentations de *Betula* (Ellis et Ellis, 1985). La matière organique s'accumule davantage,

stabilisant les phénomènes d'érosion sur les bords du lac (*Glomus cf. fasciculatum*), ce qui concorde avec les résultats de sédimentologie (Picard, 2019). *Glomus cf. fasciculatum* est un champignon endomycorhizien produisant des chlamydospores globulaires, qui se développe sur les racines d'hôtes variées dont *Betula* (Van Geel *et al.*, 1989 ; Van Geel, 2002). Par conséquent, son augmentation dans des sédiments lacustres témoigne d'un apport érosif (Anderson *et al.*, 1984) provenant des sols du bassin versant du lac. La diversité des taxons d'herbacées et des spores de champignons coprophiles suggère une hausse de la pression pastorale des herbivores sauvages, d'autant plus que le *Rumex-acetosa* type est un bon marqueur de la présence d'herbivores (nitrophile) (Fredskild, 1973). À la fin de la période, l'érosion baisse après ~ 250 AD de manière très rapide (*Glomus cf. fasciculatum* et HdV-44). D'après C. Picard (2019), le développement des algues et des herbacées qui se diversifient pourrait être favorisé par un climat humide, même s'il n'est pas possible de l'affirmer avec certitude. Vers 50 BC, les aquatiques et spores d'algues sont en baisse, ce qui peut correspondre à un changement de la qualité de l'eau (Gauthier *et al.*, 2010). La présence des herbivores sauvages s'estompe à la fin de la zone pollinique comme l'indiquent les variations des spores de champignons coprophiles.

ITI-I : C (~ 18 - 23 cm) 230 - 700 cal. AD

La sédimentologie correspondant à cette zone locale pollinique comprend les phases I.2-2 (1075 cal. BC à 350 cal. AD) et I.2-3 (350 - 1880 cal. AD). Les valeurs mesurées y sont stables par rapport aux données précédentes, avec une augmentation durable du titane, et moins d'apports organiques par la stabilisation du rapport C/N (Picard, 2019).

Pour les micro-charbons, on se situe comprend à nouveau en **ICh-2**, avec d'importants pics entre 630-550 cal. AD survenant après un bruit de fond très faible. Très peu d'épisodes de feux sont donc enregistrés durant cette période.

Les LPZ de l'étude précédente à basse résolution comprennent : LPZ I-B (1520 cal. BC à 350 cal. AD) et LPZ I-C (350 - 2018 cal. AD). Une augmentation des hygrophiles et de la diversification des taxons est visible dans le diagramme de C. Picard (2019) : Saxifragacées, Ranunculaceae, *Plantago maritima*, etc. (Figure 28, Annexe). Ces changements ne concernent pas vraiment ITI-I.C.

La lande arbustive s'ouvre dès ~ 350 AD, ce phénomène s'accélère après ~ 700 AD (baisse des AP). Après ~ 450 AD les herbacées (Poaceae, Campanulaceae) ainsi que les spores d'algues augmentent. Les herbivores semblent réinvestir le bassin versant du lac, comme le montrent

l'augmentation des pourcentages et de la diversité des spores de champignons coprophiles (*Sporormiella*, *Sordaria*, *Cercophora*). La fréquentation animale du bassin versant a pu être importante jusque vers 500 AD, provoquant un enrichissement de matière organique et en spores de champignons coprophiles dans le lac. L'ouverture du milieu pourrait également être en lien avec l'augmentation de la pression des herbivores sauvages à proximité d'Itinera. La plupart des enregistrements de spores de champignons coprophiles sont en effet localisés à moins d'un mètre de la source. Par ailleurs, les petits lacs préservent mieux les spores et sont donc favorisées pour mieux percevoir l'abondance locale des herbivores (Baker *et al.*, 2013).

En outre, vers 630 - 550 AD d'importants influx de charbons sont notés (0.21 charbons/cm/an vers 550 cal. AD). Par conséquent, la végétation était suffisamment développée dans les environs. À ce moment, *Betula* s'implante plus durablement dans le bassin versant, accompagné des hygrophiles et des plantes aquatiques, alors que les influx de *Juniperus* diminuent, le tout indiquant peut-être un adoucissement des conditions climatiques.

ITI-II: A (~ 13 - 18 cm) 680 - 1080 cal. AD / ICh-1 pour les micro-charbons (800 - 2018 cal. AD)

Pour l'approche sédimentologique (phase I-3 : 800 - 1936 cal. AD) l'érosion augmente, avec une baisse des apports de matière organique qui sont de plus en plus d'origine allochtones (Picard, 2019). L'échelle chronologique étant peu précise pour cette phase, il n'est cependant pas possible de l'attribuer à cet intervalle en particulier.

Des pics de charbons individualisés sont bien enregistrés sur cette période, comme vers 700 AD (0.18 charbons/cm/an) jusqu'à 900 cal. AD, avec un maximum de charbons de très courte durée vers 880 cal. AD. HdV-1 connaît également un pic d'accumulation vers 850 AD, puis vers 1000 AD, ce qui corrèle bien avec les départs de feux. Appartenant à la famille des *Sordariaceae*, tout comme *Neurospora* (HdV-55). HdV-1 est en lien avec des spores de champignons coprophiles, mais aussi avec les feux (Stivrins *et al.*, 2019) ou des conditions sèches (Van Geel *et al.*, 1972). Par conséquent il pourrait s'agir d'un indicateur de paléo-feux, naturels ou non, ayant eu lieu dans le bassin versant d'Itinera.

D'après l'analyse pollinique à basse résolution de C. Picard (2019), les changements visibles dans cet intervalle de temps concernent surtout une hausse des graminées vers 1000 cal. AD alors que les arbustes diminuent dans la LPZ I-C (350-2018 cal. AD).

À haute résolution les analyses montrent que le milieu se ferme après 700 AD, permettant le développement d'une lande à arbustes nains dominée par *Betula*, puis *Salix* et *Alnus*, tandis que *Juniperus* et *Artemisia* sont moins présents. La diversité des autres herbacées est aussi en augmentation comme les Campanulaceae, les Cyperaceae ou le *Rumex-acetosa type*. À ce moment, l'Optimum Climatique Médiéval (OCM) est bien en place au Groenland, favorisant le développement de la formation arbustive en climat plus doux (Hughes et Diaz, 1994 ; Easterbrook, 2016). Les reconstructions des paléo-températures montrent effectivement un pic de + 3 °C, mais aussi un recul des glaciers européens, et des étés secs (Munn, 2002). Au Groenland, les températures de l'OCM atteignent un maximum vers 1000 cal. AD, avec + 2 °C par rapport aux températures actuelles, et se poursuit jusque vers 1300 cal. AD où débute le

Petit Âge Glaciaire (PAG) (Cuffey, 2013 ; Figure 24). Le réchauffement des températures de l'OCM est bien perceptible dans la baisse de *Juniperus* (Figure 22), mais aussi en lien avec les feux ou l'augmentation de la pression pastorale. Ce taxon n'appréciant effectivement pas le piétinement (Gauthier *et al.*, 2010). De plus, vers 1000 cal. AD des paléo-feux sont signalés dans le diagramme, ce qui est bien corrélé avec HdV-1. D'après les diagrammes polliniques (Figure 27, Annexe), ces feux auraient pu potentiellement impacter en priorité les Ericaceae.

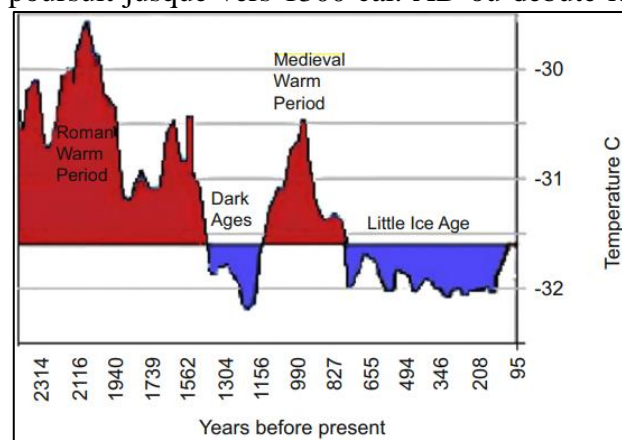


Figure 24: Paléo-températures issues de GISP2 au Groenland entre le réchauffement de la période romaine et le Petit Âge Glaciaire. Dates en cal. BP et températures en °C. D'après Cuffey and Clow (1997) et Alley (2000). Easterbrook, 2016.

Vers 1000 AD une augmentation des apports exogènes et le développement des NAP (Poaceae, Campanulaceae, *Rumex-acetosa type*, *Plantago-maritima*) qui deviennent majoritaires par rapport aux AP (*Salix*, *Artemisia*, hygrophiles) est observé, surtout vers 1050 AD. *Sporormiella* et *Sordaria*, sont davantage présents après 1000 AD, avec des pics individualisés (~ 1050 AD). Les herbivores pourraient donc être davantage présents autour d'Itinera.

ITI-II : B (~ 8 - 13 cm) 1080 - 1500 cal .AD / ICh-1 (800 - 2018 cal. AD)

La phase sédimentologique I.2-3 (350 - 1880 cal. AD) se poursuit dans cet intervalle (Picard, 2019).

Après un bruit de fond régional, quelques départs de feux sont enregistrés durant l'OCM. Pendant l'intervalle 1000 - 1200 AD, des pics légers d'influx de charbons sont enregistrés et

bien individualisés, avant une baisse constante jusqu'après ~ 1450 AD. Les pics d'influx sont notables vers 1050 cal. AD (0.18 charbons/cm/an) et 1220 cal. AD (0.16 charbons/cm/an), corrélés avec des baisses des *AP* ainsi que les *NAP*. Les feux ont donc impacté la végétation dans un premier temps. Les pics étant contemporains des signes d'occupation du *landnám*, l'origine humaine est probable pour ces feux, surtout vers 1050 cal. AD. Les feux auraient peut-être pu servir à débroussailler les herbacées ou à entretenir les terres localement. Les charbons sont peu nombreux et de petite taille. Par conséquent, les feux étaient peut-être éloignés d'Itinera, peu fréquents, ou peu conséquents en termes d'intensité (Higuera *et al.*, 2007).

L'ouverture du milieu est effective depuis 1000 cal. AD selon les données polliniques de C. Picard (2019) et dans les présents résultats. Le milieu est un peu plus ouvert jusque 1200 - 1250 AD avant le retour progressif de la lande arbustive dominée par *Betula*, *Salix* et *Alnus*. *Salix*, majoritaire après ~ 1350 AD, est mieux adapté que *Betula* à un climat doux (Frechette et De Vernal, 2009). Les algues, les dinoflagellés et les MNP se développant sur la matière organique en décomposition sont très présents, favorisés par des températures chaudes (Angéli, 2015). Par conséquent, il est possible d'envisager un défrichement des arbres et arbustes au profit des herbacées dans le bassin versant du lac. Pourtant, les résultats d'études polliniques préalables, à partir de sédiments lacustres, n'avaient pas pu démontrer de tels résultats du fait de la basse résolution (Fredskild, 1973 ; Picard, 2019). Les herbivores semblent toujours fréquenter les abords du lac comme le démontrent la présence constante des spores de champignons coprophiles dans le diagramme (Figure 22). Il n'est pas possible de déterminer s'il s'agit d'herbivores domestiques ou sauvages.

Après ~ 1200 AD les *AP* remplacent les *NAP* alors que la *SP* baisse. Les taxa hygrophiles et aquatiques, ainsi que les algues, ont particulièrement diminué après 1300 AD, témoignant d'une baisse d'humidité (Fredskild, 1973). *Juniperus* et *Artemisia* recolonisent le bassin versant avec une hausse des apports exogènes par les vents. Ce changement pourrait confirmer un refroidissement et une aridification du milieu dès 1300-1350 AD. *Sporormiella* connaît son dernier pic vers 1250 AD, signifiant ensuite une baisse de fréquentation par des herbivores. HdV-44, en baisse, témoigne aussi d'une augmentation de l'érosion du bassin versant (Van Geel, 2002).

La fin de la zone peut alors être interprétée comme une détérioration climatique, pouvant correspondre au PAG, qui se caractérise par une baisse des températures et une aridification du secteur de Kapisillit. Au même moment, les activités humaines ne sont plus perceptibles à Itinera, sans doute lié à un abandon des sites proches.

ITI-II: C (~ 0 - 8 cm): 1500 - 2018 cal. AD / ICh-1 (800 - 2018 cal. AD)

Les signaux sédimentologiques (I.2-3 : 340 - 1880 cal. AD) du début de cette zone locale pollinique montrent une augmentation de l'érosion et moins d'apport de matière organique (Picard, 2019).

Les pics de charbons restent stables jusqu'à 1715 cal. AD avant une diminution brutale. Cette phase où beaucoup moins de charbons sont enregistrés se rapporte chronologiquement au Petit Âge Glaciaire, où le climat sec a pu permettre des incendies localisés et peu conséquent puisque la végétation arbustive est moins importante.

La baisse progressive des AP, surtout *Alnus* qui est sensible au froid, est constatée dans la LPZ I-C (340 - 2018 cal. AD), tandis que les herbacées restent stables. Les spores de champignons coprophiles étaient toujours visibles dans l'assemblage (Picard, 2019).

Le refroidissement des conditions climatiques et l'ouverture du milieu sont visibles depuis ~ 1500 - 1850 AD. *Juniperus* et *Artemisia* sont en augmentation à partir de ~ 1700 AD, tandis que les hygrophiles et aquatiques sont en diminution. Les herbivores semblent moins fréquenter les abords d'Itinera par ailleurs d'après la baisse de *Sporormiella*.

L'érosion diminue beaucoup après 1880 cal. AD jusqu'à l'actuel (phase I-3), alors que la matière organique augmente dans le lac, confirmant une amélioration climatique. L'activité bactérienne se développe et coïncide avec celui des hygrophiles, ainsi que *Alnus*, appréciant l'humidité et la chaleur. Ces données seraient par ailleurs comparables au début de l'*HTM* enregistré plus tôt dans la séquence (Picard, 2019).

Après une hausse, la baisse progressive du taux d'accumulation de charbons dès les environs de 1960 jusqu'à 2018 AD (0.07 charbons/cm/an) pourrait être interprétée par une humidité en hausse ne permettant pas le départ de feux.

À partir de 1700-1750 AD les grains de pollen d'hygrophiles, *Pediastrum*, HdV-44, et les Cyperaceae augmentent tandis que les Poaceae ont des taux en hausse après 1800 AD. La présence de *Salix* et *Betula* est en augmentation après 1800 AD, complété de *Rumex-acetosatype*. La lande à arbustes nains se développe à nouveau, fermant le milieu, avec un Petit Âge Glaciaire qui semble moins prégnant à partir de ~ 1750 - 1800 AD. Un réchauffement est clairement visible dans les taux d'AP et NAP après ~ 1900 jusqu'à 2018 AD. Une nette augmentation des Poaceae, mais aussi les micro-invertébrés et les dinoflagellés est visible. Les températures et l'humidité sont donc en hausse. Enfin, l'amélioration climatique reste présente

jusqu'à la fin de la séquence sans pour autant montrer d'autres indices d'activités humaines (IPA peu présents, spores de champignons coprophiles stables ; Figure 30, Annexe).

5.2. Discussion de l'occupation anthropique norroise : quelle empreinte ?

La période d'occupation des Norrois à Itinera comprend les zones polliniques locales **ITI-II : A** (~ 13 - 18 cm : ~ 680 - 1080 cal. AD) et **ITI-II: B** (~ 8 - 13 cm: ~ 1080 - 1500 cal. AD). La phase **Ich-3** (800 - 1930 cal. AD) des charbons concerne une partie de ces zones polliniques.

Les changements dans la végétation face à des variations climatiques sont bien visibles dans les présents résultats. Par exemple l'OCM montre une fermeture du milieu durant une amélioration climatique, ainsi qu'une hausse de la fréquentation d'herbivores sauvages à proximité du lac d'Itinera. Aussi, la présence de feux (charbons, HdV-1) permet de proposer des épisodes plus secs. Des vents, venant probablement du Canada, sont notables vers 1000 AD, apportant des grains de pollen exotiques et un refroidissement du bassin versant avant un réchauffement.

C'est dans ce contexte que l'arrivée des Norrois se produit. Une diminution importante des influx de *Betula* et *Salix* (1100 - 1250 AD) signant une ouverture du milieu et la croissance des herbacées de manière rapide est nettement visible. Un défrichage peut donc être interprété dans l'environnement immédiat du lac d'Itinera. Des spores de champignons coprophiles sont encore discrets dans l'enregistrement (1000 - 1050 AD), indiquant très peu de fréquentation d'herbivores à proximité.

De discrets pics de charbons sont aussi enregistrés (1048 et 1214 AD), témoignant de feux localisés et peu importants. D'ailleurs, HdV-1 n'est que peu recensé sur ces périodes, ce qui peut interroger sur la proximité et l'intensité des feux autour d'Itinera. Ces présences de charbons indiquent néanmoins un climat sec et suffisamment chaud pour le développement de la végétation destinée à brûler. L'origine anthropique de ces feux peut être néanmoins questionnée, comme peut-être pour l'entretien des espaces herbacés. Après 1200 - 1250 AD le milieu tend à se fermer, ce qui pourrait indiquer une empreinte anthropique progressivement moins importante.

Un refroidissement est notable dès 1250 AD, marqué dans la végétation surtout par le retour de *Juniperus*. Cet arbuste ne supporte pas le piétinement (Gauthier *et al.*, 2010 ; Angéli, 2015), l'emprise animale et humaine serait alors moindre à Itinera après 1250 - 1300 AD. Les autres indicateurs confirment effectivement les prémices du Petit Âge Glaciaire à partir de 1300 AD, par une augmentation des vents et de l'érosion, ainsi qu'une chute des températures. Des feux

sont également enregistrés (micro-charbons, dendrochronologie) au Canada à la fin de la période, favorisés par l'aridification (Ali *et al.*, 2012).

Les études antérieures à basse résolution ne permettaient pas de détecter particulièrement la présence Norroise dans les environs d'Itinera (Picard, 2019). Effectivement très discrète, elle se manifeste par la coupe des arbustes locaux (*Betula*, *Salix*, *Alnus*) entre 1100 - 1250 AD, plus tardivement que l'*Eastern Settlement* (Xe siècle) (Gauthier *et al.*, 2015). Par ailleurs, l'occupation est de courte durée puisqu'après 1250 AD il n'y a plus d'indices d'anthropisation évidents. Des herbivores étaient présents, avant et après les Norrois dans la zone. La question de l'élevage dans ce bassin versant reste posée. Les environs du lac auraient été davantage un territoire de chasse (Grønnow, 1986 ; Meldgaard, 1986 ; Fredskild et Holt, 1993). On remarque que les champignons coprophiles sont moins abondants après les premiers signes de l'arrivée norroise. Il est difficile de dire si ce signal est attribuable à un pâturage de faible intensité d'herbivores domestiques ou à une baisse des troupeaux de rennes en rapport avec les activités de chasse norroise. Les rennes sur place sont actuellement nombreux dans le secteur de Kapisillit et ce, depuis au moins 1250 *uncal.* BC (Fredskild, 1978).

Certains taxa fournissent également des informations intéressantes. *Rumex-acetosa type* est par exemple à relier avec la présence d'herbivores sauvages ou domestiques (Iversen, 1954 ; Fredskild, 1973). Ce type pollinique regroupe trois taxons présents aujourd'hui au Groenland : un taxon indigène (*Oxyria digyna*), un taxon apporté par les Norrois (*Rumex acetosa*), et un troisième, *Rumex acetosella*, importé dans l'*Eastern Settlement* mais potentiellement indigène dans la zone du *Western Settlement* (Rune, 2011 ; Schofield *et al.*, 2013). Les basses fréquences de ce taxon dans le *Western Settlement* posent la question de sa présence dans les IPA comme cela a pu être le cas pour l'autre établissement (Schofield et Edwards, 2011). Les plantes possiblement apophytes (*Rumex-acetosa type*, *Plantago-maritima*) étaient déjà présentes avant l'arrivée des Norrois et augmentent peu à leur contact.

La pression pastorale reste donc particulière sur le site d'Itinera et visible seulement dans la végétation puisque le signal de charbons semble fournir un signal majoritairement climatique.

5.3. Corrélations et comparaisons

5.3.1. Comparaison et études préalables dans le *Western Settlement* : une empreinte anthropique discrète ?

Plusieurs lacs et tourbières du *Western Settlement* ont pu être analysés. Little Kapisillit présentait peu de données utilisables pour une interprétation de l'empreinte humaine (stérilité

pollinique, impact des vents catabatiques). L'interprétation d'une phase de défrichement est néanmoins commune aux trois lacs de Kapisillit, vers 1000 AD. À Pingu, les résultats sont plus probants avec une couche de macrorestes organiques, contemporaine du début de la colonisation. La végétation confirme ce fait par la baisse des taxa arboréens. Cependant, comme à Itinera, les spores de champignons coprophiles sont également interprétées davantage comme la présence d'herbivores sauvages (Picard, 2019). Dans les prélèvements de tourbières, les spores de champignons coprophiles ont aussi pu être décrits comme liés à l'ajout de fertilisants (fumier) même si les taux sont beaucoup moins élevés que dans l'autre établissement (Schofield *et al.*, 2019). Les analyses précédentes d'Itinera, dont certaines très récentes, n'ont pas démontré clairement une empreinte anthropique (Fredskild, 1978 ; Schofield *et al.*, 2019 ; Picard, 2019). Par ailleurs, le signal de charbons était très peu perçu dans les enregistrements du *Western Settlement*. Ces charbons pourraient correspondre à des activités en dehors du site ou un signal plus régional. La technique sur brûlis a pu être utilisée dans certaines fermes pour dégager de l'espace pour l'installation, comme à Sandnes (V51) où un horizon épais de charbons coïncide avec le *landnám*. Au PAG les groupements herbacés viennent remplacer la lande arbustive, les preuves d'impact humain sur la végétation sont donc limitées (Schofield *et al.*, 2019).

5.3.2. Occupation contrastée avec l'*Eastern Settlement* ?

Les changements dans la végétation sont perceptibles différemment dans l'*Eastern Settlement*. L'OCM a pu y être défini dès 885 jusqu'à 1235 AD, dans un climat chaud et humide (Gauthier *et al.*, 2010). L'augmentation des températures est bien visible dans plusieurs proxys (Massa, 2012 ; Angéli, 2015), accompagnée d'une augmentation de la charge détritifique et de l'érosion en lien avec les pratiques agropastorales (Massa *et al.*, 2012 ; Figure 25).

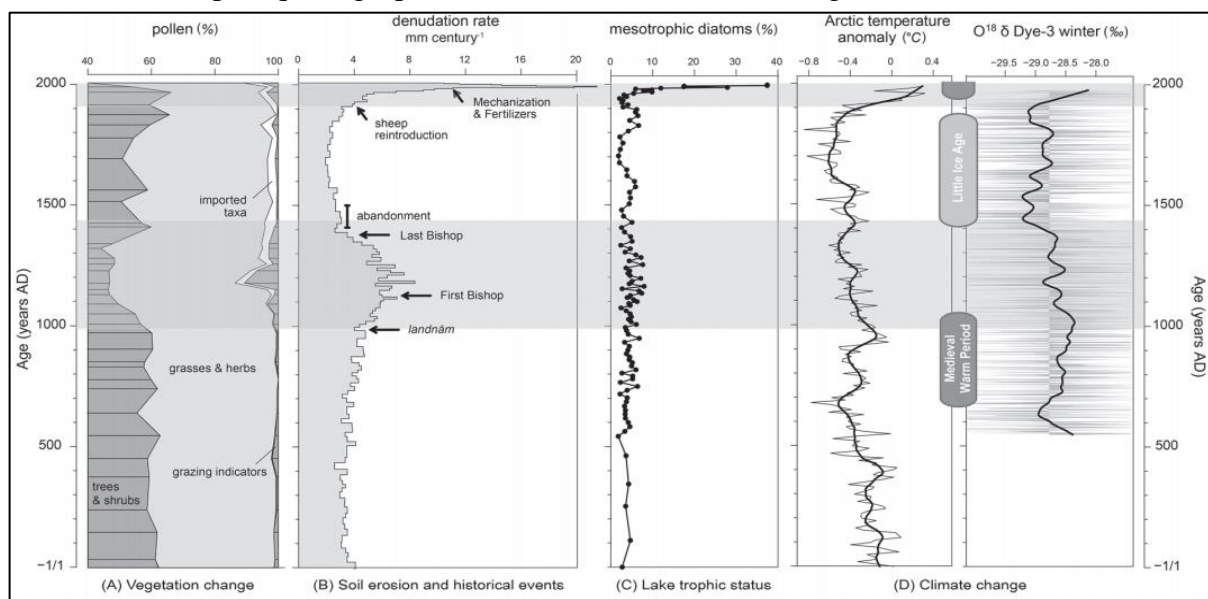


Figure 25 : Comparaison des changements environnementaux enregistrés au lac Igaliku sur les derniers 2000 ans. A : changements dans la végétation (indicateur de pâturage correspondant à la somme des spores de champignons, coprophiles et des plantes apophytes norroises -*Rumex-acetosa* type, *Ranunculus acris* type-) ; B : Emprise des taux de sols dénudés et les principaux événements climatiques et culturels. Bichet *et al.*, 2014.

En outre, la transition de l'OCM vers le PAG a pu se faire par des phases de transition comme des vagues de froid et de sécheresse (Cronin *et al.*, 2010). Entre 1000 - 1100 AD, des épisodes courts plus froids et humides de l'OCM sont effectivement interprétés (D'Andrea *et al.*, 2018). Juste après, les alcénones démontrent un pic d'augmentation de la température vers 1100 AD, avant une diminution rapide entre 1140 - 1220 AD. À partir de 1450 AD l'abandon est très bien visible dans les données multi-proxys, avec le retour du froid du PAG. Cette baisse de température est ressentie dès 1200 AD au Groenland, avec la persistance du froid jusqu'en 1700 AD (Millet *et al.*, 2014 ; Easterbrook, 2016).

6. Conclusion et perspectives

Au cœur de divers programmes de recherche depuis les années 1970 puis 2000, le Groenland démontre sa sensibilité aux variations environnementales passées. Plusieurs années après les travaux pionniers de Fredskild (1973, 1978) et Iversen (1952 ; 1954) sur les lacs du Groenland, l'analyse multi-proxy de la séquence d'Itinera dans le *Western Settlement* donne un premier aperçu des changements climatiques et des relations homme-climat. Certains évènements et phases climatiques sont très bien perceptibles dès 3500 cal. BC, comme la sécheresse du *HTM* et sa transition vers le Néoglaciare, l'amélioration de l'OCM, la péjoration du PAG, et le réchauffement actuel.

L'étude à haute résolution permet également de mieux documenter les modes d'occupations peu connues du *Western Settlement*. L'occupation Norroise laisse aussi son empreinte dans le bassin versant d'Itinera entre 1100-1250 cal. AD. Les fermiers ont pu arriver un peu plus tardivement que dans l'*Eastern Settlement*. La pression pastorale, caractérisée par un défrichement de la lande arbustive, favorisant les herbacées. La présence d'herbivores ou l'augmentation de charbons ne sont cependant pas attribuables avec certitude aux activités anthropiques, même si des feux localisés anthropiques ont pu avoir lieu au début du XI^e siècle. C'est pourquoi le bassin versant d'Itinera a pu voir des activités différentes, comme la chasse d'herbivores sauvages. Le PAG s'installe précocement dès 1300 cal. AD, coïncidant avec la fin des indices d'occupation, même si la chronologie reste peu précise. L'abandon a pu être progressif ou bien rapide, d'autant plus que plusieurs facteurs ont pu contribuer à cet abandon (D'Andrea *et al.*, 2011 ; Arneborg *et al.*, 2012 ; Dugmore *et al.*, 2012). De courts épisodes de refroidissement sont visibles dans les deux établissements, avec des adaptations possibles des occupations ou des activités (Young *et al.*, 2015). Afin de s'adapter au climat, une augmentation de la consommation des ressources marines durant cet intervalle est notable, les Norrois faisant

alors preuve de résilience en tentant de s'adapter aux changements des conditions climatiques (Arneborg *et al.*, 2002 ; Dearing, 2006 ; Snick, 2020). L'impact humain dans le *Western Settlement* est bien moins marqué que l'autre établissement. Une économie, moins centrée sur l'agropastoralisme, laisse effectivement moins de traces dans l'environnement.

Nos résultats ont finalement montré que l'empreinte humaine avait globalement peu impacté l'environnement (Gauthier *et al.*, 2015) du bassin versant du lac d'Itinera, même si de nombreuses perspectives restent à préciser pour le secteur de Kapisillit. Par exemple, la poursuite de l'analyse à haute résolution à Itinera pourra donner une meilleure visibilité des changements climatiques antérieurs à 1100 cal. BC, et ainsi préciser certains épisodes comme le *HTM*. Une étude ADN des sédiments est par ailleurs en cours (Doctorat de N. Moine, dir. D. Marguerie et M. Ollivier, *EcoBio* à Rennes), afin de mieux préciser la présence des plantes et des herbivores sauvages présents dans le bassin versant. D'autres questions peuvent être posées quant à l'impact des fermiers-chasseurs dans d'autres bassins versants du *Western Settlement* (Pingu), ou encore dans des établissements sur la côte canadienne (Terre-Neuve). L'empreinte des chasseurs locaux thuléens pourrait également être perceptible différemment dans les lacs à proximité des sites archéologiques que l'on peut retrouver aujourd'hui (Labrador, Canada) (Hadley *et al.*, 2010). D'autant plus que ces communautés ont pu avoir des contacts et des occupations alternées dans certaines autres zones (Masson-Delmotte *et al.*, 2016 ; Hayeur Smith *et al.*, 2018). Néanmoins, il n'a pour l'instant pas été possible de démontrer l'empreinte Inuite sur les environnements (charbons, grains de pollen) durant cette période au Groenland. Les Thuléens ont aussi pu occuper certaines zones après le départ des Norrois entre le XIV-XVe siècles (McGhee, 1984). Il faut par ailleurs garder des précautions quant aux mentions de conflits dans les écrits d'Ívar Bárðarson, qui pour l'instant ne sont pas bien démontrées entre les Norrois et les autochtones du Groenland (McGovern, 1991 ; Madsen, 2014 ; Schofield *et al.*, 2019). Les évènements climatiques ont aussi pu impacter les modes d'occupation de ces derniers il y a un millénaire. Des reconstitutions à large échelle de temps seraient donc bénéfiques à l'avenir pour ces zones arctiques. Aussi, le développement d'analyses multi-proxys à haute résolution sur Pingu permettrait de compléter l'analyse d'Itinera et de mieux préciser l'empreinte anthropique dans le temps, ainsi que les activités pratiquées à l'échelle du *Western Settlement*. Les charbons pourraient éventuellement révéler l'utilisation de feux pour fertiliser les sols ou défricher. L'impact de la topographie pourra par ailleurs être exploité pour mieux définir les régimes de vents et les apports de micro-charbons.

Pour conclure, ces approches ont permis d'étudier les relations Homme-milieus au travers du pastoralisme médiéval, nous amenant à nous interroger sur la durabilité de nos modes de vie (Diamond, 2011), ou sur les pratiques agricoles actuelles au Groenland (Masson-Delmotte *et al.*, 2016).

Enfin, d'autres perspectives méthodologiques sont envisageables et en cours d'étude (J. Lesven). L'utilisation d'un microscope électronique (*VHX DIGITAL* microscope *KEYENCE*) de photographies à haute résolution pour quantifier les micro-charbons pourrait automatiser les comptages et les rendre plus précis pour les analyses. Par ailleurs, l'analyse à haute résolution, des grains de pollen, spores et des charbons, a permis de démontrer des changements dans la végétation alors que l'interprétation en était peu évidente dans le cadre des études préalables (Picard, 2019). Aussi, la corrélation d'étude entre les grains de pollen et les MNP a pu préciser l'analyse paléoclimatique (Cugny, 2011 ; Gauthier et Jouffroy-Bapicot, 2021). Près des sites archéologiques, les prélèvements de tourbes (combustibles, constructions) ont entraîné de nombreux hiatus sédimentaires (Massa, 2012), l'utilisation des sédiments lacustres est alors beaucoup plus pertinente dans cette région. Les dates radiométriques peuvent être réalisées sur le sédiment total plutôt que sur les macrorestes souvent absents des tourbières (Fredskild, 1973). Par ailleurs, la chronologie est précise pour les analyses du *Western Settlement* par la diversité des modes de datation (radiocarbone, plomb, césium) : l'étude palynologique est donc bien calée.

Des limitations de l'étude sont cependant notables comme le modèle d'âge appliqué, qui n'est pas toujours précis : entre 5018 et 4600 cal. BP avec une incertitude de ± 300 ans, puis après 4600 et 4200 cal. BP avec ± 200 ans, entre 4200 et 3800 cal. BP avec ± 150 ans. Entre 3800 et 3100 cal. BP avec une incertitude de ± 80 ans. C'est-à-dire qu'entre 3100 et 2500 cal. BP l'incertitude moyenne est de ± 100 ans, puis de ± 80 ans entre 2500 et 60 cal. BP. La moyenne d'incertitude sur l'ensemble de la carotte d'Itinera serait alors de ± 138 ans cal. BP. Pourtant, dans cette étude le modèle d'âge a été appliqué pour tous les niveaux (Rius, 2021). Par conséquent, les niveaux estimés pour l'occupation médiévale ont des datations pouvant fluctuer par rapport au modèle employé, du fait des datations manquantes (radiocarbone). Les limites de l'étude concernent également l'impossibilité de distinguer un bruit de fond de spores de champignons coprophiles issus d'herbivores sauvages par rapport aux apports supposés des herbivores domestiques. Le développement de l'étude des MNP, avec l'utilisation des analogues modernes pourrait aussi effectivement permettre de mieux connaître l'écologie des taxa identifiés en étude palynologique (Gauthier et Jouffroy-Bapicot, 2021).

7. Bibliographie

- ALI A.A., BLARQUEZ O., GIRARDIN M.P., HELY C., TINQUAUT F., EL GUELLAB A., VALSECCHI V., TERRIER A., BREMOND L., GENRIES A., GAUTHIER S., BERGERON Y. (2012) – Control of the multimillennial wildfire size in boreal North America by spring climatic conditions, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109, 51, p. 20966-20970.
- ALLEY R.B. (2000) – The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland, *Quaternary Science Reviews*, 19, 1-5, p. 213-226.
- ALLEY R.B., ANDREWS J.T., BRIGHAM-GRETTE J., CLARKE G.K.C., CUFFEY K.M., FITZPATRICK J.J., FUNDER S., MARSHALL S.J., MILLER G.H., MITROVICA J.X., MUHS D.R., OTTO-BLIESNER B.L., POLYAK L., WHITE J.W.C. (2010) – History of the Greenland Ice Sheet: paleoclimatic insights, *Quaternary Science Reviews*, 29, 15-16, p. 1728-1756.
- ANDERSON D.M., BOWLAND J.P. (1984) – Evaluation of Buckwheat (*Fagopyrum esculentum*) in diets of Growing pigs, *Canadian Journal of Animal Science*, 64, 4, p. 985-995.
- ANDERSON N., BENNIKE O., CHRISTOFFERSEN K., JEPPESEN E., MARKAGER S., MILLER G., RENBERG I. (1999) – Limnological and palaeolimnological studies of lakes in South-western Greenland, *Geology of Greenland Survey Bulletin*, 183, p. 68-74.
- ANGELI A. (2015) – *Impact anthropique de la colonisation médiévale au Groenland : étude pollinique du site archéologique E172, Tatsip Ataa et du lac Little Kangerlulup, région du Vatnahverfi, Établissement oriental.*, Mémoire, Université de Franche-Comté, Besançon (France), 94 p.
- ARNEBORG J. (2011) – Chapitre 14: Norse Greenland – research into abandonment, in *Norse Greenland*, Denmark, p. 257-271.
- ARNEBORG J., HEINEMEIER J., LYNNERUP N., NIELSEN H.L., RUD N., SVEINBJORNSDOTTIR A.E. (2002) – C-14 dating and the disappearance of Norsemen from Greenland, *Europhysics News*, 33, 3, p. 77-80.
- ARNEBORG J., LYNNERUP N., HEINEMEIER J., MØHL J., RUD N., SVEINBJÖRNSDÓTTIR Á.E. (2012) – Norse Greenland Dietary Economy ca. AD 980-ca. AD 1450: Introduction, *Journal of the North Atlantic*, 301, p. 1-39.
- ATKINSON M.D. (1992) – *Betula Pendula* Roth (B. *Verrucosa* Ehrh.) and B. *Pubescens* Ehrh., *Journal of Ecology*, 80, 4, p. 837-870.
- AXFORD Y., DE VERNAL A., OSTERBERG E.C. (2020) – Past Warmth and Its Impacts During the Holocene Thermal Maximum in Greenland, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14, p. 9-50.
- BAKER A.G., BHAGWAT S.A., WILLIS K.J. (2013) – Do dung fungal spores make a good proxy for past distribution of large herbivores? *Quaternary Science Reviews*, 62, p. 21-31.
- BANDI H.G. (1952) – Le peuplement du Groenland, des origines à la colonisation danoise, *Le Globe. Revue genevoise de géographie*, 91, 1, p. 12-13.
- BARLOW L.K., SADLER J.P., OGILVIE A.E.J., BUCKLAND P.C., AMOROSI T., INGIMUNDARSON J.H., SKIDMORE P., DUGMORE A.J., MCGOVERN T.H. (1997) – Interdisciplinary investigations of the end of the Norse Western Settlement in Greenland, *The Holocene*, 7, 4, p. 489-499.
- BASUMATARY S.K., MCDONALD H.G. (2017) – Coprophilous fungi from dung of the Greater One-Horned Rhino in Kaziranga National Park, India and its implication to paleoherbivory and paleoecology, *Quaternary Research*, 88, 1, p. 14-22.
- BENNIKE O. (1999) – Colonisation of Greenland by plants and animals after the last ice age: a review, *Polar Record*, 35, 195, p. 323-336.
- BENNIKE O. (2000) – Palaeoecological studies of Holocene lake sediments from west Greenland, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155, 3-4, p. 285-304.
- BENNIKE O., BJÖRCK S. (2000) – Lake sediment coring in South Greenland, *Geology of Greenland Survey Bulletin*, 186, p. 60-64.
- BERGER J.-F. (DIR.) (2012) – *Des climats et des hommes*, La Découverte, Paris, Découverte, 488 p.

- BERTRAN P., TEXIER J.-P. (1997) – Géoarchéologie des versants : les dépôts de pente, in J.-P. Bravard et M. Prestreau (dir.), *Dynamique du paysage*, Lyon, Alpara, p. 59-86. Consultable à <http://books.openedition.org/alpara/1478> [Accédé le 1 février 2021].
- BEUG H.-J. (2004) – *Leiftraden der Pollenbestimmung : für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete*, Verlag Dr.Friedrich Pfeil, München, 542 p.
- BICHET V., MASSA C., PERREN B., MILLET L., GAUTHIER É., RICHARD H. (2014a) – Chapitre 4. Rétro-observation des interactions hommes-milieu et de leurs conséquences sur l'environnement : le cas de l'agriculture au Groenland, in *Les interactions hommes-milieu*, Paris (France), Indisciplines, p. 65-76. Consultable à <http://www.cairn.info/les-interactions-hommes-milieu--9782759221875-page-65.htm> [Accédé le 27 mai 2020].
- BICHET V., GAUTHIER E., MASSA C., B. PERREN B. (2014b) – Lake Sediments as an Archive of Land use and Environmental Change in the Eastern Settlement, Southwestern Greenland, *Journal of the North Atlantic*, 601, p. 47-63.
- BISHOP R.R., CHURCH M.J., DUGMORE A.J., MADSEN C.K., MØLLER N.A. (2013) – A charcoal-rich horizon at Ø69, Greenland: evidence for vegetation burning during the Norse landnám? *Journal of Archaeological Science*, 40, 11, p. 3890-3902.
- BLOTT S.J., PYE K. (2001) – GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments, *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 11, p. 1237-1248.
- BÖCHER J., HOLMEN K., JAKOBSEN K. (1968) – *The flora of Greenland*, vol. 1, Haase, Copenhagen, 312 p.
- BÖCHER J., BENNIKE O., WAGNER B. (2012) – Holocene insect remains from south-western Greenland, *Polar Research*, 31, 1, p. 1-7.
- BØDKER ENGHOFF I. (2003) – *Hunting, fishing and animal husbandry at the Farm Beneath the Sand, western Greenland*, vol. 1, Museum Tusulanum Press, Copenhagen, Meddelelser om Gronland, 100 p.
- BORN E.W., BÖCHER J. (2001) – *The ecology of Greenland*, Atuakkiorfik Education, Nuuk, Ministry of Environment and Natural Resources, 429 p.
- BRUGGER S.O., GOBET E., BLUNIER T., MORALES-MOLINO C., LOTTER A.F., FISCHER H., SCHWIKOWSKI M., TINNER W. (2019) – Palynological insights into global change impacts on Arctic vegetation, fire, and pollution recorded in Central Greenland ice, *The Holocene*, 29, 7, p. 1189-1197.
- BUCKLAND P.C., EDWARDS K.J., PANAGIOTAKOPULU E., SCHOFIELD J.E. (2009) – Palaeoecological and historical evidence for manuring and irrigation at Garðar (Igaliku), Norse Eastern Settlement, Greenland, *The Holocene*, 19, 1, p. 105-116.
- CLARK J.S. (1988) – Particle Motion and the Theory of Charcoal Analysis: Source Area, Transport, Deposition, and Sampling, *Quaternary Research*, 30, 1, p. 67-80.
- COMMISSO R.G., NELSON D.E. (2010) – Stable nitrogen isotopic examination of Norse sites in the Western settlement of Greenland, *Journal of Archaeological Science*, 37, 6, p. 1233-1240.
- CONEDERA M., TINNER W., NEFF C., MEURER M., DICKENS A.F., KREBS P. (2009) – Reconstructing past fire regimes: methods, applications, and relevance to fire management and conservation, *Quaternary Science Reviews*, 28, 5-6, p. 555-576.
- CRONIN T.M., HAYO K., THUNELL R.C., DWYER G.S., SAENGER C., WILLARD D.A. (2010) – The Medieval Climate Anomaly and Little Ice Age in Chesapeake Bay and the North Atlantic Ocean, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297, 2, p. 299-310.
- CUFFEY K.M. (2013) – Ice core methods: Borehole Temperature Records, *Encyclopedia of Quaternary Science*, p. 298-302.
- CUFFEY K.M., CLOW G.D. (1997) – Temperature, accumulation, and ice sheet elevation in central Greenland through the last deglacial transition, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102, 12, p. 383-396.
- CUGNY C. (2011) – *Apports des microfossiles non-polliniques à l'histoire du pastoralisme sur le versant nord pyrénéen. Entre référentiels actuels et reconstitutions du passé.*, Thèse, Université Toulouse 2 Mirail, Toulouse, 284 p.

- CUGNY C., MAZIER F., GALOP D. (2010) – Modern and fossil non-pollen palynomorphs from the Basque mountains (western Pyrenees, France): the use of coprophilous fungi to reconstruct pastoral activity, *Vegetation History and Archaeobotany*, 19, 5-6, p. 391-408.
- DAHL J. (1989) – The Integrative and Cultural Role of Hunting and Subsistence in Greenland, *Études/Inuit/Studies*, 13, 1, p. 23-42.
- D'ANDREA W.J., HUANG Y., FRITZ S.C., ANDERSON N.J. (2011) – Abrupt Holocene climate change as an important factor for human migration in West Greenland, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108, 24, p. 9765-9769.
- D'ANDREA W.J., VAN DER BILT W.G.M., BAKKE J., BALASCIO N.L., WERNER J.P., GJERDE M., BRADLEY R.S. (2018) – Alkenone-based reconstructions reveal four-phase Holocene temperature evolution for High Arctic Svalbard, *Quaternary Science Reviews*, 183, p. 204-213.
- DAVIS M.B. (1969) – Palynology and environmental history during the Quaternary period, *American Scientist*, 57, 3, p. 317-332.
- DAVIS O.K., SHAFER D.S. (2006) – Sporormiella fungal spores, a palynological means of detecting herbivore density, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 237, 1, p. 40-50.
- DEARING J.A. (2006) – Climate-human-environment interactions: resolving our past, *Climate of the Past, European Geosciences Union (EGU)*, 2, 2, p. 187-203.
- DELCOURT A., MULLENDERS W., PIERART P. (1959) – La préparations des spores et grains de pollens, actuels et fossiles, *Les naturalistes belges*, 3, p. 90-120.
- DIAMOND J.M. (2011) – *Collapse: how societies choose to fail or succeed*, Penguin Books, New York, Penguin Books, 589 p.
- DODDS W.K., CASTENHOLZ R.W. (1988) – Effects of grazing and light on the growth of *Nostoc pruniforme* (Cyanobacteria), *British Phycological Journal*, 23, 3, p. 219-227.
- DOWNS J., JOHNSON J., BRINER J., LESNEK A., CUZZONE J. (2020) – Western Greenland ice sheet retreat history reveals elevated precipitation during the Holocene thermal maximum, *The Cryosphere*, 14, p. 1121-1137.
- DUGMORE A.J., KELLER C., MCGOVERN T.H., CASELY A.F., SMIAROWSKI K. (2001) – Norse Greenland settlement and limits to adaptation, in W. N. Adger, I. Lorenzoni, et K. L. O'Brien (dir.), *Adapting to Climate Change*, Cambridge (UK), Cambridge University Press, p. 96-113. Consultable à https://www.cambridge.org/core/product/identifier/CBO9780511596667A016/type/book_part [Accédé le 18 juillet 2020].
- DUGMORE A.J., MCGOVERN T.H., VESTEINSSON O., ARNEBORG J., STREETER R., KELLER C. (2012) – Cultural adaptation, compounding vulnerabilities and conjunctures in Norse Greenland, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109, 10, p. 436-446.
- EASTERBROOK D.J. (2016) – Chapter 8: Temperature Fluctuations in Greenland and the Arctic, in *Evidence-Based Climate Science*, Western Washington University, Bellingham, WA, United States, Elsevier, p. 137-160. Consultable à <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/B9780128045886000082> [Accédé le 27 mai 2020].
- EDWARDS K.J., SCHOFIELD J.E., MAUQUOY D. (2008) – High resolution paleoenvironmental and chronological investigations of Norse: landnám at Tasiusaq, Eastern Settlement, Greenland, *Quaternary Research*, 69, 1, p. 1-15.
- EDWARDS K.J., SCHOFIELD J.E., ARNEBORG J. (2010) – Was Erik the Red's « Brattahlíð » Located at Qinngua? A Dissenting View, *Viking and Medieval Scandinavia*, 6, p. 83-99.
- EISNER W.R., TÖRNQVIST T.E., KOSTER E.A., BENNIKE O., VAN LEEUWEN J.F.N. (1995) – Paleocological Studies of a Holocene Lacustrine Record from the Kangerlussuaq (Søndre Strømfjord) Region of West Greenland, *Quaternary Research*, 43, 1, p. 55-66.
- ELLIS M.B., ELLIS J.P. (1985) – *Microfungi and Land plants: and identification Handbook*, vol. 2, McMillan, New York, McMillan Publishing Compagny, 813 p.
- ENACHE M.D., CUMMING B.F. (2006) – Tracking recorded fires using charcoal morphology from the sedimentary sequence of Prosser Lake, British Columbia (Canada), *Quaternary Research*, 65, p. 282-292.

- ETIENNE D., JOUFFROY-BAPICOT I. (2014) – Optimal counting limit for fungal spore abundance estimation using *Sporormiella* as a case study, *Vegetation History and Archaeobotany*, 23, 6, p. 743-749.
- FEILBERG J., FREDSKILD B., HOLT S. (1984) – *Gronlands Blomster: Flowers of Greenland*, Forlaget Regnbuen, Denmark, 56 p.
- FETTWEIS X., FRANCO B., TEDESCO M., VAN ANGELEN J.H., LENAERTS J.T.M., VAN DEN BROEKE M.R., GALLÉE H. (2013) – Estimating the Greenland ice sheet surface mass balance contribution to future sea level rise using the regional atmospheric climate model MAR, *The Cryosphere*, 7, 2, p. 469-489.
- FITZHUGH W.W., WARD E.I., NATIONAL MUSEUM OF NATURAL HISTORY (U.S.) (DIR.) (2000) – *Vikings: The North Atlantic saga*, Smithsonian Books, Washington, Smithsonian Institution Press in association with the National Museum of Natural History, 432 p.
- FRÉCHETTE B., DE VERNAL A. (2009) – Relationship between Holocene climate variations over southern Greenland and eastern Baffin Island and synoptic circulation pattern, *Climate of the Past*, 5, 3, p. 347-359.
- FREDSKILD B. (1973) – *Studies in the vegetational history of Greenland: palaeobotanical investigations of some holocene lake and bog deposits*, vol. 1983, Reitzel Florag, København, Reitzel, 245 p.
- FREDSKILD B. (1978) – Paleobotanical investigations of some peat deposits of Norse age at Qagissiarssuk, South Greenland, *Meddelelser om Grønland*, 204, p. 1-41.
- FREDSKILD B. (1992) – Erosion and Vegetational Changes in South Greenland Caused by Agriculture, *Geografisk Tidsskrift*, 92, p. 14-21.
- FREDSKILD B., HOLT S. (1993) – The West Greenland “Greens”: Favourite Caribou Summer Grazing Areas and Late Holocene Climatic Changes, *Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography*, 93, 1, p. 30-38.
- FREDSKILD B., HUMLE L. (1991) – Plant remains from the Norse farm Sandnes in the western settlement, Greenland, *Acta Borealia*, 8, 1, p. 69-81.
- FREI K.M., COUTU A.N., SMIAROWSKI K., HARRISON R., MADSEN C.K., ARNEBORG J., FREI R., GUÐMUNDSSON G., SINDBÆK S.M., WOOLLETT J., HARTMAN S., HICKS M., MCGOVERN T.H. (2015) – Was it for walrus? Viking Age settlement and medieval walrus ivory trade in Iceland and Greenland, *World Archaeology*, 47, 3, p. 439-466.
- FRENCH H.M. (2017) – *The periglacial environment*, Fourth edition, Hoboken, NJ, Wiley, Blackwell, 458 p.
- FRIEND C.R.L., NUTMAN A.P. (2019) – Tectono-stratigraphic terranes in Archaean gneiss complexes as evidence for plate tectonics: The Nuuk region, southern West Greenland, *Gondwana Research*, 72, p. 213-237.
- GARCIA D., ZAMORA R., GOMEZ J.M., JORDANO P., HODAR J.A. (2000) – Geographical variation in seed production, predation and abortion in *Juniperus communis* throughout its range in Europe, *Journal of Ecology*, 88, 3, p. 435-446.
- GAUTHIER E. (2001) – *Evolution de l'impact de l'homme sur la végétation du massif jurassien au cours des quatre derniers millénaires : nouvelles données palynologiques*, Thèse, Université de Franche-Comté, Besançon (France), 232 p. p.
- GAUTHIER E. (2012) – *Pollens et microfossiles : des crêts du Jura aux fjords du Groenland*, Habilitation à diriger dans les recherches, Université de Franche-Comté, Besançon (France), 144 p.
- GAUTHIER E., JOUFFROY-BAPICOT I. (2021) – Detecting human impacts Non-Pollen Palynomorphs as proxies for human impact on the environment, *Geological Society of London*, p. 1-20.
- GAUTHIER E., BICHET V., MASSA C., PETIT C., VANNIÈRE B., RICHARD H. (2010) – Pollen and non-pollen palynomorph evidence of medieval farming activities in southwestern Greenland, *Vegetation History and Archaeobotany*, 19, 5-6, p. 427-438.
- GAUTHIER E., BICHET V., MASSA C., GUILLEMOT T., MILLET L., PETIT C., RICHARD H. (2015) – De la déglaciation à l'agriculture moderne : histoire environnementale du sud du Groenland, *Les nouvelles de l'archéologie*, 141, p. 56-62.
- GAUTHIER E., JASSEY V.E.J., MITCHELL E.A.D., LAMENTOWICZ M., PAYNE R., DELARUE F.,

- LAGGOUN-DEFARGE F., GILBERT D., RICHARD H. (2019) – From Climatic to Anthropogenic Drivers: A Multi-Proxy Reconstruction of Vegetation and Peatland Development in the French Jura Mountains, *Quaternary*, 2, 4, p. 38.
- GÉNSBØL B. (2004) – *A nature and wildlife guide to Greenland*, Gyldendal, København, Gyldendal, 259 p.
- GIRARD M. (1969) – Nouvelles techniques de préparation en palynologie, *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 6, 4, p. 275-278.
- GRIMM E.C. (2011) – *Tilia 1.7.16 (Software)*, Illinois, USA, Illinois State Museum.
- GRIMM E.C. (1987) – CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares, *Computers & Geosciences*, 13, p. 13-35.
- GRØNNOW B. (1986) – Recent Archaeological Investigations of West Greenland Caribou Hunting, *Arctic Anthropology*, 23, 1/2, p. 57-80.
- GRØNNOW B. (2013) – An archaeological reconstruction of Saqqaq bows, darts, harpoons, and lances, *Études/Inuit/Studies*, 36, 1, p. 23-48.
- GRØNNOW B. (2017) – *The Frozen Saqqaq Sites of Disko Bay, West Greenland. Qeqertasussuk and Qajaa (2400 – 900 BC): Studies of Saqqaq Material Culture in an Eastern Arctic Perspective.*, vol. 356, Museum Tusulanum Press, København, 490 p.
- GROVE J.M. (2008) – *The Little Ice Age*, Routledge, London, New Ed (28 avril 1988), 524 p.
- GUILLEMOT T. (2015) – *Réponses sédimentaires et moléculaires des remplissages lacustres groenlandais aux changements climatiques holocènes et à l'évolution des pratiques agropastorales*, Thèse, Université de Franche-Comté, Besançon (France), 228 p.
- GUILLEMOT T., BICHET V., SIMONNEAU A., RIUS D., MASSA C., GAUTHIER E., RICHARD H., MAGNY M. (2015) – *Impact of Holocene climate variability on lacustrine records and human settlements in South Greenland*, Feedback and Forcing/Terrestrial Archives/Holocene Consultable à <https://cp.copernicus.org/preprints/11/5401/2015/> [Accédé le 28 mars 2021].
- HADLEY K.R., DOUGLAS M.S.V., MCGHEE R., BLAIS J.M., SMOL J.P. (2010) – Ecological influences of Thule Inuit whalers on high Arctic pond ecosystems: a comparative paleolimnological study from Bathurst Island (Nunavut, Canada), *Journal of Paleolimnology*, 44, 1, p. 85-93.
- HANNA E., CAPPELEN J. (2003) – Recent cooling in coastal southern Greenland and relation with the North Atlantic Oscillation, *Geophysical Research Letters*, 30, 3, p. 32-35.
- HAYEUR SMITH M., SMITH K.P., NILSEN G. (2018) – Dorset, Norse, or Thule? Technological transfers, marine mammal contamination, and AMS dating of spun yarn and textiles from the Eastern Canadian Arctic, *Journal of Archaeological Science*, 96, p. 162-174.
- HENRY A.G. (DIR.) (2020) – *Handbook for the Analysis of Micro-Particles in Archaeological Samples*, Springer International Publishing, Davis, California (USA), Springer International Publishing, 306 p. Consultable à <http://link.springer.com/10.1007/978-3-030-42622-4> [Accédé le 29 avril 2021].
- HICKS S., HYVÄRINEN H. (1999) – Pollen influx values measured in different sedimentary environments and their palaeoecological implications, *Grana*, 38, 4, p. 228-242.
- HIGUERA P.E., PETERS M.E., BRUBAKER L.B., GAVIN D.G. (2007) – Understanding the origin and analysis of sediment-charcoal records with a simulation model, *Quaternary Science Reviews*, 26, p. 1790-1809.
- HOFFECKER J.F., ELIAS S.A., O'ROURKE D.H., SCOTT G.R., BIGELOW N.H. (2016) – Beringia and the global dispersal of modern humans, *Evolutionary Anthropology: Issues, News, and Reviews*, 25, 2, p. 64-78.
- HUGHES M.K., DIAZ H.F. (1994) – Was there a 'medieval warm period', and if so, where, and when? *Climatic Change*, 26, 2, p. 109-142.
- IVERSEN J. (1934) – Moor Geologische Untersuchungen Auf Grönland, *Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening*, 8, p. 341-358.
- IVERSEN J. (1952) – Origin of the Flora of Western Greenland in the Light of Pollen Analysis, *Oikos*, 4, 2, p. 85-103.

- IVERSEN J. (1954) – Über die Korrelationen zwischen den Pflanzenarten in einem Grönländischen Talgebiet, *Vegetatio*, 5, 6, p. 238-246.
- JENSEN K., LYNCH E.A., CALCOTE R., HOTCHKISS S.C. (2007) – Interpretation of charcoal morphotypes in sediments from Ferry Lake, Wisconsin, USA: do different plant fuel sources produce distinctive charcoal morphotypes? *The Holocene*, 17, 17, p. 907-915.
- JØRGENSEN R.H., HALLINGER M., AHLGRIMM S., FRIEMEL J., KOLLMANN J., MEILBY H. (2015) – Growth response to climatic change over 120 years for *Alnus viridis* and *Salix glauca* in West Greenland R. Michalet (dir.), *Journal of Vegetation Science*, 26, 1, p. 155-165.
- KRUPNIK I., PRATT K.L., GRONNOW B. (2012) – The Backbone of the Saqqaq Culture: A Study of the Nonmaterial Dimensions of the Early Arctic Small Tool Tradition, *Arctic Anthropology*, 49, 2, p. 58-71.
- KUIJPERS A., MIKKELSEN N., RIBEIRO S., SEIDENKRANTZ M.-S. (2014) – Impact of Medieval Fjord Hydrography and Climate on the Western and Eastern Settlements in Norse Greenland, *Journal of the North Atlantic*, 601, p. 1-13.
- KYLANDER M.E., AMPEL L., WOHLFARTH B., VERES D. (2011) – High resolution x-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies, *Journal of Quaternary Science*, 26, p. 109-117.
- LARSEN N.K., FUNDER S., KJÆR K.H., KJELDSSEN K.K., KNUDSEN M.F., LINGE H. (2014) – Rapid early Holocene ice retreat in West Greenland, *Quaternary Science Reviews*, 92, p. 310-323.
- LARSEN N.K., KJÆR K.H., HUYBRECHTS P., JAKOBSEN K.E., KJELDSSEN K.K., KNUDSEN K.-L., ODGAARD B.V., OLSEN J. (2015) – The response of the southern Greenland ice sheet to Holocene Thermal, *Geology*, 43, 4, p. 1-17.
- LE GOUCHE C. (2017) – *Sédimentation de la matière organique dans les bassins profonds : cas du Bassin Arctique à l'Eocène*, Thèse, Université de Rennes 1, Rennes, 286 p.
- LE ROY M., DELINE P., CARCAILLET J., SCHIMMELPFENNIG I., ERMINI M. (2017) – 10Be exposure dating of the timing of Neoglacial glacier advances in the Ecrins-Pelvoux massif, southern French Alps, *Quaternary Science Reviews*, 178, p. 118-138.
- LEDGER P., EDWARDS K.J., SCHOFIELD J.E. (2014) – Vatnahverfi: A Green and Pleasant Land? Palaeoecological Reconstructions of Environmental and Land-use Change, *Journal of the North Atlantic*, 2014, 6, p. 29-46.
- LEDGER P.M., EDWARDS K.J., SCHOFIELD J.E. (2014) – A multiple profile approach to the palynological reconstruction of Norse landscapes in Greenland's Eastern Settlement, *Quaternary Research*, 82, 1, p. 22-37.
- LEDGER P.M., EDWARDS K.J., SCHOFIELD J.E. (2017) – Competing hypotheses, ordination, and pollen preservation: Landscape impacts of Norse landnám in southern Greenland, *Review of Palaeobotany and Palynology*, 236, p. 1-11.
- LEGRAND M., MCCONNELL J., FISCHER H., WOLFF E., PREUNKERT S., ARIENZO M., CHELLMAN N., LEUENBERGER D., MASELLI O.J., PLACE P., SIGL M., SCHÜPBACH S., FLANNINGAN M. (2016) – Boreal fire records in Northern Hemisphere ice cores: a review, *Climate of the Past*, 12, p. 2033-2059.
- LESVEN J. (2020) – *Variabilité climatique de l'interglaciaire MIS 7 (~250-185 ka) dans le sud-ouest de la péninsule ibérique*, Mémoire, Université de Bretagne occidentale, Brest, 57 p.
- LONG A.J., WOODROFFE S.A., DAWSON S., ROBERTS D.H., BRYANT C.L. (2009) – Late Holocene relative sea level rise and the Neoglacial history of the Greenland ice sheet, *Journal of Quaternary Science*, 24, 4, p. 345-359.
- MADSEN C.K. (2014) – *Pastoral settlement, farming, and hierarchy in Norse Vatnahverfi, South Greenland*, Thèse, University of Copenhagen, Copenhagen, 440 p.
- MALAURIE J. (1989) – *Les derniers rois de Thulé*, Nouvelle édition : Et après ? Retour à Thulé suivi d'un dossier "Débats et critiques", Paris, Plon, 844 p.
- MARTIN A.C., HARVEY W.J. (2017) – The Global Pollen Project: a new tool for pollen identification and the dissemination of physical reference collections S. Goslee (dir.), *Methods in Ecology and Evolution*, 8, 7, p. 892-897.

- MASSA C. (2012) – *Variabilité climatique holocène et impacts anthropiques historiques en zone subarctique : étude multi paramètres de la séquence sédimentaire du lac Igaliku (Groenland)*, Thèse, Université de Franche-Comté, Besançon (France), 158 p.
- MASSA C., BICHET V., GAUTHIER E., PETIT C., RICHARD H. (2008) – Vers l'Amérique : l'implantation médiévale scandinave de la côte sud-ouest du Groenland, *Peuplement et préhistoire en Amériques, Québec, Canada*, 1, p. 11.
- MASSA C., BICHET V., GAUTHIER É., PERREN B.B., MATHIEU O., PETIT C., MONNA F., GIRAudeau J., LOSNO R., RICHARD H. (2012) – A 2500 year record of natural and anthropogenic soil erosion in South Greenland, *Quaternary Science Reviews*, 32, p. 119-130.
- MASSON-DELMOTTE V. (2016) – *Groenland : climat, écologie, société*, Ed. CNRS, 336 p. Consultable à <http://banq.pretnumerique.ca/accueil/isbn/9782271081940> [Accédé le 20 juin 2020].
- MASSON-DELMOTTE V., SWINGEDOUW D., LANDAIS A., SEIDENKRANTZ M.-S., GAUTHIER E., BICHET V., MASSA C., PERREN B., JOMELLI V., ADALGEIRSDOTTIR G., HESSELBJERG CHRISTENSEN J., ARNEBORG J., BHATT U., WALKER D.A., ELBERLING B., GILLET-CHAULET F., RITZ C., GALLÉE H., VAN DEN BROEKE M., FETTWEIS X., DE VERNAL A., VINTHER B. (2012) – Greenland climate change: from the past to the future, *WIREs Climate Change*, 3, 5, p. 427-449.
- MCGHEE R. (1984) – The Timing of the Thule Migration, *Polarforschung*, 54, 1, p. 1-7.
- MCGOVERN T.H. (1991) – Climate, correlation and causation in Norse Greenland, *Arctic Anthropology*, 28, p. 77-100.
- MCKAY N.P., KAUFMAN D.S., ROUTSON C.C., ERB M.P., ZANDER P.D. (2018) – The Onset and Rate of Holocene Neoglacial Cooling in the Arctic, *Geophysical Research Letters*, 45, 22, p. 12,487-12,496.
- MELDGAARD M. (1986) – The Greenland caribou: zoogeography, taxonomy, and population dynamics, *Bioscience*, 20, p. 1-89.
- MILLET L., MASSA C., BICHET V., FROSSARD V., BELLE S., GAUTHIER E. (2014) – Anthropogenic versus climatic control in a high-resolution 1500-year chironomid stratigraphy from a southwestern Greenland lake, *Quaternary Research*, 81, 2, p. 193-202.
- MØLLER N.A., JENSEN K., KUIJPERS A., AAGAARD-SØRENSEN, S., SEIDENKRANTZ, M.-S., PRINS M., ENDLER R., MIKKELSEN N. (2006) – Late-Holocene Environment and Climatic Changes in Ameralik Fjord, Southwest Greenland: Evidence from the Sedimentary Record, *The Holocene*, 16, 5, p. 685-695.
- MORTENSEN J., LENNERT K., BENDTSEN J., RYSGAARD S. (2011) – Heat sources for glacial melt in a sub-Arctic fjord (Godthåbsfjord) in contact with the Greenland Ice Sheet, *Journal of Geophysical Research*, 116, C1, p. 1-13.
- MUNN T. (DIR.) (2002) – *Encyclopedia of global environmental change*, Mostafa K.Tolba, Chichester, Wiley, 253 p.
- NAKAGAWA T. (2012) – Much faster counting! - PolyCounter 3.1 and Multi-Function Panel, *Japanese Journal of Palynology*, 58, 1, p. 164-165.
- NUNNIFFIIT (2015) – SpatialMap 3.13.1, Consultable à <http://nunniiffiit.natmus.gl/cbkort> [Accédé le 4 août 2020].
- PANAGIOTAKOPULU E., SKIDMORE P., BUCKLAND P. (2007) – Fossil insect evidence for the end of the Western Settlement in Norse Greenland, *Naturwissenschaften*, 94, 4, p. 300-306.
- PANCHUK V., YAROSHENKO I., LEGIN A., SEMENOV V., KIRSANOV D. (2018) – Application of chemometric methods to XRF-data – A tutorial review, *Analytica Chimica Acta*, 1040, p. 19-32.
- PEARCE D.M., MAIR D.W.F., REA B.R., LEA J.M., SCHOFIELD J.E., KAMENOS N., SCHOENROCK K. (2018) – The glacial geomorphology of upper Godthåbsfjord (Nuup Kangerlua) in southwest Greenland, *Journal of Maps*, 14, 2, p. 45-55.
- PERREN B.B., ANDERSON N.J., DOUGLAS M.S.V., FRITZ S.C. (2012) – The influence of temperature, moisture, and eolian activity on Holocene lake development in West Greenland, *Journal of Paleolimnology*, 48, 1, p. 223-239.
- PICARD C. (2019) – *Sédimentologie et palynologie sur des séquences sédimentaires de la colonie de l'Ouest (Groenland) : Impact des Norrois sur leur environnement*, Mémoire, Université de Bourgogne, Dijon, 108 p.

- POURRIOT R., MEYBECK M. (DIR.) (1995) – *Limnologie générale*, Paris Milan Barcelone, Masson, 956 p.
- PRUDOR A. (2019) – *Des mergules et des Hommes*, Laboratoire CEFÉ et LIENS Consultable à <https://vimeo.com/289469043> [Accédé le 4 août 2020].
- REILLE M. (1990) – *Leçons de palynologie et d'analyse pollinique*, Paris, Editions du Centre national de la recherche scientifique, 206 p.
- REILLE M. (1999) – *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord*, 2. éd, Marseille, Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, 535 p.
- RENAULT-MISKOVSKY J., PETZOLD M. (1992) – *Spores et Pollen*, Lausanna : Delachaux et Niestlé, Lausanne, 356 p.
- RIBEIRO S., MOROS M., ELLEGAARD M., KUIJPERS A. (2012) – Climate variability in West Greenland during the past 1500 years: evidence from a high-resolution marine palynological record from Disko Bay: Climate variability in West Greenland during the past 1500 years, *Boreas*, 41, 1, p. 68-83.
- RICHARD H. (1988) – Palynologie et climat, *Histoire & Mesure*, 3, 3, p. 359-384.
- RIUS D. (2021) – *Les micro-charbons au Groenland et au Canada*, Rapport oral, Besançon (France).
- RIUS D., VANNIÈRE B., GALOP D., RICHARD H. (2011) – Holocene fire regime changes from multiple-site sedimentary charcoal analyses in the Lourdes basin (Pyrenees, France), *Quaternary Science Reviews*, 30, p. 1696-1709.
- ROWLEY G. (1940) – The Dorset Culture of the Eastern Arctic, *American Anthropologist*, 42, 3, p. 490-499.
- RUBINO M., D'ONOFRIO A., SEKI O., BENDLE J.A. (2016) – Ice-core records of biomass burning, *The Anthropocene Review*, 3, 2, p. 140-162.
- RUNE F. (2011) – *Wildflowers of Greenland: Grønlands vilde planter*, 1st. edition, Hillerød Gyldenlund, 350 p.
- RUTHERFORD G.K. (1995) – Soils of Some Norse Settlements in Southwestern Greenland, *Arctic*, 48, 4, p. 324-328.
- SÁNCHEZ GOÑI M.F., BAKKER P., DESPRAT S., CARLSON A.E., VAN MEERBEECK C.J., PEYRON O., NAUGHTON F., FLETCHER W.J., EYNAUD F., ROSSIGNOL L., RENSSSEN H. (2012) – European climate optimum and enhanced Greenland melt during the Last Interglacial, *Geology*, 40, 7, p. 627-630.
- SCHOFIELD J.E., EDWARDS K.J. (2011) – Grazing impacts and woodland management in Eriksfjord: *Betula*, coprophilous fungi and the Norse settlement of Greenland, *Vegetation History and Archaeobotany*, 20, 3, p. 181-197.
- SCHOFIELD J.E., EDWARDS K.J., ERLENDSSON E., LEDGER P.M. (2013) – Palynology supports 'Old Norse' introductions to the flora of Greenland J.-C. Svenning (dir.), *Journal of Biogeography*, 40, 6, p. 1119-1130.
- SCHOFIELD J.E., PEARCE D.M., MAIR D.W.F., REA B.R., LEA J.M., KAMENOS N.A., SCHOENROCK K.M., BARR I.D., EDWARDS K.J. (2019) – Pushing the Limits: Palynological Investigations at the Margin of the Greenland Ice Sheet in the Norse Western Settlement, *Environmental Archaeology*, p. 1-15.
- SEAVER K.A. (2010) – *The last vikings: the epic story of the great Norse voyages*, Tauris, London, Tauris, 277 p.
- SINDING M.-H.S., ARNEBORG J., NYEGAARD G., GILBERT M.T.P. (2015) – Ancient DNA unravels the truth behind the controversial GUS Greenlandic Norse fur samples: the bison was a horse, and the muskox and bears were goats, *Journal of Archaeological Science*, 53, p. 297-303.
- SITTLER C. (1955) – Méthodes et techniques physico chimiques de préparation en vue de leur analyse pollinique, *Revue Institut Français du Pétrole et Annales des Combustibles Liquides*, 10, 2, p. 103-114.
- SNICK A. (2020) – Wiser than the Vikings? Redefining sustainability in the Anthropocene, in *Paradigms, Models, Scenarios and Practices for Strong Sustainability*, Clermont-Ferrand, p. 17.
- SØRENSEN M. (2019) – History of Human Occupation of Greenland, in *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*, Copenhagen, Elsevier, Encyclopedia of the World's Biomes, p. 1-8. Consultable à <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/B9780124095489117518> [Accédé le 27 mai 2020].

- STIVRINS N., AAKALA T., ILVONEN L., PASANEN L., KUULUVAINEN T., VASANDER H., GALKA M., DISBREY H.R., LIEPINS J., HOLMSTRÖM L., SEPPÄ H. (2019) – Integrating fire-scar, charcoal and fungal spore data to study fire events in the boreal forest of northern Europe, *The Holocene*, 29, 9, p. 1480-1490.
- STOCKMARR J. (1971) – Tablets with Spores used in Absolute Pollen Analysis, *Pollen et Spores*, 13, p. 615-621.
- STURM M., MATTER A. (1978) – Turbidites and Varves in Lake Brienz (Switzerland): Deposition of Clastic Detritus by Density Currents A. Matter et M. E. Tucker (dir.), *International Association of Sedimentologist*, 1, p. 147-168.
- THEROUX S., D'ANDREA W., JAIME T., AMARAL-ZETTLER L., HUANG Y. (2010) – Phylogenetic diversity and evolutionary relatedness of alkenone-producing haptophyte algae in lakes: Implications for continental paleotemperature reconstructions, *Earth and Planetary Science Letters*, 300, p. 311-320.
- THOMPSON R., BATTARBEE R.W., O'SULLIVAN P.E., OLDFIELD F. (1975) – Magnetic susceptibility of lake sediments: Magnetic susceptibility of sediments, *Limnology and Oceanography*, 20, 5, p. 687-698.
- TROUT-HANEY J.V., RITGER A.L., COTTINGHAM K.L. (2021) – Benthic cyanobacteria of the genus *Nostoc* are a source of microcystins in Greenlandic lakes and ponds, *Freshwater Biology*, 66, 2, p. 266-277.
- VACCHIANO G., FODERI C., BERRETTI R., MARCHI E., MOTTA R. (2017) – Modeling anthropogenic and natural fire ignitions in an inner-alpine valley, *Natural Hazards and Earth System sciences*, pre-print, p. 1-29.
- VAN GEEL B. (1972) – Palynology of a section from the raised peat bog « Wietmarscher Moor », with special reference to fungal remains, *Acta Botanica Neerlandica*, 21, 3, p. 261-284.
- VAN GEEL B. (2002) – Non-Pollen Palynomorphs, in J. P. Smol, H. J. B. Birks, W. M. Last, R. S. Bradley, et K. Alverson (dir.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*, Dordrecht, Springer Netherlands, Developments in Paleoenvironmental Research, p. 99-119. Consultable à http://link.springer.com/10.1007/0-306-47668-1_6 [Accédé le 6 mars 2021].
- VAN GEEL B., COOPE G., HAMMEN T. (1989) – Palaeocology and stratigraphy of the Lateglacial type section at Usselo (The Netherlands), *Review of Palaeobotany and Palynology*, 60, p. 25-129.
- VAN GEEL B., BUURMAN J., BRINKKEMPER O., SCHELVIS J., APTROOT A., REENEN G., HAKBIJL T. (2003) – Environmental reconstruction of a Roman Period settlement site in Uitgeest (The Netherlands), with special reference to coprophilous fungi, *Journal of Archaeological Science*, p. 873-883.
- VITAUZ J. (2010) – *Histoire de la peste*, Presses universitaires de France, Paris, Presses universitaires de France, 203 p.
- YOUNG N.E., SCHWEINSBERG A.D., BRINER J.P., SCHAEFER J.M. (2015) – Glacier maxima in Baffin Bay during the Medieval Warm Period coeval with Norse settlement, *Science Advances*, 1, 11, p. 1-8.
- ZENNARO P., KEHRWALD N., MCCONNELL J.R., SCHÜPBACH S., MASELLI O.J., MARLON J., VALLELONGA P., LEUENBERGER D., ZANGRANDO R., SPOLAOR A., BORROTTI M., BARBARO E., GAMBARO A., BARBANTE C. (2014) – Fire in ice: two millennia of boreal forest fire history from the Greenland NEEM ice core, *Climate of the Past*, 10, 5, p. 1905-1924.

8. Annexes

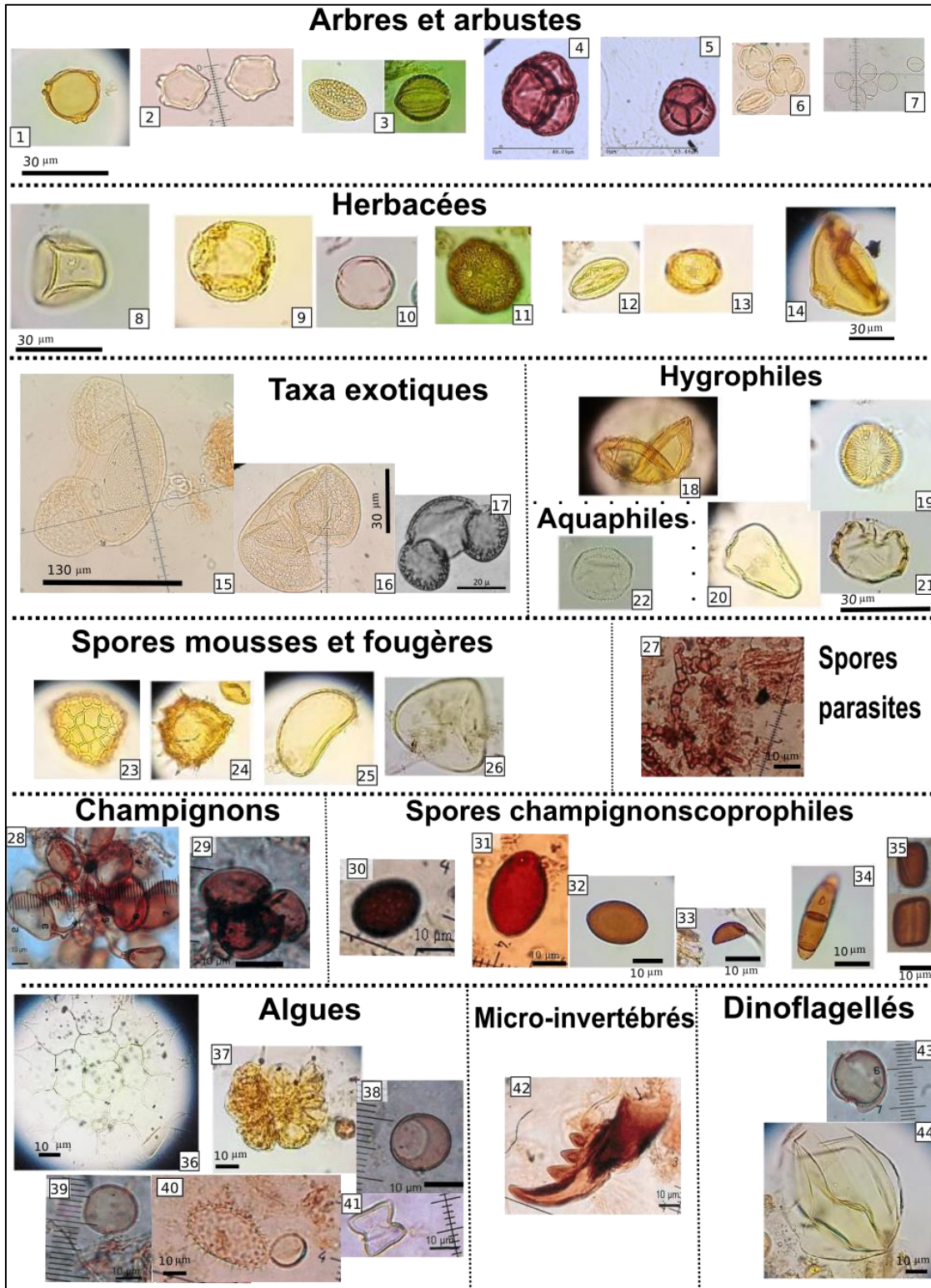


Figure 26: Table des principaux grains de pollen rencontrés sur les lames d'Itinera. 1 : *Betula nana* ; 2 : *Alnus crispa* ; 3 : *Salix glauca* ; 4 : *Empetrum nigrum* ; 5 : *Vaccinium oxycoccos* ; 6 : *Artemisia* sp. ; 7 : *Juniperus communis* ; 8 : *Poaceae* ; 9 : *Campanulaceae* ; 10 : *Rumex-acetosa* type ; 11 : *Caryophyllaceae* ; 12 : *Potentilla* ; 13 : *Plantago-maritima* ; 14 : *Oenotheraceae* ; 15 : *Abies* ; 16 : *Picea* ; 17 : *Pinus* ; 18 : *Equisetum* ; 19 : *Menyanthes trifoliata* ; 20 : *Cyperaceae* ; 21 : *Myriophyllum Alternuflorum* ; 22 : *Potamogeton* ; 23 : *Botrychium/Lycopodium* ; 24 : *Selaginella* ; 25 : *Monolète* ; 26 : *Trilète* ; 27 : *Meliolia elisii* ; 28 : *Glomus cf. fasciculatum* sp. ; 29 : *HdV-200* ; 30 : *HdV-1 (Gesilanospora)* ; 31 : *Podospora (HdV-368)* ; 32 : *Sordariaceae (HdV-55)* ; 33 : *Coniochtaecae (HdV-172)* ; 34 : *HdV-14* ; 35 : *Sporormiella (HdV-113)* ; 36 : *Pediastrum* ; 37 : *Botryococcus* ; 38 : *LCE-07* ; 39 : *Volvocaceae* ; 40 : *HdV-223* ; 41 : *Tetraedron (HdV-371)* ; 42 : *Reste zoologique indéterminé* ; 43 : *Pteridinium* sp. ; 44 : *Dinoflagellé indéterminée*. INKSCAPE. D'après Reille (1999) ; Cugny (2011) ; Gauthier (2012) ; Martin et Harvey (2017) ; Picard (2019) ; Roulé (2021).

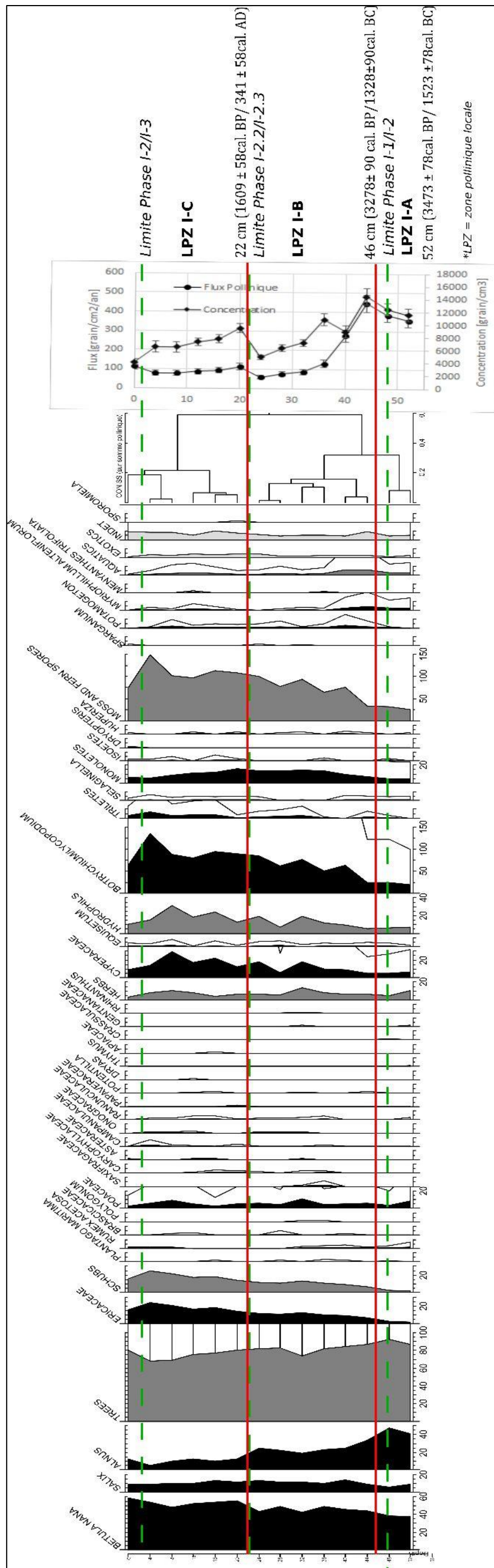


Figure 28 : Diagramme pollinique (pourcentages) d'Ininera (52-0 cm). TILLA. Picard, 2019.

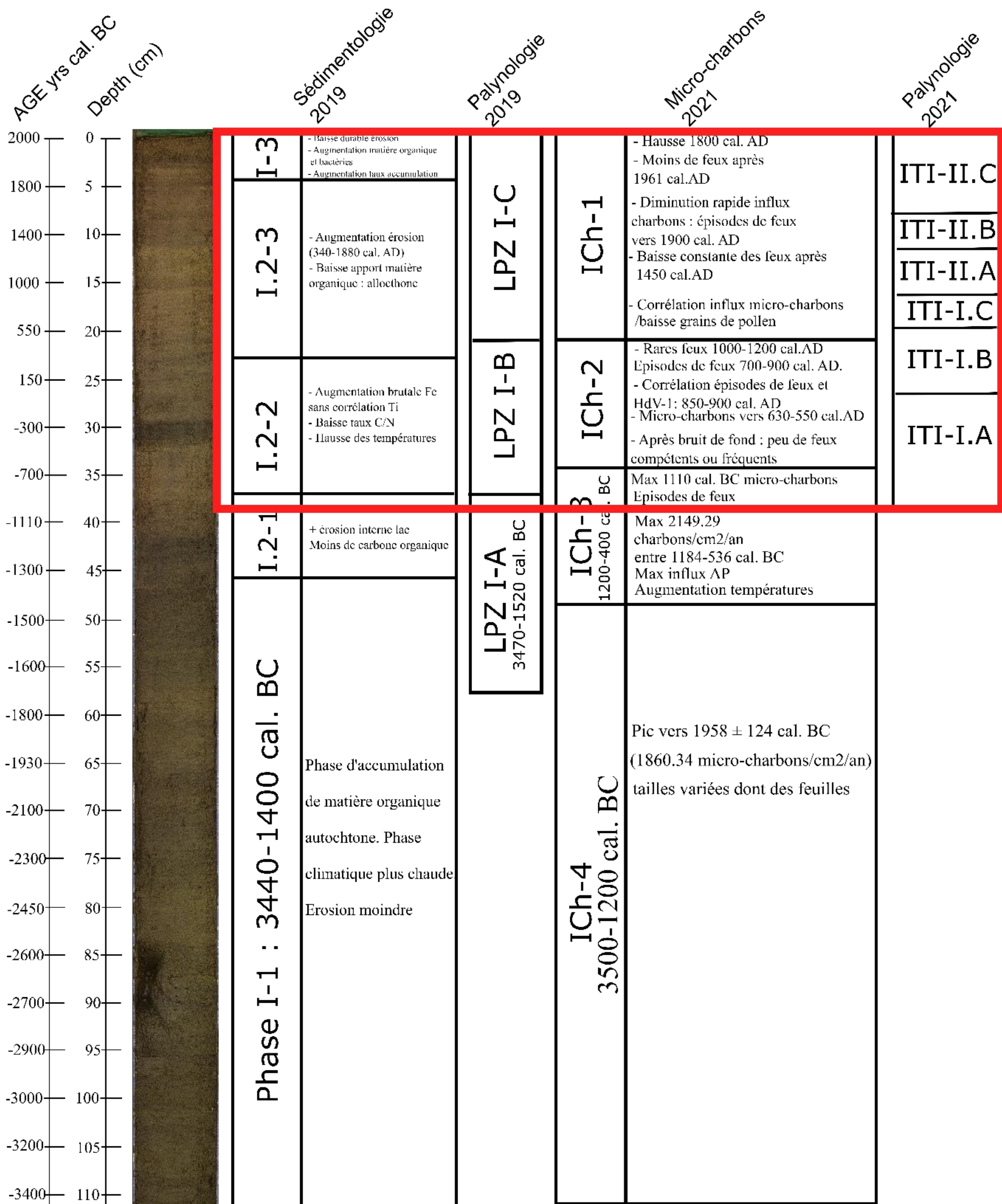


Figure 29 : Figure de synthèse à l'échelle de toute la carotte d'Itinera (111 cm). Synthèse et corrélation des données sédimentologiques (Picard, 2019), et sporopolliniques antérieures (Fredskild, 1973 ; Picard, 2019) et actuelles. Dates en cal. BC, profondeur en cm. Photographie haute définition de la carotte P1b d'Itinera (Picard, 2019). Le carré rouge correspond à la zone étudiée en palynologie actuelle (38 cm de profondeur), comparée aux autres données. D'après Gauthier et al., 2019. INKSCAPE. Roulé, 2021.

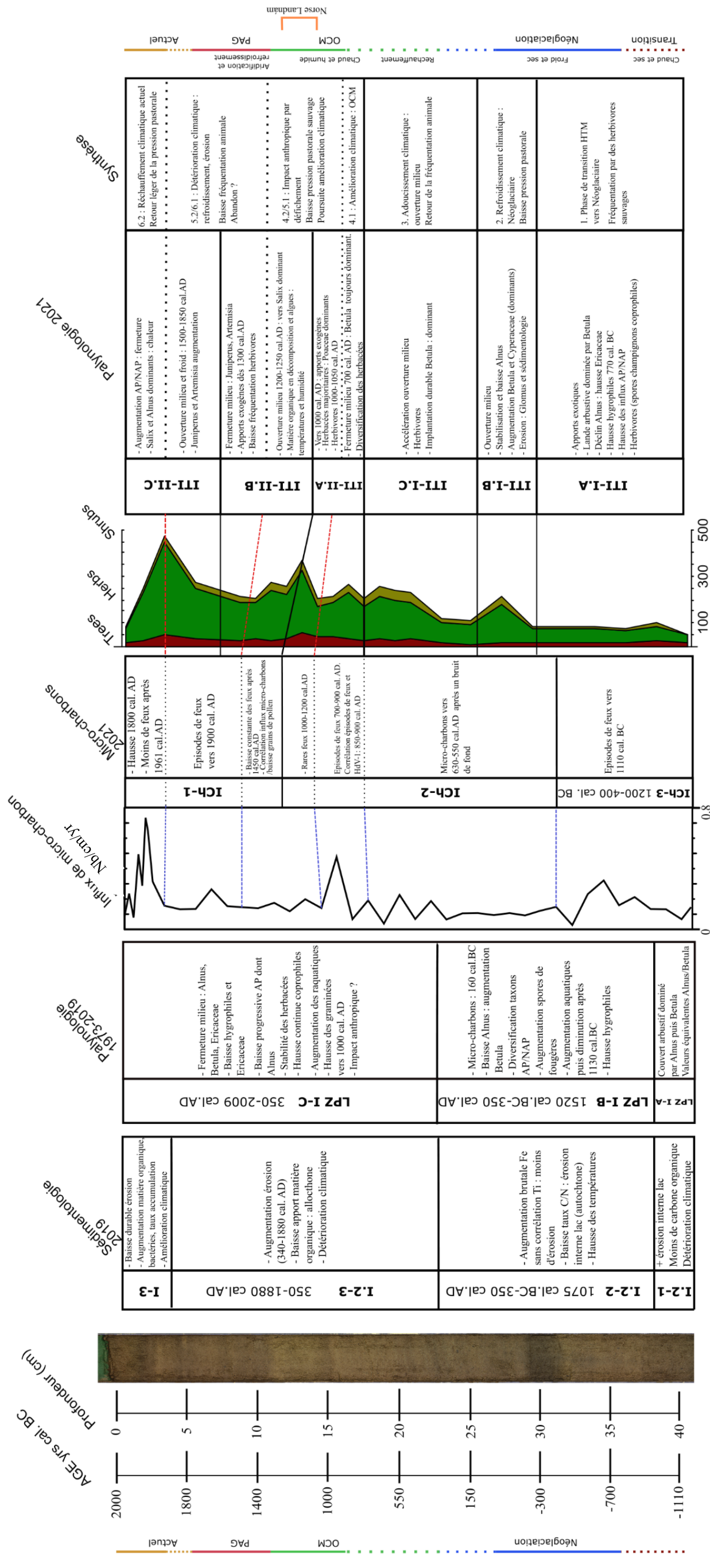


Figure 30 : Figure de synthèse (0-38 cm de profondeur) et de comparaison des données (courbe d'influx polliniques (grains/cm²/an) et son interprétation, sédimentologie) antérieures (Fredskild, 1973 ; Picard, 2019). Format d'après Gauthier et al., 2019 (modifié). INKSCAPE. Roulé, 2021.

Table des figures :

Erreur ! Signet non défini. Figure 1: Colonies Norroises au Groenland. W= Western Settlement, M= Middle Settlement, E= Eastern Settlement. Schofield et al., 2019.	4
Figure 2: Histoire du peuplement Norrois au Groenland. Données issues des cimetières pour le minimum de population. Fitzhugh et al., 2000.	4
Figure 3: Carte du substrat géologique du Groenland. Born et Böcher, 2001..... Erreur ! Signet non défini.	
Figure 4: Carte de la subdivision actuelle du Groenland en termes de zones climatiques et de végétation. Born et Böcher, 2001.	7
Figure 5: Végétation type aux alentours de Kapisillit. 1 : <i>Betula nana</i> ; 2 : <i>Salix glauca</i> ; 3 : <i>Alnus crispa</i> ; 4 : <i>Rumex-acetosa</i> type ; 5 : <i>Plantago-maritima</i> ; 6 : <i>Empetrum nigrum</i> ; 7 : <i>Vaccinium oxycoccos</i> ; 8 : <i>Menyanthes trifoliata</i> ; 9 : <i>Juniperus communis</i> ; 10 : <i>Botrychium</i> sp. ; 11 : <i>Artemisia borealis</i> ; 12 : <i>Equisetum</i> sp. D'après Feilberg et al., 1984 ; Rune, 2011. INKSCAPE. Roulé, 2021.	8
Figure 6: Schéma des transferts de matériaux dissous et particuliers dans un système lacustre. Pourriot et Meybeck, 1995.	10
Figure 7: Construction d'un enregistrement pour l'histoire de la végétation. Les grains de pollen sont relâchés par la végétation après une pollinisation échouée. Déposés dans les milieux humides anoxiques, les grains de pollen sont conservés et représentent les pluies polliniques successives dans le temps selon la végétation en place. Henry, 2020.	10
Figure 8: Dynamique des apports et des processus de dépôts dans les milieux lacustres oligotrophes d'après Sturm et Matter (1978). Guillemot, 2015.	11
Figure 9: Chronologie et répartition des différentes populations au Groenland. Massa, 2012.	12
Figure 10: Routes maritimes médiévales vers le Groenland et établissements (V (Vesterbygden) : Western Settlement ; Ø (Østerbygden) : Eastern Settlement). Conditions d'expansion des glaces au Petit Âge Glaciaire. Massa et al., 2008 ; Massa, 2012.	13
Figure 11: Pièce d'échec sculptée dans de l'ivoire de morse groenlandais. Pion et son bouclier. Découverte en 1831 dans une cache, Ile de Lewis dans les Hébrides, connectée à un réseau d'échange entre la Norvège et le Groenland. Fitzhugh et al., 2000.	13
Figure 12: $\delta^{13}\text{C}$ mesuré sur des ossements vikings et exprimé en fonction du temps. Les différents symboles font référence aux cimetières dans lesquels furent inhumés les individus analysés. D'après Arneborg et al. 2012, In : Massa, 2012.	15
Figure 13: Diagramme pollinique en pourcentages de « l'anthrosol » ("on-site") à V53d, taxa simplifiés. Représentation aussi des loss-in-ignition, et la courbe du ratio charbons/ grains de pollen. Schofield et al., 2019.	15
Figure 14: Carte aérienne de Godthåbsfjord depuis le GrIS. Les lignes rouges correspondent à l'extension de la calotte glaciaire durant le Petit Âge Glaciaire. Les lignes blanches indiquent les emplacements des moraines de Kapisillit. Pearce et al., 2018.	17
Figure 15: Carte de la géographie de la zone d'étude, Kapisillit, QGIS. Picard (2019).	18
Figure 16: Carte d'informations géographique interactive. Densité de sites Norrois dans le Western Settlement, près de l'actuelle Nuuk. NUNNIFFIIT (2015), INKSCAPE (2021).	19
Figure 17: Modèle d'âge d'Itinera, à partir des datations au plomb 210 et des dates carbone 14. RSTUDIO. Picard, 2019.	21
Figure 18: Schémas des différents types d'ouvertures et de sillons pour des grains de pollen et spores, en vue équatoriale (VE) et polaire (VP). D'après Reille, 1990 ; Renault-Miskovsky et Petzold, 1992. Lesven, 2020.	22
Figure 19: Photographie, loupe binoculaire, $\times 40$, charbon de bois issu du Eastern Settlement (lac 95). Rius, 2017.	26
Figure 20: Cyanobactéries découvertes, issues du prélèvement de la carotte d'Itinera (P1b), $\times 40$ au microscope optique. Roule, 2021.	28
Figure 21: Diagramme (111-0 cm de la carotte) d'influx de micro-charbons en nombre à Itinera selon le modèle d'âge à Itinera. Les 4 zones (I-1 à 4) sont figurées sur le diagramme. LIA = Little Ice Age (Petit Âge Glaciaire), MWP = Medieval Warm Period (Optimum Climatique Médiéval), HTM = Holocene Thermal Maximum, Neoglacial = Néoglaciation. Norse landnám = période d'occupation des Norrois. EXCEL. Roulé, 2021.	29
Figure 22: Diagramme pollinique d'Itinera (0-38 cm) simplifié. Comporte des grains de pollen et des MNP. Courbe des AP/NAP (marron-vert-vert foncé). Section orange : période d'occupation norroise au Groenland avec les incertitudes de datations. TILIA. Roulé, 2021.	32

Figure 23: Tamis micro-charbons, échantillon n°166, × 40. Microscope électronique VHX DIGITAL KEYENCE, INKSCAPE. Roulé, 2021.	38
Figure 24: Paléo-températures issues de GISP2 au Groenland entre le réchauffement de la période romaine et le Petit Âge Glaciaire. Dates en cal. BP et températures en °C. D'après Cuffey and Clow (1997) et Alley (2000). Easterbrook, 2016.	43
Figure 25: Comparaison des changements environnementaux enregistrés au lac Igaliku sur les derniers 2000 ans. A : changements dans la végétation (indicateur de pâturage correspondant à la somme des spores de champignons, coprophiles et des plantes apophytes norroises -Rumex-acetosa type, Ranunculus acris type-); B : Emprise des taux de sols dénudés et les principaux évènements climatiques et culturels. Bichet et al., 2014.	48
Figure 26: Table des principaux grains de pollen rencontrés sur les lames d'Itinera. 1 : <i>Betula nana</i> ; 2 : <i>Alnus crispa</i> ; 3 : <i>Salix glauca</i> ; 4 : <i>Empetrum nigrum</i> ; 5 : <i>Vaccinium oxycoccus</i> . ; 6 : <i>Artemisia</i> sp. ; 7 : <i>Juniperus communis</i> ; 8 : Poaceae ; 9 : Campanulaceae ; 10 : Rumex-acetosa type ; 11 : Caryophyllaceae ; 12 : Potentilla ; 13 : Plantago-maritima ; 14 : Oenotheraceae ; 15 : Abies ; 16 : Picea ; 17 : Pinus ; 18 : Equisetum ; 19 : Menyanthes trifoliata ; 20 : Cyperaceae ; 21 : Myriophyllum Alternuflorum ; 22 : Potamogeton ; 23 : Botrychium/Lycopodium ; 24 : Selaginella ; 25 : Monolète ; 26 : Trilète ; 27 : Meliolia elisii ; 28 : Glomus cf. fasciculatum sp. ; 29 : HdV-200 ; 30 : HdV-1 (Gesilanospora) ; 31 : Podospora (HdV-368) ; 32 : Sordariaceae (HdV-55) ; 33 : Coniochtaceae (HdV-172) ; 34 : HdV-14 ; 35 : Sporormiella (HdV-113) ; 36 : Pediatrum ; 37 : Botryococcus ; 38 : LCE-07 ; 39 : Volvocaceae ; 40 : HdV-223 ; 41 : Tetraedron (HdV-371) ; 42 : Reste zoologique indéterminé ; 43 : Pteridium sp. ; 44 : Dinoflagellé indéterminée. INKSCAPE. D'après Reille (1999) ; Cugny (2011) ; Gauthier (2012) ; Martin et Harvey (2017) ; Picard (2019) ; Roulé (2021).	61
Figure 27: Diagramme d'influx polliniques (grains de pollen/cm ² /an) Itinera (0-38 cm). TILIA. Roulé, 2021.	62
Figure 28: Diagramme pollinique (pourcentages) d'Itinera (52-0 cm). TILIA. Picard, 2019.	63
Figure 29: Figure de synthèse à l'échelle de toute la carotte d'Itinera (111 cm). Synthèse et corrélation des données sédimentologiques (Picard, 2019), et sporopolliniques antérieures (Fredskild, 1973 ; Picard, 2019) et actuelles. Dates en cal. BC, profondeur en cm. Photographie haute définition de la carotte P1b d'Itinera (Picard, 2019). Le carré rouge correspond à la zone étudiée en palynologie actuelle (38 cm de profondeur), comparée aux autres données. D'après Gauthier et al., 2019. INKSCAPE. Roulé, 2021.	64
Figure 30: Figure de synthèse (0-38 cm de profondeur) et de comparaison des données (courbe d'influx polliniques (grains/cm ² /an) et son interprétation, courbe d'influx de micro-charbons (charbons/cm ² /an) et son interprétation, sédimentologie) antérieures (Fredskild, 1973 ; Picard, 2019). Format d'après Gauthier et al., 2019 (modifié). INKSCAPE. Roulé, 2021.	65
Tableau 1: Liste des carottes et leurs caractéristiques (profondeur, longueur, lac). D'après Picard, 2019.	20
Tableau 2: Caractéristiques géographiques des lacs, d'après Picard, 2019.	20

9. Résumé/Abstract

Etude des interactions entre les fermiers norrois et leur environnement au Groenland : le cas de l'établissement occidental

Au cœur de plusieurs programmes de recherches depuis les travaux pionniers de Iversen (1954) et Fredskild (1973), le Groenland démontre sa sensibilité aux variations environnementales passées et aux relations hommes-climat. A la fin du Xe siècle les Scandinaves Norrois, profitent d'un réchauffement climatique pour s'établir au Groenland, où ils restent jusqu'au milieu du XV^e (Seaver, 2010). Ils y fondent deux établissements principaux. Au sud, l'*Eastern Settlement* (60°N) est le plus grand et largement bien étudiés par les archéologues et paléoenvironnementalistes (Massa, 2012). À plus haute latitude (64°N), le *Western Settlement*, dans l'actuel fjord de Nuuk, est plus petit que celui situé plus au sud. Les activités humaines

ont été limitées par un climat plus rude, ce qui a nécessité une adaptation à davantage de chasse et de pêche (Arneborg *et al.*, 2012 ; Schofield *et al.*, 2019). Une étude multi-proxys à haute résolution sur des séquences sédimentaires lacustres du lac Itinera (secteur de Kapisillit) dans le *Western Settlement* donne un premier aperçu des changements climatiques ainsi que les relations hommes-environnements qui était peu interprétables auparavant (Barlow *et al.*, 1997; Picard 2019).

Mots clés : Palynologie, micro-charbons, Groenland, *landnám* norrois, Etablissement occidental

A study of interactions between Norse farmers and their environment in Greenland: the case of the western settlement

As the focus of several research programs since the pioneering work of Iversen (1954) and Fredskild (1973), Greenland demonstrates its sensitivity to past environmental variations and in human-climate relationships. At the end of the 10th century Norse took advantage of a global warming climate to settle in Greenland, until the middle 15th century (Seaver, 2010). The Eastern settlement (60°N) was the larger settlement and probably the best studied by archaeologists and palaeoenvironmentalists (Massa, 2012). At higher latitude (64°N), the Western Settlement, in the actual Nuuk's fjord is a smaller settlement. Human activities were constrained by a harsher climate, forcing an adaptation towards hunting and fishing (Arneborg *et al.*, 2012 ; Schofield *et al.*, 2019). A high-resolution multi-proxy analysis of a lacustrine sequence performed in the Lake Itinera (Kapisillit area) in the Western Settlement, provides a first glimpse of climate change and human-environment interactions that were previously misunderstood (Barlow *et al.*, 1997; Picard 2019).

Key words: Palynology, micro-charcoals, Greenland, Norse *landnám*, Western Settlement