



HAL
open science

Reconstitution des fluctuations holocènes en relation avec les changements climatiques et l'antropisation sur les côtes bretonnes à partir de bio-indicateurs fossiles (chironomidés, pollen et foraminifères benthiques)

Assia Fernane

► **To cite this version:**

Assia Fernane. Reconstitution des fluctuations holocènes en relation avec les changements climatiques et l'antropisation sur les côtes bretonnes à partir de bio-indicateurs fossiles (chironomidés, pollen et foraminifères benthiques). Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2014. Français. NNT : 2014BRES0124 . tel-02146984

HAL Id: tel-02146984

<https://theses.hal.science/tel-02146984v1>

Submitted on 4 Jun 2019

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 bretagne
occidentale



THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Mention : Géosciences

École Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par

Assia Fernane

Préparée à l'Institut Universitaire Européen de la Mer, Laboratoire Domaines Océaniques, UMR 6538 CNRS

Thèse soutenue le 17 décembre 2014

devant le jury composé de :

Christophe Delacourt

Professeur, UBO / *Président de jury*

Dominique Marguerie

Directeur de Recherche, Rennes / *Rapporteur*

Isabelle Larocque

Directrice de Recherche, Chef d'entreprise, Suisse / *Rapporteur*

Nathalie Combourieu-Nebout

Directrice de Recherche, Paris / *Examinatrice*

Laurent Millet

Chargé de Recherche, Besançon / *Examineur*

Brigitte Van Vliet-Lanoë

Directrice de Recherche, Brest / *Directrice de thèse*

Aurélie Penaud

Maitre de conférences, UBO / *Co-directrice de thèse*

Emmanuel Gandouin

Maitre de conférence, Aix-Marseille III / *Co-directeur de thèse*

Reconstitution des fluctuations holocènes
en relation avec les changements
climatiques et l'anthropisation sur les
côtes bretonnes à partir de bio-indicateurs
fossiles (Chironomidae, pollen et
foraminifères benthiques)

Remerciements

Tout d'abord, je souhaite remercier mes trois directeurs de recherche. Merci à Brigitte Van Vliet-Lanoë pour ses encouragements, ses relectures et ses critiques constructives. Merci également à Emmanuel Gandouin pour ses encouragements, et l'attention dont il a fait preuve à mon égard. Un grand merci à Aurélie Penaud pour sa patience, sa pédagogie, son enthousiasme, ses encouragements et son humanisme, j'ai énormément appris à ses côtés et je ne saurai la remercier assez pour tout ce qu'elle a fait et continue à faire pour moi.

Je remercie vivement tous les membres du jury, Mme Isabelle Larocque et M. Dominique Marguerie, qui ont accepté de rapporter mon travail, ainsi qu'à Mme Nathalie Combourieu-Nebout et M. Laurent Millet pour avoir accepté de juger mon travail.

Je tiens également à remercier le directeur du Laboratoire Domaines Océaniques, M. Christophe Delacourt qui a accepté de présider mon jury de thèse, mais aussi, pour avoir veillé à ce que cette thèse se passe dans les meilleures conditions possibles.

Ce travail de thèse a été financé par de nombreux programmes : ANR COCORISCO, Région Bretagne (programme Philtre), et LabexMer, je tiens en conséquence à vivement les remercier.

Je remercie également Stephen Brooks pour son accueil au Muséum d'Histoire Naturelle de Londres et son aide précieuse dans la détermination des capsules céphaliques de Chironomidae. Un grand merci à Evelyne Goubert et Valérie Le Cadre pour leur aide dans la détermination des foraminifères benthiques.

Merci à Dahvya Belkacem (IMBE) et à Marie-Hélène Castera (EPOC) pour le précieux travail qu'elles ont réalisé sur les traitements palynologiques.

Un grand merci à Muriel Vidal, Bernard Hallégouët et Pierre Stéphan pour les nombreuses discussions scientifiques que nous avons eu ensemble, ainsi que Jérôme Goslin, qui a toujours eu un moment pour discuter avec moi des données, travailler avec lui fut un réel plaisir.

L'obtention des données sur lesquelles est basée cette thèse est le fruit d'un travail collectif. Merci à tous ceux qui ont participé aux campagnes de carottages : Jérôme Goslin, Nicolas Guidicelli, Jean-Pierre Oldra, et à tous ceux qui m'ont accompagné sur l'estuaire de l'Aulne (souvent sous la pluie): Edouard Collin et Thierry le Bec.

Je souhaite vivement remercier toutes les personnes du laboratoire IMBE pour leur accueil, et l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail et pour tous les moments de convivialité autour d'un café, déjeuner ou jeu de société. Merci à Jérémy, Dahvya, Michelle, Mori, Maryse, Marine, Marie-Annic, et Estelle. Je salue également l'ensemble des chercheurs, doctorants, et techniciens du Laboratoire Domaines Océaniques.

Je tiens à remercier tous mes amis qui ont gentiment accepté de me loger chez eux durant mes nombreux déplacements: Abir, Samir, Farida, Amar, et Mélanie.

Jamais je n'aurai fait cette thèse si Monsieur Charles François Boudouresque n'avait pas accepté de me prendre en Master Biologie et Ecologie Marine à Marseille. Je tiens sincèrement à le remercier pour avoir cru en mes capacités et pour m'avoir, sans aucune hésitation, recommandée. Sa confiance en moi m'honore beaucoup.

Cette thèse, c'est bien évidemment à mes parents que je la dédie, je n'ai eu de cesse de vouloir les rendre fiers de moi. Merci également à mes deux sœurs et mon petit frère pour leur soutien indéfectible.

Enfin, je ne serai pas venue à bout de cette thèse sans le soutien permanent de Lyacine, je lui dis tout simplement MERCI.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	17
CHAPITRE I CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL	21
I.1 CONTEXTE GEOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE	25
I.1.1 HISTOIRE GEOLOGIQUE DU MASSIF ARMORICAIN	25
• OROGENESES CADOMIENNE ET HERCYNIENNE	26
• HISTOIRE MESOZOIQUE	26
• HISTOIRE CENOZOIQUE	27
• PLATE-FORMES LITTORALES	28
I.1.2 CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE DES SITES D'ETUDE	29
• PREAMBULE ET NOTIONS DE PEDOLOGIE	29
• CARACTERISTIQUES GENERALES DES SITES D'ETUDE EN FINISTERE ...	30
• CARACTERISTIQUES GENERALES DES SITES D'ETUDE EN MORBIHAN .	38
I.2 CONTEXTE CLIMATIQUE ACTUEL.....	43
I.2.1 CIRCULATION ATMOSPHERIQUE	43
• A L'ECHELLE GLOBALE	43
• A L'ECHELLE DE LA BRETAGNE, LE ROLE ACTIF DE LA NAO.....	44
I.2.2 CIRCULATION OCEANIQUE.....	47
• A L'ECHELLE GLOBALE	47
• A L'ECHELLE DE LA BRETAGNE, LE ROLE ACTIF DE L'AMO	47
I.2.3 MECANISMES FORCANT DES TEMPETES ACTUELLES.....	48
I.3 EVOLUTION PALEOCLIMATIQUE HOLOCENE EN BRETAGNE.....	51
I.3.1 HOLOCENE : DEFINITION ET FORCAGES	52
• VARIABILITE LONG TERME	52
• VARIABILITE CLIMATIQUE RAPIDE MILLENAIRE INFRA-ORBITALE	54
I.3.2 EVOLUTION DU NIVEAU MARIN RELATIF ET MECANSIMES FORCANT DES TEMPETES MAJEURES	55
• RECONSTRUCTIONS DU NIVEAU MARIN.....	55
• SCENARIIS DES FORCAGES IMPLIQUES DANS LES TEMPETES MAJEURES SUR L'HOLOCENE	57
I.4 EVOLUTION DES PAYSAGES : CLIMAT <i>VERSUS</i> ANTHROPISATION ET SUBDIVISIONS STRATIGRAPHIQUES ASSOCIEES	59

I.4.1 VEGETATION ACTUELLE EN BRETAGNE	59
I.4.2 EVOLUTION DE LA VEGETATION SUR L'HOLOCENE : TENDANCES LONG TERME.....	61
I.4.3 EVOLUTION CULTURELLE SUR L'HOLOCENE	63
• NEOLITHIQUE (8,500-4,500 ANS CAL BP)	63
• L' AGE DU BRONZE (4,500 – 2,700 ANS CAL BP).....	66
• L' AGE DU FER (2,700-2,000 ANS CAL BP)	67
• LA PERIODE GALLO-ROMAINE (2,000-1,500 ANS CAL BP) ET LE MOYEN-AGE (1,500-450 ANS CAL BP).....	67
CHAPITRE II MATERIEL ET METHODES.....	69
II.1 PRELEVEMENT ET ANALYSES DE SEDIMENTOLOGIE	71
II.1.1 PRELEVEMENT ET ANALYSES DE SEDEIMENTOLOGIE	71
II.1.2 TECHNIQUES DE SONDAGES	71
• TARIERE A VIS (BRGM).....	71
• CAROTTIER EIJKELKAMP (IUEM)	72
• CAROTTIER RUSSE (IMBE).....	73
II.1.3 SITES DE PRELEVEMENT	74
• PORS MILIN.....	75
• RIA DU CONQUET	75
• LE LOC'H DE LANDEVENNEC	76
• GUIDEL	76
• KERZINE	77
II.1.4 METHODOLOGIE ET SEDIMENTOLOGIE.....	78
• METHODOLOGIE GENERALE DEPLOYEE SUR CHACUN DES SITES.....	78
• DATATIONS ¹⁴ C	79
• ANALYSES GRANULOMETRIQUES	79
II.2 ANALYSES DES BIO-INDICATEURS FOSSILES	80
II.2.1 CHIRONOMIDAE	80
• CYCLE DE VIE ET POTENTIALITES PALEOECOLOGIQUES	81
• INTERPRETATION DU SIGNAL ENVIRONNEMENTAL.....	82
• EXTRACTION, TRI ET IDENTIFICATION DES CHIRONOMIDAE	83
II.2.2 FORAMINIFERES BENTHIQUES.....	84
• CYCLE DE VIE ET POTENTIALITES PALEOECOLOGIQUES	84

• INTERPRETATION DU SIGNAL ENVIRONNEMENTAL.....	85
• TRAITEMENT LABORATOIRE ET IDENTIFICATION.....	86
II.2.3 PALYNOLOGIE : POLLEN ET SPORES.....	87
• GENERALITES ET POTENTIALITES PALEOECOLOGIQUES.....	87
• TRAITEMENT LABORATOIRE ET IDENTIFICATION.....	88
CHAPITRE III REPARTITION ECOLOGIQUE DES THANATOCENOSES EN CHIRONOMIDAE DANS L'ESTUAIRE DE L'AULNE : EVALUATION DU POTENTIEL DE CALIBRATION FAUNE <i>VERSUS</i> SALINITE	91
III.1 INTRODUCTION SUR LES RECONSTITUTIONS QUANTITATIVES PALEOENVIRONNEMENTALES.....	95
III.1.1 L'ESSOR RECENT DES FONCTIONS DE TRANSFERT	95
III.1.2 LES FONCTIONS DE TRANSFERT APPLIQUEES AUX CHIRONOMIDAE	97
• HISTORIQUE DES RECONSTRUCTIONS QUANTITATIVES	97
• LE CAS DE LA RELATION « CHIRONOMIDAE – SALINITE »	97
• BILAN SUR LES RECONSTRUCTIONS QUANTITATIVES ET PROBLEMATIQUE DE RECHERCHE	99
III.2 LES CHIRONOMIDAE EN MILIEU ESTUARIEN BRETON ET POTENTIEL DE RECOUPEMENT ASSEMBLAGES FAUNISTIQUES <i>VERSUS</i> DONNEES ENVIRONNEMENTALES	100
III.2.1 ESTUAIRE DE L' AULNE ET STRATEGIE D'ECHANTILLONNAGE	100
III.2.2 DONNEES ENVIRONNEMENTALES DISPONIBLES SUR L' AULNE	104
• SUIVI HYDROLOGIQUE DU SAGE AULNE.....	104
• ANALYSES STATISTIQUES DES DONNEES ENVIRONNEMENTALES.....	106
III.3 PRINCIPAUX RESULTATS CHIRONOMIDAE OBTENUS.....	108
III.3.1 BIODIVERSITE DES THANATOCENOSES ANALYSEES.....	108
• SORTIE 4 : MAI 2013	108
• SORTIE 5 : SEPTEMBRE 2013	109
• SIMILARITES-DISSIMILARITES ENTRE LES 2 CAMPAGNES DE TERRAIN : BILAN INTERMEDIAIRE	109
III.3.2 STRUCTURATION DES COMMUNAUTES EN CHIRONOMIDAE EN FONCTION DES PARAMETRES ENVIRONNEMENTAUX.....	114
• ACP SUR LA SORTIE 4, MAI 2013.....	115
• ACP SUR LA SORTIE 5, SEPTEMBRE 2013	116
III.3.3 BILAN DES OBSERVATIONS ET CROISEMENT AUX PARAMETRES ENVIRONNEMENTAUX	116

III.3.4 BILAN DE L'APPORT DES DONNEES CHIRONOMIDAE DANS LE CADRE DE CETTE ETUDE.....	118
• RAPPELS DES ETUDES PRELIMINAIRES ET DES OBJECTIFS DE CETTE ETUDE.....	118
• OBSERVATIONS GENERALES SUR L'AULNE	120
• UNE CALIBRATION CHIRONOMIDAE-SALINITE EST-ELLE ENVISAGEABLE EN MILIEU ESTUARIEN ?	122
III.4 DES DONNEES SUB-FOSSILES A L'ENREGISTREMENT PALEOENVIRONNEMENTAL : VERS UNE MEILLEURE COMPREHENSION DES SIGNAUX CHIRONOMIDAE FOSSILES.....	124
III.4.1 APPLICATION AU SITE DE LADEVENNEC.....	124
• STRATIGRAPHIE DE LA COUPE	124
• DESCRIPTION DES ASSEMBLAGES FOSSILES DE CHIRONOMIDAE	125
• INTERPRETATION PALEOENVIRONNEMENTALE	126
III.4.2 APPLICATION AU SITE DU CONQUET	128
• STRATIGRAPHIE DE LA SEQUENCE SEDIMENTAIRE	128
• DESCRIPTION DES ASSEMBLAGES FOSSILES DE CHIRONOMIDAE	129
• INTERPRETATION PALEOENVIRONNEMENTALE	130
III.4.3 BILAN ET PERSPECTIVES	133
CHAPITRE IV RECONSTITUTIONS PALEOENVIRONNEMENTALES : PORS MILIN, GUIDEL ET KERZINE	135
IV.1 COASTAL PALAEOENVIRONMENTAL RECORD OF THE LAST 7 KA BP IN NW FRANCE: SUB-MILLENARY CLIMATIC AND ANTHROPIC HOLOCENE SIGNALS.....	139
ABSTRACT.....	139
IV.1.1 INTRODUCTION	140
IV.1.2 ENVIRONMENTAL SETTING AND STUDIED MATERIAL	141
• SEDIMENTARY CONTEXT	141
• PRESENT-DAY CLIMATIC CONTEXT AND ASSOCIATED VEGETATION COVER	142
• ANTHROPOGENIC CONTEXT	142
IV.1.3 METHODOLOGY	143
• SEDIMENTOLOGICAL ANALYSIS AND CHRONO-STRATIGRAPHY	143
• CHIRONOMID PREPARATION.....	147
• POLLEN PREPARATION	147
IV.1.4 RESULTS	148

• CHIRONOMID ASSEMBLAGES	148
• POLLEN ASSEMBLAGES	150
IV.1.5 DISCUSSION.....	152
• VEGETATION CHANGE: GENERAL EVOLUTION FROM THE MID-HOLOCENE TO PRESENT	152
• CLIMATE VARIABILITY OVER THE MID-HOLOCENE: MULTI-CENTENNIAL TO MULTI-DECADAL TIME-SCALE	153
• LAND USE OVER THE LATE HOLOCENE	157
• IMPACT OF CLEARANCE EVENTS ON THE INSECT FAUNA	158
• FAUNAL CHANGES: GENERAL EVOLUTION FROM THE MID-HOLOCENE TO PRESENT	158
IV.1.6 CONCLUSION	160
IV.2 HUMAN SETTLEMENT <i>VERSUS</i> HOLOCENE CLIMATES OVER THE LAST 7,000 YEARS CAL BP IN SOUTHERN BRITTANY COAST (NW FRANCE)	161
ABSTRACT.....	161
IV.2.1 INTRODUCTION	162
IV.2.2 ENVIRONMENTAL SETTING AND STUDIED MATERIAL	163
• GEOMORPHOLOGICAL CONTEXT AND FIELDWORK	163
• PRESENT-DAY CLIMATE AND ASSOCIATED VEGETATION	165
• ARCHEOLOGICAL CONTEXT.....	165
IV.2.3 METHODS	166
• SEDIMENTOLOGICAL AND CHRONO-STRATIGRAPHICAL ANALYSES ..	166
• POLLEN ANALYSIS	169
• FORAMINIFERAL ANALYSIS	170
IV.2.4 RESULTS.....	170
• RADIOCARBON AND SEDIMENTOLOGICAL RESULTS	170
• FORAMINIFERAL ASSEMBLAGES (GL1 CORE)	171
• POLLEN ASSEMBLAGES (GL3 CORE)	173
IV.2.5 DISCUSSION.....	176
• MID TO LATE HOLOCENE VEGETATION CHANGES RECORDED AT GUIDEL	176
• FORCING FACTORS RESPONSIBLE FOR HUMAN SETTLEMENT OR DEPARTURE AT GUIDEL OVER THE LAST 7,000 YEARS CAL BP.....	178
• LAND USE FROM BRONZE AGE TO MIDDLE AGES.....	181
IV.2.6 CONCLUSION	182

IV.3 ETUDE MULTIPROXIE (POLLEN, DINOKYSTES, FORAMINIFERES) SUR LES DERNIERS 7,000 ANS DANS LE SUD BRETAGNE (KERZINE, MORBIHAN) : UNE SYNTHESE CLIMATIQUE ET ANTHROPIQUE.....	183
RESUME	183
IV.3.1 INTRODUCTION	184
IV.3.2 CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL	185
IV.3.3 MATERIEL ET METHODES	186
• CHRONOLOGIE ET ANALYSES GRANULOMETRIQUES	186
• ANALYSES POLLINIQUES	187
• ANALYSES DES FORAMINIFERES BENTHIQUES	188
IV.3.4 RESULTATS.....	189
• SEDIMENTOLOGIE ET CHRONO-STRATIGRAPHIE.....	189
• EVOLUTION DES ASSEMBLAGES DE FORAMINIFERES BENTHIQUES ...	190
• EVOLUTION DU CORTEGE POLLINIQUE	193
IV.3.5 DISCUSSION.....	198
• LES DERNIERS 7,000 ANS ENREGISTRES A KERZINE: ESSAI DE CORRELATION STRATIGRAPHIQUE A L'ECHELLE DE LA REGION BRETAGNE.....	198
• IDENTIFICATION DES EVENEMENTS TEMPETUEUX MAJEURS	201
• LES FORCAGES INITIATEURS DE CES EVENEMENTS EXTREMES	202
• IMPACTS DES EVENEMENTS EXTREMES SUR LA VEGETATION.....	205
• ANTHROPISATION ET OCCUPATION DES TERRITOIRES.....	206
IV.3.6 CONCLUSION	208
CONCLUSION GENERALE	209
PERSPECTIVES	213
BIBLIOGRAPHIE	215
ANNEXES.....	238

Table des figures

Figure 1. Carte géologique simplifiée du Massif Armoricaïn (Vidal et al., 2011).....	25
Figure 2. Présentation des sites d'études situés proches ou dans la Rade de Brest.....	30
Figure 3. Plage de Pors Milin. a) Localisation géographique du site d'étude. b) Vue aérienne (Google Earth).....	32
Figure 4. a) PM 2008, photo B. Van Vliet-Lanoë ; b) Affleurement de tourbe à Pors Milin, photo A. Penaud.	33
Figure 5. Impact de la tempête Ulla sur la dune de Trégana, photo B. Van Vliet-Lanoë, 2014.	33
Figure 6. La Ria du Conquet. a) Localisation géographique du site d'étude. b) Vue aérienne du site (Google Earth).	34
Figure 7. Ria du Conquet. a) vue amont, b) vue aval, Photos B. Van Vliet-Lanoë.	35
Figure 8. Le Loc'h de Landévennec. a) Localisation, b) vue aérienne du site (Google Earth).	36
Figure 9. a) Loc'h de Landévennec (1974) à marée montante (photo B. Hallégouët) ; b) Loc'h (1994) à marée descendante, photo B. Hallégouët.	37
Figure 10. Loc'h de Landévennec (1980) à marée haute (photo B. Hallégouët) ; Loc'h (2005) à marée basse (Google Earth).....	37
Figure 11. Localisation des sites situés dans la région Sud Bretagne.	38
Figure 12. Etang du Loc'h de Guidel. a) Localisation, b) Vue aérienne (Google Earth).....	39
Figure 13. Vues aériennes de l'étang du Loc'h de Guidel, photos E. Le Cornec.	40
Figure 14. Carte des ingénieurs géographes (1786) illustrant la zone du Loc'h de Guidel	40
Figure 15. Kerzine. a) localisation du site, b) vue aérienne (Google Earth)	41
Figure 16. a) Vue aérienne de l'étang de Kerzine, photo Erwan Le Cornec ; b) étang de Kervan-Kerzine.	42
Figure 17. a) Carte ingénieurs géographes (1786) ; b) Carte du Beautemps-Beaupré (1809).	42
Figure 18. Circulation atmosphérique globale schématisant les différentes cellules convectives de la troposphère (https://skepticalscience.com/jetstream-guide.html).....	43
Figure 19. Températures et précipitations annuelles dans le Massif Armoricaïn calculées sur la période 1961-1990 (d'après Météo France ; dans Gaudin, 2004).....	44

Figure 20. Configurations climatiques au-dessus de l'Europe résultant des schémas atmosphériques liés aux différents modes de la NAO « <i>North Atlantic Oscillation</i> » (Morley et al., 2014).....	45
Figure 21. Variations de l'indice de l'Oscillation Nord Atlantique depuis 1950 jusqu'à nos jours (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao_ts.shtml).....	46
Figure 22. Corrélation des événements de tempêtes en Bretagne avec les modes de variabilité climatique de type NAO et AMO (Van Vliet-Lanoë et al., 2014b).....	49
Figure 23. Régime des tempêtes et configurations NAO (Van Vliet-Lanoë et al., 2014b). GS : « <i>Gulf Stream</i> », NAC : « <i>North Atlantic Current</i> ». Les cercles représentent la trajectoire des tempêtes et leurs tailles sont proportionnelles à leurs intensités.	50
Figure 24. Teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère. Descente d'air polaire froid, dense et sec (violet) qui consiste en un anticyclone mobile polaire (http://tropic.ssec.wisc.edu/real-time/mimic-tpw/natl/anim/latest72hrs.gif).	50
Figure 25. Variations du $\delta^{18}\text{O}$ dans la calotte glaciaire de NGRIP et du niveau marin sur les 20,000 dernières années, les bandes bleues correspondent aux événements froids enregistrés autour de 11.4, 9.2 et 8.2 ka BP.	51
Figure 26. Subdivisions de l'Holocène (Walker et al., 2012) superposées sur la courbe des variations isotopiques enregistrées dans les glaces groenlandaises (NGRIP, échelle d'âge GICC05, Vinther et al., 2006 ; Rasmussen et al., 2006) et mises en parallèle avec les courbes d'insolation estivales 65 °N et 65°S (Berget et Loutre, 1991).	53
Figure 27. Carte des sites pris en compte dans la reconstruction des niveaux eustatiques Holocène par Goslin et al., 2013.	56
Figure 28. Evolution du niveau marin relatif en Bretagne, à partir des niveaux de tourbes de base (sur substrat non compactable) (Goslin, 2014).	57
Figure 29. Différentes configurations des modes NAO et AMO lors des événements de tempêtes en Bretagne (Van Vliet-Lanoë et al., 2014b).	58
Figure 30. Classification : a) Bioclimatique et b) biogéographique de la France (http://www.globalbioclimatics.org).	59
Figure 31. Transect végétal de la mer à la forêt. Ce profil théorique et schématique illustre un milieu-type littoral analogue à nos sites d'étude	60
Figure 32. Chronologies : climatique (Walker et al., 2012), pollinique (Morzadec-Kerfoun, 1974) et culturelle sur l'Holocène.	62
Figure 33. a) Tarière, b) Vis tarière motorisée de type 4X4 du BRGM, photos A. Hénaff.....	72
Figure 34. Prélèvements au carottier à percussion, photos A. Penaud.	73
Figure 35. Prélèvement au carottier russe, photos A. Fernane	73

Figure 36. Présentation des sites de prélèvement : abréviations, coordonnées et nombre de séquences sédimentaires prélevées par site.	74
Figure 37. Localisation du site de prélèvement Pors Milin (Google Earth).....	75
Figure 38. Localisation du site de prélèvement du Conquet (Google Earth).	75
Figure 39. Localisation du site de prélèvement des sédiments de Landévennec, photo B.Van Vliet-Lanoë.....	76
Figure 40. a) Localisation du site de prélèvement à Guidel, b) vue aérienne du site (Google Earth).	77
Figure 41. a) Localisation du site de prélèvement Kerzin, b) vue aérienne (Google Earth). ...	77
Figure 42. Quelques taxons Chironomidae principaux observés au cours de l'étude des différents enregistrements sédimentaires de la thèse. a) <i>Glyptotendipes pallens</i> -type, b) <i>Porpsilocerus</i> type N, et c) <i>Tanytarsus chinensis</i>	80
Figure 43. Cycle de vie des Chironomidae (Porinchi et McDonalds, 2003, modifié d'après Brodersen et Anderson (2000).	81
Figure 44. Quelques espèces de foraminifères benthiques observées au cours de l'étude. 1. <i>Favulina melo</i> , 2. <i>Lagena laeviscotata</i> , 3 et 4 <i>Asterigerinata</i> sp, 5 <i>Elphidium crispum</i> , 6 et 7 <i>Elphidium aculeatum</i> , 8 et 9 <i>Ammonia becarrii</i> , 10 <i>Paliolatella</i> sp, 11 <i>Paliolatella</i>	84
Figure 45. Cycle de vie des foraminifères (Murray, 2006).	85
Figure 46. Quelques taxons palynologiques principaux observés au cours de l'étude des différents enregistrements sédimentaires de la thèse : a) <i>Corylus</i> , b) <i>Quercus</i> , c) <i>Alnus</i> , d) <i>Salix</i> , photos E. Allan.	87
Figure 47. a) scénario idéal pour établir une fonction de transfert, b) confusion des influences des autres variables sur un gradient observé (adapté d'après Velle et al., 2010).....	96
Figure 48. Estuaire de l'Aulne. a) A gauche : l'Aulne à marée descendante découvrant les vases. b) A droite : l'Abbaye de Landévennec construite au Haut Moyen Age. Photos A. Fernane. Au total, cinq sorties terrain (Tableau 3) ont été réalisées dans l'estuaire de l'Aulne à bord du bateau Hésione de l'IUEM (Figure 48).....	101
Figure 49. a) Prélèvements de sédiments réalisés à bord du bateau Hésione, b) à l'aide d'un carottier type KAJAK de 50 cm de long et 10 cm de diamètre, photos, A.Fernane.	102
Figure 50. Localisation des stations échantillonnées lors de la sortie 4 (mai 2013, étoiles rouge, points Ax) et de la sortie 5 (septembre 2013 ; étoiles bleue, point Ax'). Les flèches positionnent les stations hydrologiques (ALx).....	103
Figure 51. Résultats de l'ACP réalisée sur les données environnementales. Dim 1 et Dim 2 représentent la première et seconde composante principale de l'ACP.....	106
Figure 52. Débits fluviaux moyennés sur l'Aulne sur 40 ans (Tagliorolo, 2008).	107

Figure 53. Diagramme simplifié des assemblages fossiles de Chironomidae (>2%) enregistrés lors de la sortie 4 sur l'Aulne (mai 2013). Les bandes surlignent des groupements notés Gx, centrés autour des stations hydrologiques (ALx), réalisés à partir de tendances similaires observées dans les taxons principaux.	110
Figure 54. Diagramme simplifié des assemblages fossiles de Chironomidae (>2%) enregistrés lors de la sortie 5 sur l'Aulne (septembre 2013). Les bandes surlignent des groupements notés Gx', centrés autour des stations hydrologiques (ALx), réalisés à partir de tendances similaires observées dans les taxons principaux.	111
Figure 55. Indices de diversité (nombre d'espèces et diversité de Shannon) obtenus pour chacune des stations Ax (sortie 4, mai 2013). La droite en pointillés matérialise la moyenne du nombre de taxons différents établie sur l'ensemble des stations Ax.	112
Figure 56. Indices de diversité (nombre d'espèces et diversité de Shannon) obtenus pour chacune des stations Ax' (sortie 5, septembre 2013). La droite en pointillés matérialise la moyenne du nombre de taxons différents établie sur l'ensemble des stations Ax'.	112
Figure 57. Présentation des résultats de l'ACP menée sur les résultats de la sortie 4 (mai 2013) (les codes des taxons sont en annexe 2).	115
Figure 58. Présentation des résultats de l'ACP menée sur les résultats de la sortie 5 (septembre 2013) (les codes des taxons sont en annexe 2).	116
Figure 59. Graphe présentant les données de précipitation à Brest sur l'année 2013 (http://www.infoclimat.fr/).	117
Figure 60. Résultats de l'ACP. Les variables complémentaires (taxons) sont représentées en bleu.	118
Figure 61. Photographies de l'espèce <i>Eukiefferiella devonica</i> -groupe trouvée dans l'estuaire de l'Aulne (10x50).	121
Figure 62. Photographies de l'espèce <i>Semiocladius</i> (Cranston et Dimitriadis, 2005).	121
Figure 63. Variation du nombre d'espèces de macro-invertébrés en fonction de la salinité dans les lacs (Williams et al, 1990).	123
Figure 64. Diagramme présentant les principaux taxons de Chironomidae (>2%) retrouvés dans la coupe du Loc'h de Landevennec.	125
Figure 65. Diagramme présentant les principaux taxons de Chironomidae (>2%) retrouvés dans la séquence du Conquet, en parallèle à la description du faciès et aux analyses granulométriques réalisées sur l'ensemble de la séquence.	131
Figure 66. Location map of the Porsmilin (PM) study area: a) core sites b) Sediment core locations.	141
Figure 67. Stratigraphic logs of study cores.	144
Figure 68. Calendar age-depth model based on ¹⁴ C dates (cf. Table 7).	146

Figure 69. Percentages of chironomid species identified in PM cores. The bands represent the breakdown of the sandy dune.....	149
Figure 70. Percentages of pollen species identified in PM cores. The bands represent the breakdown of the sandy dune.....	151
Figure 71. Palaeo environmental synthesis at Porsmilin in parallel with: (a) Summer insolation values at 65°N (Berger and Loutre., 1991). (b) $\delta^{18}\text{O}$ record from Greenland ice core (NGRIP, GICC05 timescale). (c) Hematite-stained grain abundances recorded over the North Atlantic (Bond et al., 2001). (d) Total solar irradiance (Steinhilber et al., 2009). (e) Seasonality quantification (°C) from a pollen analysis carried out in the Bay of Biscay, France (Naughton et al., 2007). (f) Brittany storms events (Van Vliet-Lanoë et al., 2014b). (g) Northern Europe storms (Sorrel et al., 2012). Grey bands represent Bond events.	155
Figure 72. Zoom between 5 and 6.2 ka BP: (a) <i>C.avellana</i> vs <i>Quercus</i> relative abundances recorded in PM cores. (b) Sea surface temperatures reconstructed from dinocysts in Northern Iceland (Solignac et al., 2006). Sea ice extent reconstructed from dinocysts in Northern Iceland (Solignac et al., 2006). Blue bands indicate the <i>Corylus/Quercus</i> anticorrelations. Grey bands represent the storms identified in Brittany (Van Vliet-Lanoë et al., 2014b).....	156
Figure 73. a) Location map of Guidel study area, b) sediment precise cores locations.....	163
Figure 74. Stratigraphic logs of the studied cores and granulometric analyses (Goslin, 2014).	167
Figure 75. Calendar age-depth model based on the ten ^{14}C dates obtained from GL3 (cf. Table 8). One date is rejected from the age model	169
Figure 76. Main foraminiferal species (>5%) identified in GL1 core represented in percentages. Grey bands underline phases characterized by non-calcareous species.....	172
Figure 77. Percentages of pollen species identified in GL3 core.	174
Figure 78. Palaeoenvironmental synthesis from Guidel (this study) and Pors Milin (Fernane et al., sous presse) sites. Yellow bands underline increasing human activity. Red bands represent intensives phases of human activity starting mainly during Middle Ages. Dotted Dotted lines mark the cold/humid periods characterized by major storm events reported from the region during the Neolithic (cf. Van-Vliet et al., 2014; Fernane et al., sous presse).	177
Figure 79. Localisation du site d'étude. a) localisation de Kerzine à l'échelle de la Bretagne, b) localisation du site de prélèvement KZ1 (données LIDAR, SHOM, IGN, LITTO-3D). ..	186
Figure 80. Log stratigraphique de Kerzine 1 (KZ1). Le sommet de la séquence se situe à +2.2 m NGF.....	190
Figure 81. Diagramme présentant la variation des assemblages de foraminifères benthiques (abondances > 2%) ainsi que 4 indice statistiques paléo-écologiques, en parallèle à la granulométrie (médiane en μm). Les bandes vertes soulignent des intervalles dont la granulométrie détritique est supérieure à 63 μm	192
Figure 82. Principaux taxons polliniques (>2%) observés dans la séquence de Kerzine et exprimés en pourcentages	195

Figure 83. Concentrations en grains de pollen et dinokystes de la séquence de Kerzine avec de gauche à droite : la lithologie (μm), les concentrations absolues (10^3 Nb individus/ cm^3) en pollen et en dinokystes, et le ratio dinokystes/(pollen+spores). Les bandes surlignées correspondent à des intervalles où la granulométrie est $>$ à $63\mu\text{m}$ 197

Figure 84. Corrélations stratigraphiques établies entre la séquence de Kerzine et Guidel (sites Morbihan). Comparaison avec les données palynologiques obtenues pour les côtes nord bretonnes (Pors Milin ; Fernane et al., sous presse). Les étoiles noires sont les dates obtenues et les étoiles blanches sont les dates en cours d'analyse. 200

Figure 85. Principaux résultats obtenus à Kerzine. Les bandes vertes soulignent les passées détritiques supérieures à $63\mu\text{m}$ et correspondent aux évènements d'intrusions marines (débordements de tempêtes). La bande orange souligne ici le maximum d'anthropisation. . 204

Liste des tableaux

Tableau 1. Associations végétales les plus caractéristiques d'un milieu donné de type littoral.	61
Tableau 2. Récapitulatif des analyses paléoécologiques, granulométriques et des datations effectuées sur chaque séquence (PM : Pors Milin, CQ : Le Conuquet, LAN : Landévennec, GL : Grand Loch' de Guidel, KZ : Kerzine). Les cases gris foncé symbolisent les données disponibles sur chacune des séquences (et inversement pour les cases gris clair) ; les « + » matérialisent les données acquises plus spécifiquement dans le cadre de cette thèse.	78
Tableau 3. Récapitulatif des différentes campagnes terrain, toutes réalisées sur l'estuaire de l'Aulne à l'exception de la sortie 3 qui s'est également réalisée en partie sur l'Elorn et Daoulas.	102
Tableau 4. Moyennes saisonnières calculées pour l'intervalle 1998-2007 des principaux paramètres physico-chimiques acquis mensuellement sur l'estuaire de l'Aulne, pour chacune des 5 stations hydrologiques ALx (Figure 50).	105
Tableau 5. Datations radiocarbone obtenues sur le sommet et la base de la coupe du Loc'h de Landévennec dans le cadre de cette étude mais aussi des travaux de P. Stephan* (2013). ...	124
Tableau 6. Datations radiocarbone obtenues sur la séquence du Conuquet.	129
Table 7. List of all ¹⁴ C dating obtained on Porsmilin cores. (* rejected dates).	145
Table 8. List of all ¹⁴ C dating obtained on Guidel cores (* rejected dates).	168
Tableau 9. Datations radiocarbone (4 dates obtenues et 4 dates en attente de résultats) pour la séquence de Kerzine 1 (KZ1).	187

INTRODUCTION

L'évolution du climat sur la période Holocène, qui couvre les 11,700 dernières années environ, a fait jusqu'ici l'objet de très peu d'études au niveau de la Bretagne (Morzadec-Kerfourn, 1974; Gaudin, 2004 ; Ollic, 2011 ; David, 2014). Celles-ci, s'inscrivant dans un contexte à la fois paléoenvironnemental et archéologique, présentent souvent un caractère local et ponctuel qui ne permet pas de replacer les changements paléoenvironnementaux observés dans un contexte climatique plus global (par exemple à l'échelle de l'Atlantique Nord). Pourtant, la Bretagne, par sa particularité géographique et son exposition océanique, constitue un milieu de prédilection pour l'étude du climat puisqu'elle est fortement exposée, à l'actuel comme ce fut aussi le cas par le passé, aux aléas climatiques typiques de l'Atlantique Nord (régimes de tempêtes notamment) induits par les changements de configurations atmosphériques et océaniques.

Ainsi, ce travail de thèse s'intègre dans le cadre du programme ANR COCORISCO (coordonné par Pr. A. Hénaff, UMR 6554 CNRS GEOMER-LETG, IUEM, Brest) qui porte sur les risques côtiers liés à la mobilité du trait de côte et à ses conséquences en termes d'érosion et de submersion. Ce vaste programme de recherche se propose de croiser les expertises géomorphologiques, géographiques, sociologiques, psychologiques, économiques et juridiques sur les espaces littoraux, de manière à améliorer la connaissance des processus côtiers (érosion et submersion), de la vulnérabilité des territoires qui y sont soumis, et de la représentation des groupes sociaux présents sur ces mêmes territoires. Ce programme comprend six tâches. Le présent travail de thèse s'intègre dans la tâche 2, intitulée « *signatures géologiques et historiques* » (C. Delacourt et B. Van Vliet-Lanoë, UMR 6538 CNRS Domaines Océaniques, IUEM, Brest), visant à constituer une base de données des événements météorologiques et marins extrêmes en remontant progressivement dans le temps, de l'époque actuelle à 6,000 ans BP (« *Before Present* », i.e. avant 1950).

La région Bretagne présente une grande diversité de milieux littoraux, avec la présence de rias, d'estuaires, de marais salants, *etc.* Or, les environnements côtiers sous influence fluviale sont des puits sédimentaires soumis à de forts taux de sédimentation qui offrent l'opportunité d'enregistrer les changements environnementaux passés sur des milliers d'années. Les milieux d'arrière-plage (dunes, lagunes, tourbières), abondamment présents dans la région, constituent des domaines protégés de l'érosion marine et renferment des

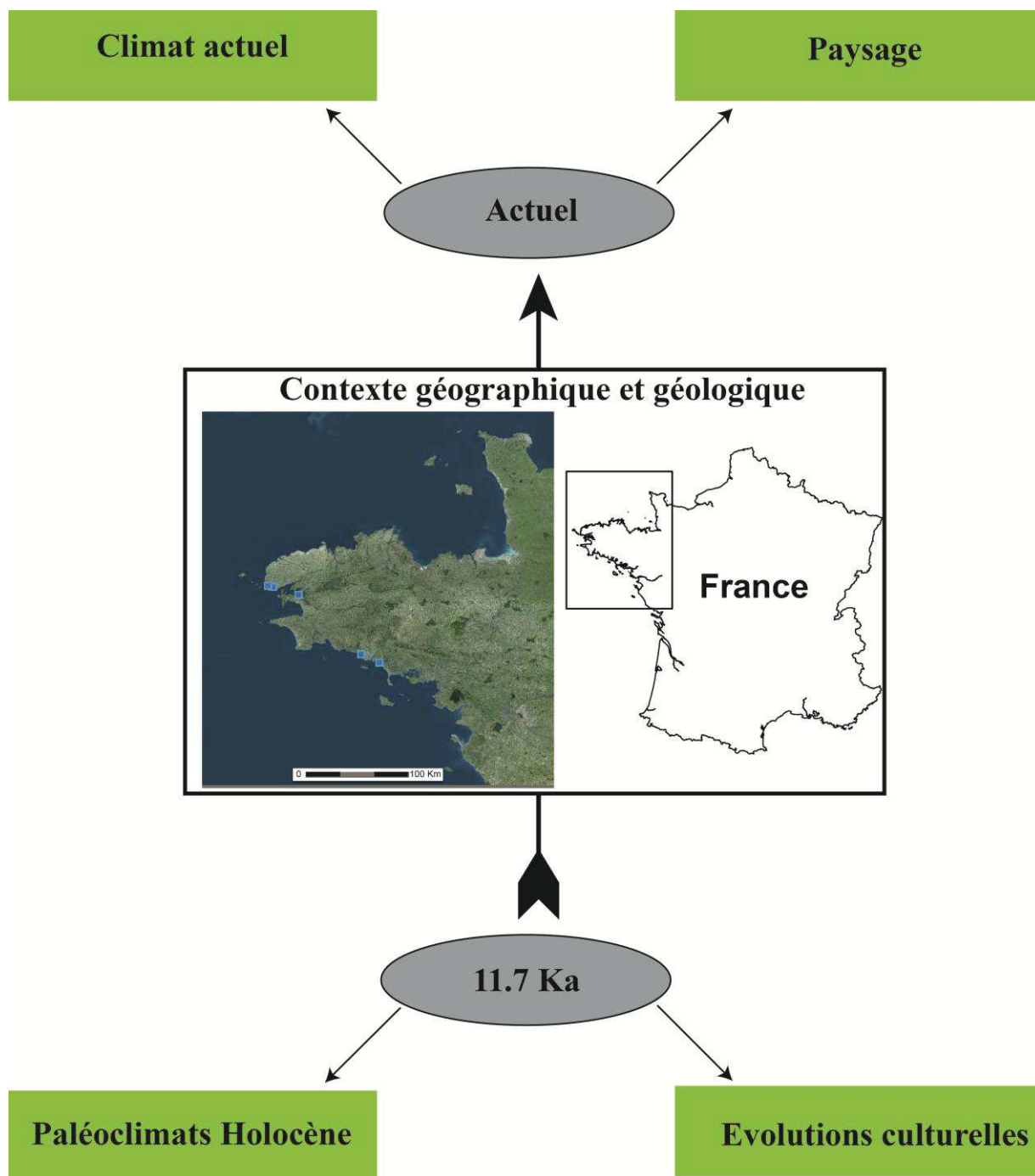
remplissages sédimentaires ayant potentiellement enregistré l'évolution séculaire et/ou millénaire du littoral breton, avec très certainement l'empreinte de certains événements hydrodynamiques majeurs (Sorrel et al., 2010 ; 2012 ; Van Vliet-Lanoë et al., 2014b, Baltzer et al., 2014 ; Goslin, 2014), mais aussi des traces de l'occupation humaine, dont certains auteurs ont montré le caractère précoce et croissant depuis le mésolithique (Visset et al., 1994 ; Gaudin, 2004 ; Joly et Visset, 2009).

Dans ce présent travail de thèse, nous nous proposons de conduire des reconstitutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques à partir de plusieurs séquences sédimentaires prélevées autour du littoral breton, afin de mieux comprendre la réalité des forçages naturels et/ou anthropiques sur les écosystèmes analysés. Pour mener à bien notre étude, nous avons développé une approche paléoécologique multidisciplinaire impliquant plusieurs disciplines complémentaires : sédimentologie et pétrographie (la plus grande partie de ces travaux a été menée dans le cadre de la thèse de Jérôme Goslin, soutenue en 2014), palynologie et micropaléontologie (paléoécologie des foraminifères benthiques ainsi que des diptères de type Chironomidae). Au final, l'analyse des séquences sédimentaires fournit une vision très précise et complète des fluctuations climatiques et environnementales qui ont caractérisé le Nord-Ouest de la France durant la seconde partie de l'Holocène, i.e. depuis les 6,000 - 7,000 dernières années, par : 1) une caractérisation spatiale et temporelle de la dynamique des changements environnementaux par rapport aux fluctuations climatiques, et 2) l'établissement d'un lien océan-continent sur les mêmes niveaux sédimentaires grâce au recoupement des informations délivrées par les organismes continentaux (végétation / Chironomidae) et marins (foraminifères benthiques).

Le présent manuscrit est structuré en 5 chapitres. Le Chapitre 1, intitulé « Contexte environnemental », porte sur la description détaillée du cadre géographique, climatique (actuel et passé) et anthropique de la région Bretagne. Ce chapitre se décline en 4 sous-parties dans lesquelles sont abordés : 1) le contexte géologique et géomorphologique, 2) le climat actuel, 3) les paléoclimats sur la période Holocène et 4) l'évolution des paysages en Bretagne depuis le Néolithique ancien jusqu'à l'actuel. Le Chapitre 2, intitulé « Matériel et méthodes », présente les moyens mis en œuvre pour prélever et échantillonner le matériel sédimentaire ainsi que les outils déployés pour analyser les archives sédimentaires. Les différents proxies (outils analytiques) sont détaillés d'un point de vue expérimental (procédures d'extraction des microfossiles notamment) et sont accompagnés d'informations concernant leur interprétation paléoenvironnementale. Les Chironomidae n'étant habituellement pas ou peu utilisés en

domaine littoral, le Chapitre 3 est consacré à une approche exploratoire de calibration de cet outil comme bio-indicateur de salinité en milieu côtier. Puis, les sous-parties du Chapitre 4 se déclinent sous la forme d'articles scientifiques discutant les conditions environnementales passées au cours des derniers 7,000 ans dans 3 secteurs géographiques différents. Le premier article présente l'évolution des conditions hydrologiques (régimes de précipitation) mais également d'occupation et d'utilisation des sols, à travers les informations croisées pollen-Chironomidae obtenues dans la Baie de Bertheaume (Finistère). Le second article présente les assemblages de pollen et de foraminifères benthiques obtenus dans le marais littoral de Guidel (Morbihan). Le troisième et dernier article de ce chapitre présente les assemblages de pollen et de foraminifères benthiques obtenus sur l'étang de Kerzine (Morbihan). Ce Chapitre 4 vise ainsi à comprendre l'évolution environnementale des paysages côtiers bretons au cours de la seconde moitié de l'Holocène, en discutant les principaux forçages climatiques et anthropiques décrits et analysés au cours de ces 3 ans de thèse, à partir de différents sites géographiques et outils paléoécologiques. Enfin, nous verrons en conclusion que ces travaux débouchent sur de nombreuses perspectives de recherche, aussi bien en termes de calibration de proxy que d'études paléoenvironnementales Holocène ; ces études s'insérant aujourd'hui dans un contexte de changement climatique accru par les activités humaines où la connaissance des processus côtiers (érosion et submersion) devient une des préoccupations sociétales majeures.

CHAPITRE I CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL



Dans un premier temps, nous exposerons le contexte géologique de la Bretagne ainsi que les contextes géomorphologiques des différents sites d'étude. Puis, nous définirons les caractéristiques climatiques qui prédominent en Bretagne actuellement, ainsi que celles qui ont prédominé par le passé (échelle Holocène). Enfin, nous détaillerons brièvement les différentes étapes culturelles qui ont jalonné l'Holocène depuis le Néolithique ancien.

PLAN CHAPITRE I

I.1 CONTEXTE GEOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE	25
I.1.1 HISTOIRE GEOLOGIQUE DU MASSIF ARMORICAIN.....	25
• OROGENESES CADOMIENNE ET HERCYNIENNE	26
• HISTOIRE MESOZOIQUE	26
• HISTOIRE CENOZOIQUE	27
• PLATE-FORMES LITTORALES	28
I.1.2 CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE DES SITES D’ETUDE	29
• PREAMBULE ET NOTIONS DE PEDOLOGIE.....	29
• CARACTERISTIQUES GENERALES DES SITES D’ETUDE EN FINISTERE... 30	
• CARACTERISTIQUES GENERALES DES SITES D’ETUDE EN MORBIHAN . 38	
I.2 CONTEXTE CLIMATIQUE ACTUEL.....	43
I.2.1 CIRCULATION ATMOSPHERIQUE	43
• A L’ECHELLE GLOBALE	43
• A L’ECHELLE DE LA BRETAGNE, LE ROLE ACTIF DE LA NAO.....	44
I.2.2 CIRCULATION OCEANIQUE.....	47
• A L’ECHELLE GLOBALE	47
• A L’ECHELLE DE LA BRETAGNE, LE ROLE ACTIF DE L’AMO	47
I.2.3 MECANISMES FORCANT DES TEMPETES ACTUELLES.....	48
I.3 EVOLUTION PALEOCLIMATIQUE HOLOCENE EN BRETAGNE.....	51
I.3.1 HOLOCENE : DEFINITION ET FORCAGES	52
• VARIABILITE LONG TERME	52
• VARIABILITE CLIMATIQUE RAPIDE MILLENAIRE INFRA-ORBITALE	54
I.3.2 EVOLUTION DU NIVEAU MARIN RELATIF ET MECANISMES FORCANT DES TEMPETES MAJEURES	55
• RECONSTRUCTIONS DU NIVEAU MARIN.....	55
• SCENARIIS DES FORCAGES IMPLIQUES DANS LES TEMPETES MAJEURES SUR L’HOLOCENE	57
I.4 EVOLUTION DES PAYSAGES : CLIMAT <i>VERSUS</i> ANTHROPISATION ET SUBDIVISIONS STRATIGRAPHIQUES ASSOCIEES	59
I.4.1 VEGETATION ACTUELLE EN BRETAGNE	59
I.4.2 EVOLUTION DE LA VEGETATION SUR L’HOLOCENE : TENDANCES LONG TERME.....	61

I.4.3 EVOLUTION CULTURELLE SUR L'HOLOCENE	63
• NEOLITHIQUE (8,500-4,500 ANS CAL BP)	63
• L' AGE DU BRONZE (4,500 – 2,700 ANS CAL BP).....	66
• L' AGE DU FER (2,700-2,000 ANS CAL BP)	67
• LA PERIODE GALLO-ROMAINE (2,000-1,500 ANS CAL BP) ET LE MOYEN- AGE (1,500-450 ANS CAL BP).....	67

I.1 CONTEXTE GEOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE

I.1.1 HISTOIRE GEOLOGIQUE DU MASSIF ARMORICAIN

Quatre domaines géologiques peuvent être distingués dans le Massif Armoricain en fonction de leur origine paléogéographique, de leur histoire sédimentaire paléozoïque, et de la nature et de l'âge des déformations qui les ont affectés (Figure 1):

- Le Domaine du Léon
- Le Domaine Nord Armoricain (DNA)
- Le Domaine Medio Armoricain
- Le Domaine Sud Armoricain (DSA)
-

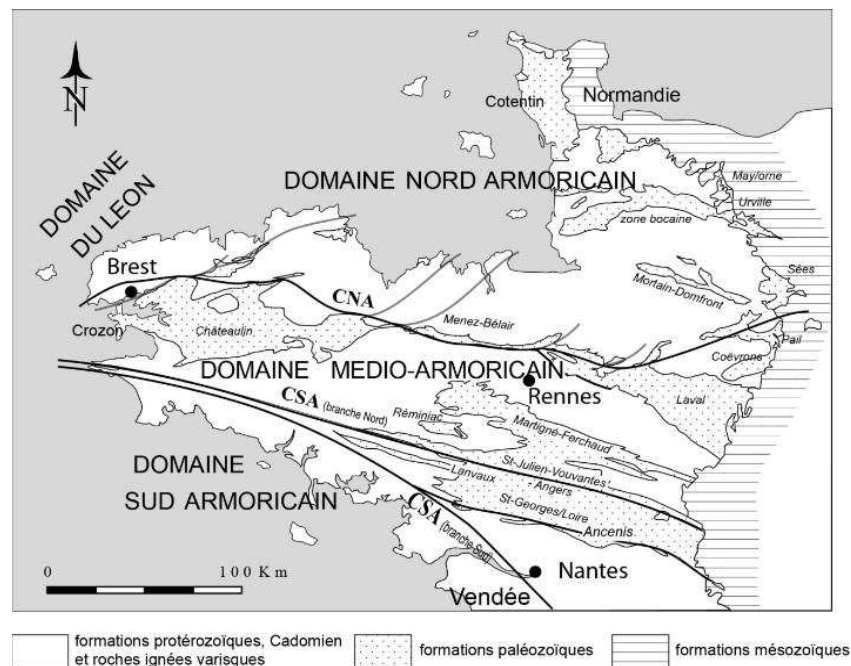


Figure 1. Carte géologique simplifiée du Massif Armoricain (Vidal et al., 2011).

Si l'origine paléogéographique du Léon reste discutée, les autres domaines font partie de la microplaque Armorica, située en bordure du Gondwana au Paléozoïque inférieur. Par ailleurs, ces domaines sont séparés par deux grandes zones de cisaillement : le Cisaillement Nord Armoricain (CNA) et le Cisaillement Sud Armoricain (CSA) (Figure 1). Le CSA, hérité de l'orogénèse hercynienne, est toujours tectoniquement actif comme illustré par une récente activité sismique (Perrot et al., 2005).

• OROGENESES CADOMIENNE ET HERCYNIENNE

Le Massif Armoricaïn fait partie de la chaîne hercynienne qui s'étend sur l'Ouest et le centre de l'Europe. Son architecture actuelle résulte de deux orogénèses successives, cadomienne (650-540 Ma) et hercynienne (465-370 Ma), avec des déformations ayant eu lieu, pour l'essentiel, au Dévonien et au Carbonifère (Ballèvre et al., 2013).

Durant l'orogénèse cadomienne, le Massif Armoricaïn était en bordure du Gondwana, proche de l'actuelle Afrique du Nord. Par conséquent, la chaîne cadomienne est considérée comme un fragment de la chaîne panafricaine, dénomination souvent considérée comme synonyme (Chantraine et al., 2001). Deux hypothèses sont avancées pour expliquer la formation de la chaîne cadomienne. La première hypothèse consiste en la subduction d'un océan situé au Nord du Massif Armoricaïn (Océan Celtique) qui aurait donné naissance à un arc insulaire et qui, par la suite, en rentrant en collision avec le continent, aurait formé la chaîne cadomienne. La seconde hypothèse avance que la chaîne cadomienne résulterait de la subduction d'un domaine océanique vers le Nord, jusqu'à la collision avec le supercontinent du Gondwana (Ballèvre et al., 2013). Enfin, l'orogénèse hercynienne résulte, quant à elle, d'interactions complexes entre trois super-continentes : Gondwana, Laurentia, Baltica, ainsi que des micro-continentes détachés du Gondwana comme Armorica et Avalonia.

• HISTOIRE MESOZOIQUE

Si l'on se réfère aux régions hercyniennes voisines (Cornouailles anglaises, Normandie), la Bretagne a été sujette à une pénélplanation importante depuis la fin de l'orogénèse hercynienne, à la fois via l'érosion et la pédogénèse continentales et via de modestes transgressions marines. L'histoire Mésozoïque du Massif Armoricaïn est mal connue car il n'y a pas de sédiments permo-triasiques (connus par ailleurs en Normandie, Bassin de Carentan) et trop peu d'affleurements d'âge Jurassique ou Crétacé sur le pourtour du Massif Armoricaïn, la Bretagne étant alors émergée (Wyns, 1991, Ziegler, 1992). Par la suite, la Bretagne s'est soulevée après la formation de l'Océan Atlantique, au début du Jurassique, permettant la mise en place de sables littoraux dans la région du Mans.

• HISTOIRE CENOZOÏQUE

Au Cénozoïque (depuis 65 millions d'années), la Bretagne reste émergée (Durand, 1960 ; Estéoule-Choux, 1967) et l'altération se poursuit, les transformant *in situ* en arènes, limons et argiles d'altération (riches en kaolinite) d'après Estéoule-Choux (1967).

L'Éocène inférieur (55 Ma) est caractérisé par une période d'altération importante des roches du substratum, sous des climats chauds et humides, déterminant des profils latéritiques de 70 à 100 m d'épaisseur. Les dépôts sédimentaires cénozoïques se sont associés à des conditions de régression marine favorisant les altérations du substratum et la conservation des milieux de dépôt (Wyns, 1991). Ces dépôts sont bien préservés dans des petits bassins tectoniques, comme les sables glauconieux éocènes à nummulites (petit bassin du Gâvres à l'Ouest de Kerzine ; cf. Hallégouët, carte géologique de Lorient, BRGM).

A l'Éocène supérieur, une phase tectonique importante affecte la zone armoricaine et la Manche occidentale. Cette phase est responsable du façonnement principal du relief actuel (Ziegler, 1992), mais la Bretagne occidentale et la marge sud armoricaine s'affaissent suite à la subsidence thermique liée à l'activité du rift atlantique, activité qui se poursuit encore actuellement (Pomerol, 1973 ; Delanoë, 1988). Le réseau hydrographique est déjà proche de celui connu à l'actuel et traverse la Rade de Brest du SE au NW (Hallégouët et Hénaff, 1993).

A la fin de l'Oligocène (23 Ma), deux épisodes tectoniques liés aux orogénèses alpine et pyrénéenne affectent la marge ouest européenne (Ziegler, 1992). A cette époque, la Bretagne est soulevée et un nouveau réseau de vallées se redessine à partir de l'ancien en relation avec la régression de la fin de l'Oligocène (Wyns, 1991).

Le Miocène est marqué, dans le Massif Armoricaire, par une série de transgressions marines, caractérisées par la mise en place de faluns calcaires dans un contexte tropical humide (Durand, 1960; Pomerol, 1973). Pendant le Miocène moyen, la Bretagne Occidentale est déjà émergée et les transgressions Langhien-Serravalien envahissent le nouveau système fluvial de vallées existantes (Rade de Brest, Vilaine, Bassin du Qiu au Sud de Dinan).

Au Néogène (15 Ma à actuel), avec la poursuite du refroidissement global du climat, des sables estuariens, les sables rouges, recouvrent le Miocène supérieur et le Pliocène moyen (de 9 à 2,4 Ma) dans un réseau fluvial quasi-identique à l'actuel. Ce réseau s'incise déjà jusqu'à la moyenne terrasse (Van Vliet-Lanoë et al., 2002; 2009). Sur la plateforme sud-armoricaine, des études (Delanoë, 1988) attestent que les incisions du réseau hydrographique

étaient déjà en place dès le Miocène moyen jusqu'à la moyenne terrasse ; des dépôts du Pliocène inférieur occupant une partie de l'estuaire de l'Elorn (Van Vliet-Lanoë et al., 2002). Ce caractère explique, avec la subsidence thermique, la présence de vallées ennoyées pénétrant fortement à l'intérieur des terres, les rias, comme celles du Conquet, les abers de la côte Nord Finistère, ou encore la Rade de Brest.

• PLATE-FORMES LITTORALES

Les plateformes littorales sont relativement anciennes, probablement pré-Eocène, voire Crétacé final au Sud du CSA ou sur les côtes de la mer d'Iroise. Ces plateformes sont subsidentes au moins depuis l'Eocène (Pomerol, 1973, Delanoë, 1988) et ont ensuite été déformées lors des phases compressives alpine et pyrénéenne.

Des paléo-niveaux marins remontant à 6.7 Ma (datations Résonance Paramagnétique de Spin ; Miocène supérieur), faillés et déformés, ont été observés dans l'Ouest (+5 m) (Van Vliet-Lanoë et al., 2002, 2009). On retrouve, par la suite, des niveaux littoraux datés à 2.2 Ma (+5m) en Morbihan, 460 ka sur la presqu'île de Crozon (+ 4m Pen Hat), ou encore 1.52 Ma pour le cordon littoral le plus ancien de Baie d'Audierne à (+10m). Au contraire, la côte nord bretonne ne présente que la séquence du dernier Interglaciaire (Hallégouët et Van Vliet-Lanoë, 1986). Les dépôts quaternaires sont essentiellement des dépôts littoraux résiduels, des nappes alluviales dans les vallées et des loess (dépôts éoliens de période froide) (Hallégouët, 1981; Lautridou et al., 1986). Les formations littorales Holocène constituent des ensembles sédimentaires meubles de galets, sables et bioclastes, pouvant s'organiser en cordons littoraux souvent positionnés à l'entrée des estuaires. En arrière de ces cordons littoraux se forment des estrans vaseux sous influence de la marée, ou des retenues d'eau douce de surfaces variables, évoluant en marais littoraux puis en tourbières.

I.1.2 CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE DES SITES D'ETUDE

• PREAMBULE ET NOTIONS DE PEDOLOGIE

Peu perméable, le sous-sol breton favorise le ruissellement de l'eau en surface créant ainsi un réseau hydrographique dense (1 km/km²). Celui-ci s'étend sur 30,000 km de cours d'eau et se découpe en plus de 560 bassins versants (BV) débouchant en mer (<http://bretagne-environnement.org/>). Les plus grands BV de Bretagne se trouvent au Sud : le BV de la Vilaine, à lui seul, occupe un tiers du territoire, mais on peut également citer les BV du Blavet et de l'Aulne. La partie Nord Bretagne est, quant à elle, caractérisée par de nombreux mais petits BV. La direction majeure d'écoulement des BV bretons est orientée Nord-Sud à l'exception de celui de l'Aulne qui a une orientation Est-Ouest (Bonnet et al, 1998).

La Bretagne, avant le grand développement de l'agriculture industrielle, est essentiellement recouverte par des sols acides, mésotrophes à oligotrophes développés sur des altérites de différents types : arènes granitiques limono-sableuses, altérites de schistes ou de gneiss limono-argileuses, argiles d'altération tropicale kaolinitiques héritées du Paléogène. Les altérites du Mio-Pliocène sont surtout des arènes sableuses qui supporteront des sols très acides comme les podzols et rankers (sols organiques drainés très acides).

Ces matériaux sont repris par la dynamique périglaciaire Quaternaire et souvent pollués de limons éoliens ou de loess remaniés à partir de la plateforme Manche ou de la plateforme Sud-Armoricaine. Les loess sont fréquents et épais (>1m le long de la côte Nord Bretagne). Ils sont rarement calcaires mais suffisamment fertiles pour permettre un lessivage d'argiles (sols bruns lessivés). Les pentes sont en relation avec un contexte périglaciaire et des précipitations faibles ; leur défrichement depuis le Néolithique les expose à des précipitations élevées de rang interglaciaire, ce qui génère très tôt une forte érosion des sols (Van Vliet-Lanoë et al. 1992).

Acides au début de l'Holocène, les sols ont vu leur fertilité croître avec les amendements organiques depuis le Néolithique pour passer à un statut mésotrophe et à un rajeunissement des profils pédologiques (Van Vliet-Lanoë, 1991; Van Vliet-Lanoë et Guillocheau, 1995 ; sols brunifiés: <http://www.sols-de-bretagne.fr/>). Avec la révolution verte des années 1970, les sols ont changé de statut et sont devenus à pH neutre voir alcalin (apports de lisier), ce qui favorise l'érosion des sols et également l'eutrophisation des cours d'eaux et des estuaires.

Les cinq sites, qui ont fait l'objet d'études paléoenvironnementales dans le cadre de cette thèse, sont localisés dans le département du Finistère, principalement autour de la Rade de Brest (Pors Milin, Ria du Conquet, Aulne), et dans le département du Morbihan (Guidel et Kerzine). Ces sites, d'âge Holocène, s'inscrivent dans le contexte général pédologique de la Bretagne, mais disposent chacun de spécificités décrites ci-après.

• CARACTERISTIQUES GENERALES DES SITES D'ETUDE EN FINISTERE

La Rade de Brest est une baie maritime semi fermée de 180 km² qui débouche sur la Mer d'Iroise par un goulet étroit de 2 km et d'une profondeur de 40 m (Figure 2). C'est un bassin peu profond dont la moitié de la superficie fait moins de 5 m de profondeur (Ni Longphurt et al., 2007). La Rade est alimentée par deux principales rivières, l'Aulne et l'Elorn, qui drainent un BV d'une superficie de 2,800 km².

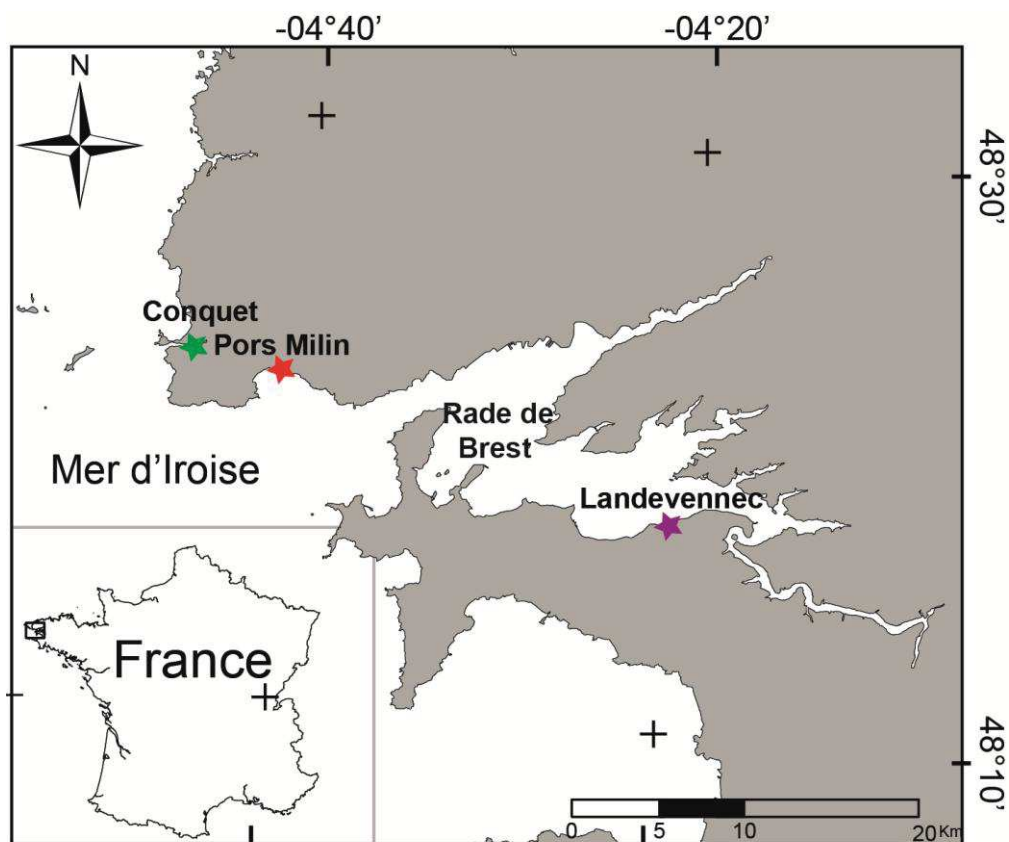


Figure 2. Présentation des sites d'études situés proches ou dans la Rade de Brest

La mise en place de la Rade de Brest débute après l'Oligocène inférieur avec le ralliement de l'Aulne et de l'Elorn par un cours d'eau installé dans l'axe du goulet de Brest. L'ensemble du réseau hydrographique s'oriente alors vers la mer d'Iroise. Ce nouveau tracé entraîne le creusement important des cours inférieurs de l'Aulne et de l'Elorn, creusement nettement favorisé à l'emplacement de la Rade actuelle par l'érosion différentielle, particulièrement efficace dans les schistes précambriens et paléozoïques. Des cours d'eau de moindre importance exploitent également les bandes appalachiennes de roches tendres et les zones de fracture. Les variations eustatiques de la fin du Tertiaire et du Quaternaire s'accompagnent d'une alternance de submersions et d'exondations de la Rade (variations glacio-isostatiques). Lors des phases froides (glaciations), la Rade est soumise à des processus d'érosion continentale (incision des cours d'eau entraînant un sur-creusement des vallées, gélifraction et solifluxion sur les versants) qui surexploitent les nombreuses zones de faiblesse litho-structurales ; les lits de rivières se retrouvent allongés et approfondis. Par la suite, la remontée du niveau marin (période interglaciaire) a ennoyé ces vallées incisées. Ces reliefs donnent naissance à la Rade de Brest (Hallégouët, 1994) et aux rias de manière générale, comme celle du Conquet notamment.

La Rade de Brest possède environ 50 cordons littoraux auxquels, souvent, sont associés des marais maritimes (Stéphan et al, 2004). L'abondance de ce type de morphologie côtière en Bretagne est favorisée par deux facteurs :

-l'extrême découpage du trait de côte où, sur de faibles distances, se succèdent pointes rocheuses et profondes rias, qui sont autant de secteurs d'érosion et de dépôt,

-l'abondance du matériel sédimentaire mis à la disposition des vagues (Stéphan, 2008).

Les sites d'étude en Finistère (Figure 2) correspondent principalement à des marais maritimes formés à l'arrière de cordons sableux. Ces accumulations de vases ou de limons, qui se déposent à l'abri des vagues et de la houle, constituent d'excellentes archives paléoenvironnementales puisqu'elles sont soumises à différents facteurs (précipitations, températures, vents, etc) qui conditionnent aussi bien leur morphologie que les caractéristiques écologiques qui leur sont associées (Davies et Johnson, 2006).

PORS MILIN

Le site de Pors Milin ($48^{\circ}21'19.62''\text{N}$, $4^{\circ}40'46.54''\text{O}$) consiste en une petite anse sableuse orientée Sud-Ouest qui se trouve en sortie de la Rade de Brest, dans l'anse de Bertheaume, à 20 km de Brest (Figure 3a). Au Nord de cette anse, un marais d'eau douce s'est mis en place en arrière d'un cordon sableux. Ce marais (altitude +6.50 NGF), pratiquement jamais ouvert sur la mer, est alimenté par un petit ruisseau qui draine un BV d'environ 280 ha. Quant aux bords Est et Ouest, ils sont délimités par de petites falaises rocheuses altérées et végétalisées (Figure 3b).

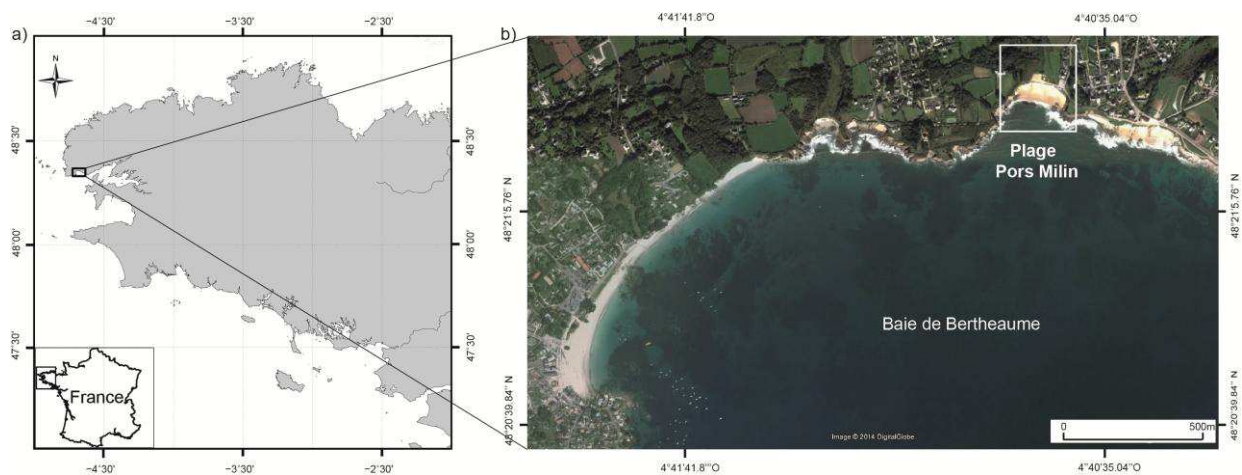


Figure 3. Plage de Pors Milin. a) Localisation géographique du site d'étude. b) Vue aérienne (Google Earth).

La partie intertidale de la plage a souvent fait l'objet d'études géomorphologiques et sédimentologiques dans le but de comprendre les dynamiques d'accumulation et d'érosion (Dehouk, 2006 ; Jaud, 2011). D'un point de vue hydrodynamique, la hauteur de la marée moyenne est d'environ 5.6 m et, lors des grandes marées printanières, la hauteur de la marée peut dépasser 7.3 m. A cause de son orientation Sud, la plage est modérément exposée aux vagues et aux courants d'Ouest. En période hivernale peu tempétueuse, l'apport et le dépôt des sédiments favorisent l'accrétion de la plage et du cordon dunaire, comme ce fut par exemple le cas entre 2003 et 2005. Par contre, depuis 2007, la récurrence d'hivers frais et tempétueux a causé une érosion importante de la plage, mettant en évidence la présence de plusieurs

niveaux tourbeux avec des souches d'arbres enracinées (chênes, noisetiers) et des troncs couchés (Figure 4). Le niveau principal affleure de 0 m NGF à - 6 m NGF. La présence de 2 tourbes et d'un paléo-cordon ont été observés en 2008 et le niveau le plus récent a été daté du XVIème Siècle ((Bertholon, 2008).



Figure 4. a) PM 2008, photo B. Van Vliet-Lanoë ; b) Affleurement de tourbe à Pors Milin, photo A. Penaud.

Durant l'hiver 2013-2014, la plage de Pors Milin a été soumise à 35 épisodes de tempêtes successifs, dont le plus impressionnant : la tempête Ulla (14 février 2014). Les vitesses de vents (> 120 km/h) et les hauteurs des vagues (> 8 m) ont causé de nombreux dégâts sur les infrastructures dont la destruction de la cale et d'une partie du cordon dunaire.



Figure 5. Impact de la tempête Ulla sur la dune de Trégana, photo B. Van Vliet-Lanoë, 2014.

Concernant le marais, sa mise en place s'est probablement faite en parallèle à la construction du cordon littoral, au fur et à mesure de la transgression Holocène. Aucune étude n'a jamais été réalisée sur ce site jusqu'à présent. Le cordon dunaire est tardif et s'est mis en place au XIII^{ème} siècle et pendant le Petit Age Glaciaire, en parallèle avec celui de Trégana, situé 1 km plus à l'Est (Van Vliet-Lanoë et al., 2014b ; Figure 5).

Notre intérêt pour ce site a été suscité par le bon état de conservation des tourbes affleurant sur le bas de plage, qui pouvaient potentiellement offrir un enregistrement stratigraphique continu pour les études paléoenvironnementales. La base de la formation tourbeuse a été datée à 7,000 ans cal BP et elle s'est formée lors de l'arrivée du niveau marin vers - 6 m NGF (Goslin et al., 2013 ; Goslin, 2014).

LA RIA DU CONQUET

La ria du Conquet ($48^{\circ}21'45.52''\text{N}$, $4^{\circ}46'29.68''\text{O}$), située à l'extrême Ouest du Massif Armoricain (Figure 6), est une ancienne vallée incisée dans les gneiss de Brest. En forme d'entonnoir, elle possède une longueur de 2.5 km et une largeur d'environ 500 m à l'embouchure.

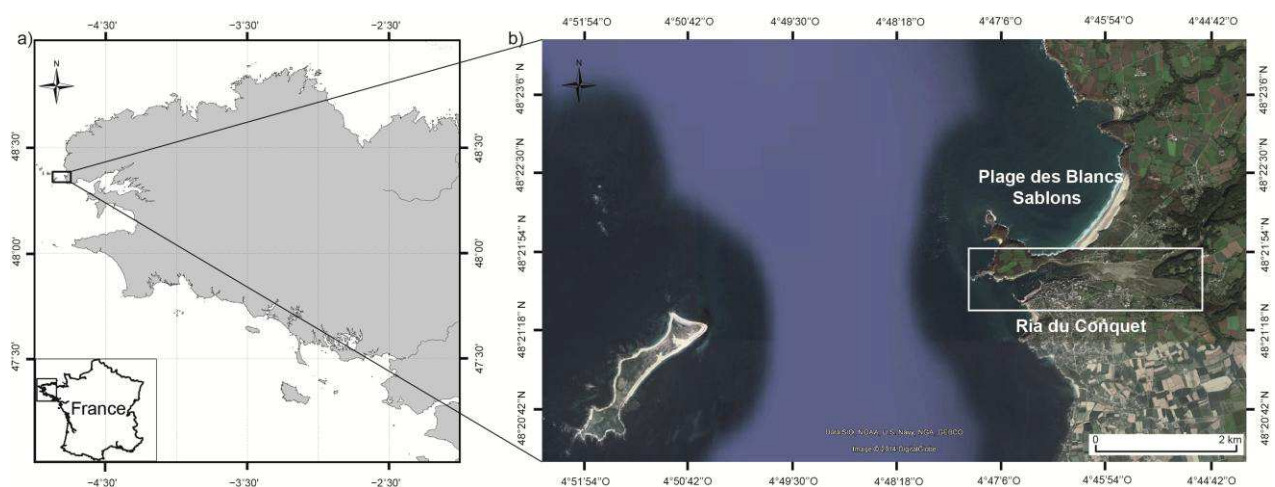


Figure 6. La Ria du Conquet. a) Localisation géographique du site d'étude. b) Vue aérienne du site (Google Earth).

La partie Nord est délimitée par la presqu'île de Kermorvan et la plage des Blancs-Sablons, et la partie Sud par la presqu'île de Kerjean. La partie Est, quant à elle, est délimitée par deux étangs : Kermorvan et Kerjean. D'un point de vue hydrologique, la ria du Conquet est sous régime intertidal puisqu'elle est soumise à l'influence des marées de type macrotidal, mais aussi à l'influence de la rivière de Kermorvan, son principal affluent. De cette hydrologie résulte le développement de milieux de schorre et de slikke en amont de la ria (Figure 7).

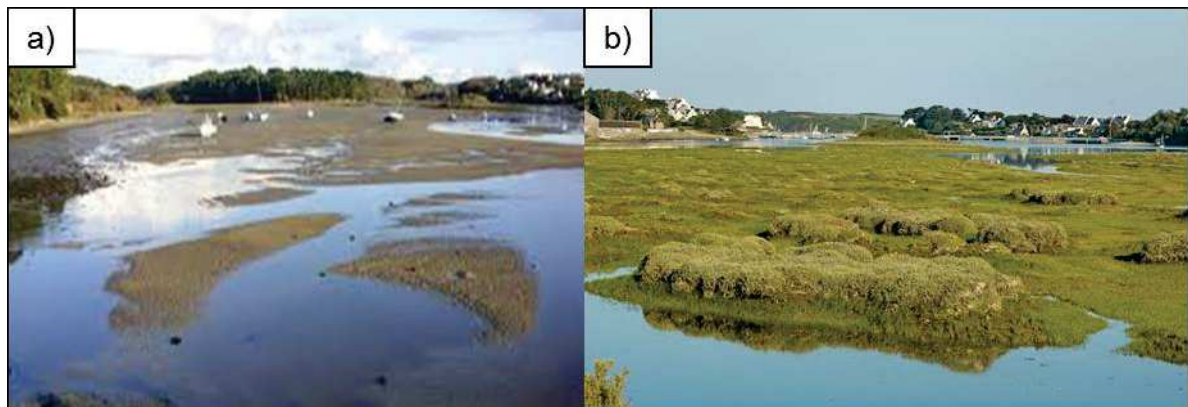


Figure 7. Ria du Conquet. a) vue amont, b) vue aval, Photos B.Van Vliet-Lanoë.

Contrairement aux autres sites étudiés (Guidel et Kerzine notamment), le site du Conquet n'a pas subi de colmatage complet lors de la transgression Holocène, probablement en raison des conditions hydrologiques qui y prédominent. En effet, les barrages entretiennent l'vacuation des sédiments en raison de la forte amplitude des marées et de l'exposition de l'embouchure, favorisent l'effet de la houle d'ouest.

La forte hétérogénéité spatiale qui caractérise le Conquet en fait un site à forte importance naturelle et écologique. Elle fait ainsi partie de plusieurs réseaux de protection : Parc Marin d'Iroise, Zone Ecologique de Nature Remarquable ZNIEFF2, et Natura 2000 au titre de la directive habitat. Notre intérêt pour la ria du Conquet a été principalement suscité par son orientation Ouest, qui confère à ce site une exposition directe aux houles et aux vents d'Ouest Atlantique. Les archives sédimentaires du Conquet peuvent, par conséquent, offrir un enregistrement continu des variations de l'environnement, ponctué par des événements hydrodynamique majeurs.

LE LOC'H DE LANDEVENNEC

Le site du Loc'h de Landévennec ($47^{\circ}41'10.34''\text{N}$, $3^{\circ}15'36.08''\text{O}$) est situé au sud de la Rade de Brest, sur la commune de Landévennec (Figure 8). Il consiste en un étang littoral formé à l'arrière de deux flèches sédimentaires. La flèche externe consiste en un édifice actif soumis à l'action des vagues, où seule la crête porte quelques traces de végétation. La flèche interne, de construction plus ancienne, est colonisée par une végétation halophile. Ces flèches interne et externe s'enracinent à l'Est et à l'Ouest, respectivement, formant ainsi un système de chicanes où le chenal permet le passage de l'eau à marées montantes et descendantes (Figures 9 et 10). Le Loc'h de Landévennec se retrouve, contrairement au site de Pors Milin, directement connecté à la mer.

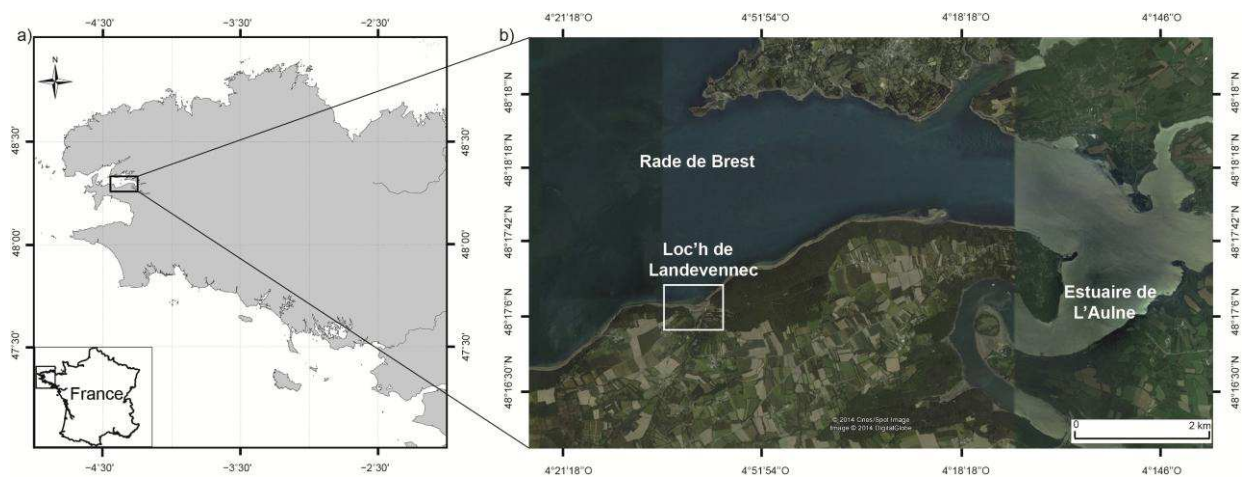


Figure 8. Le Loc'h de Landévennec. a) Localisation, b) vue aérienne du site (Google Earth).

La mise en place des deux flèches du Loc'h de Landévennec a depuis longtemps suscité la curiosité des chercheurs et a souvent, par conséquent, fait l'objet d'études géomorphologiques (Guilcher et al, 1957 ; Morel, 1997 ; Stéphan, 2008, Stéphan et Laforge, 2013).

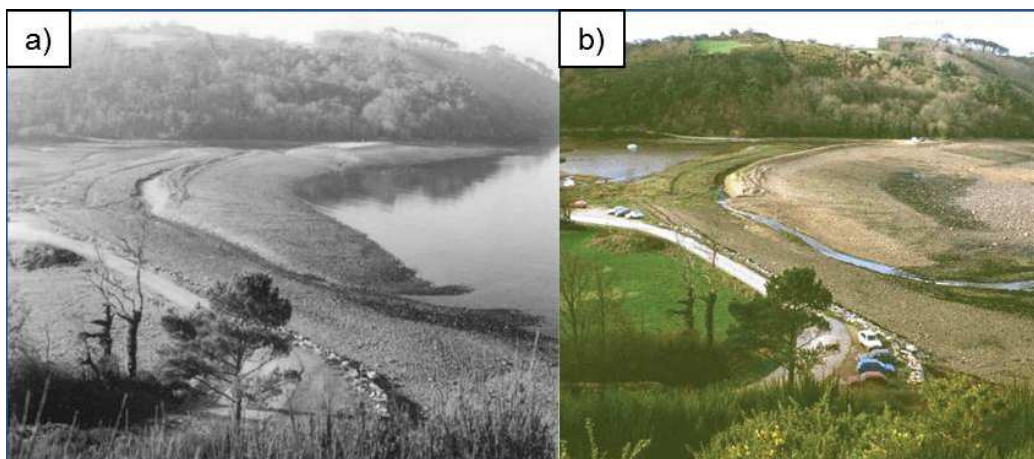


Figure 9. a) Loc'h de Landévennec (1974) à marée montante (photo B. Hallégouët) ; b) Loc'h (1994) à marée descendante, photo B. Hallégouët.

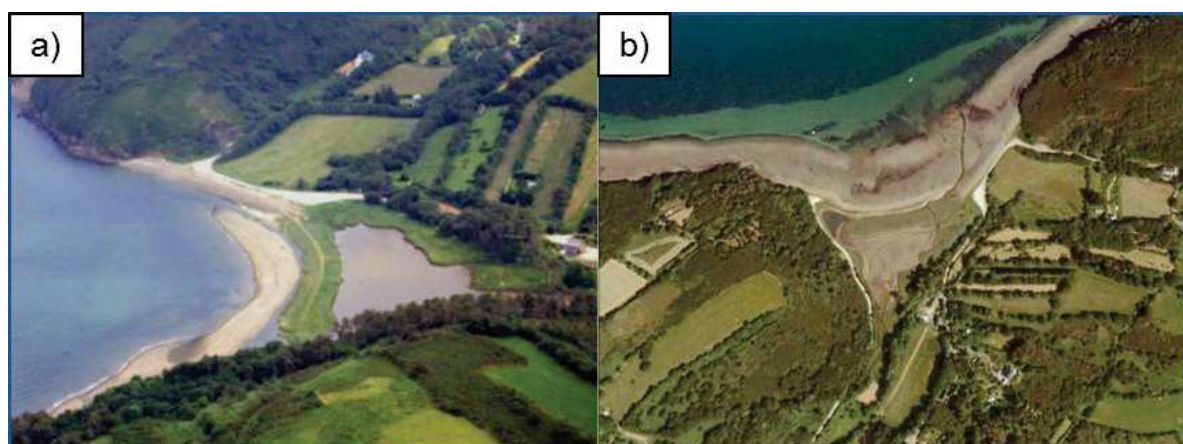


Figure 10. Loc'h de Landévennec (1980) à marée haute (photo B. Hallégouët) ; Loc'h (2005) à marée basse (Google Earth).

Le site présente un intérêt faunistique et floristique, reconnu par plusieurs organismes de protection des habitats. Intégré au Parc Naturel Régional d'Armorique, le Loc'h de Landévennec est classé site Natura 2000 au titre de la directive habitat et zone écologique de nature remarquable ZNIEFF1. D'un point de vue paléoenvironnemental, aucune étude n'avait été réalisée sur ce site jusqu'à présent. Les données archéologiques et morphologiques existantes sur ce site, couplées aux données paléoenvironnementales, devraient permettre de mieux appréhender le rôle de l'homme dans la mise en place de cet écosystème.

• CARACTERISTIQUES GENERALES DES SITES D'ETUDE EN MORBIHAN

Les sites étudiés sont présentés dans la figure 11. Contrairement à la côte Nord Bretagne, et plus particulièrement au Finistère, la côte Sud Bretagne a été mieux étudiée d'un point paléoenvironnemental. Ceci s'explique probablement par la richesse de cette côte en termes de sites archéologiques importants (alignements de Carnac, Table des Marchands) qui permettent, par conséquent, de discuter en parallèle les changements environnementaux avec l'installation des hommes dans le secteur.

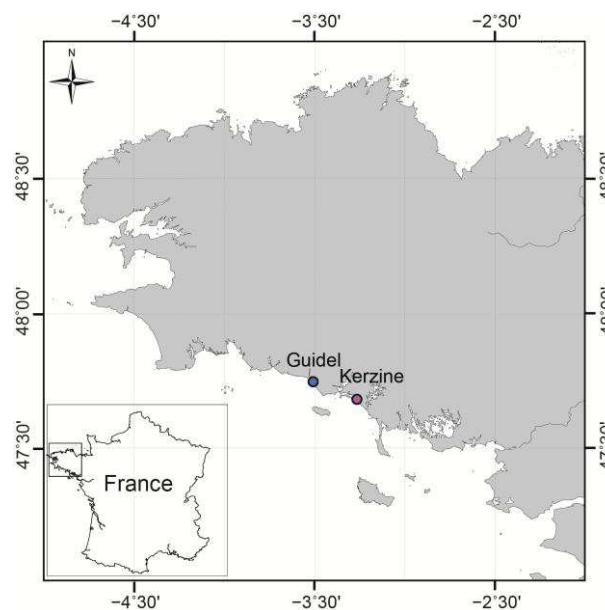


Figure 11. Localisation des sites situés dans la région Sud Bretagne.

La côte Sud de la péninsule armoricaine est caractérisée par une faible altitude et par la présence de grands cordons littoraux sableux. Comme pour la Rade de Brest, les sites étudiés dans le département du Morbihan sont des marais maritimes développés en arrière de cordons dunaires. Par cette approche, nous souhaitons comparer la Rade de Brest avec le Sud de la Bretagne, ces deux secteurs géographiques présentant des contextes environnementaux différents. En effet, alors que les sites étudiés dans la Rade de Brest enregistrent un signal environnemental plutôt local, notamment en raison de son étroit BV, les sites étudiés sur la côte sud bretonne (Figure 11) présentent un caractère plus régional puisqu'ils sont plus exposés à l'océan et aux apports des grandes rivières aux BV beaucoup plus conséquents.

GUIDEL

L'étang de Guidel ($47^{\circ}45'24.85''\text{N}$, $3^{\circ}30'27.82''\text{O}$) est situé dans la commune de Guidel, à l'est de l'estuaire de la Laïta (Figure 12). Cette commune littorale, ouverte sur l'océan, se caractérise par la présence d'un cordon discontinu qui ceinture la côte sur environ 4,5 km. En arrière se sont mis en place deux étangs, Guidel et Lannédec, séparés par des seuils rocheux. Le site d'étude consiste en un marais maritime offrant un paysage ouvert qui s'étire, au Nord (Figure 13), en une étroite vallée marécageuse traversée par le ruisseau de la Sauldraye et, au Sud, par des prairies qui recouvrent une surface de 70 ha. L'étang est séparé en deux grandes parties par un pont-digue : le Grand Loc'h (GL) au Nord et le Petit Loc'h (PL) au Sud qui consiste en un petit lac côtier.

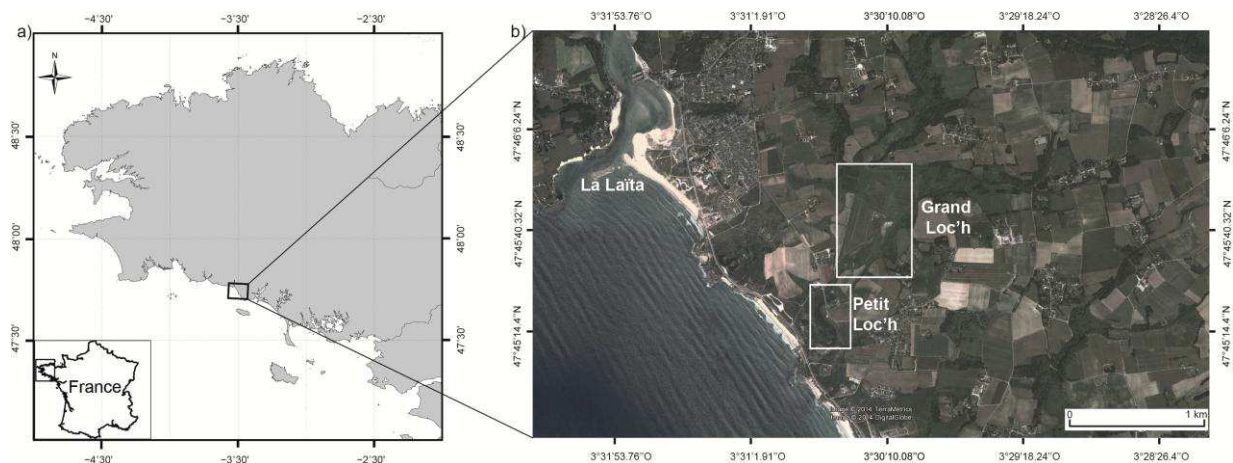


Figure 12. Etang du Loc'h de Guidel. a) Localisation, b) Vue aérienne (Google Earth)

Le paysage actuel de cette ancienne ria, progressivement emphyotée, est le fruit de facteurs naturels et humains. Il y a 8,000 ans, l'étang du GL était un bras de mer enfoncé dans les terres. Avec la transgression marine Holocène, le GL s'est retrouvé petit à petit comblé jusqu'à devenir un vaste marais littoral au 19^{ème} siècle. Dans un but de mise en valeur agricole, la poldérisation a été effectuée en 1884, année de mise en service d'une vanne à clapet qui permet de vidanger le GL lors des grandes crues de la Sauldraye et d'empêcher la remontée de l'eau marine. Le PL a été colmaté partiellement par des déblais de construction du pont-digue de 1960 à 1980 (J.P. Prichard, comm. pers.).



Figure 13. Vues aériennes de l'étang du Loc'h de Guidel, photos E. Le Cornec.

Le GL est alimenté par les précipitations ainsi que par le ruisseau de la Sauldraye, la trajectoire de cette rivière ayant fortement été modifiée à cause de la construction d'un réseau de canaux drainant le marais. L'écoulement des eaux douces se fait par la vanne en clapet. Une variation saisonnière du niveau d'eau est observée dans le Loc'h. En hiver, lorsque la rivière rentre en crue, la partie centrale de l'étang est inondée. Partout ailleurs sur le BV, le sol est saturé en eau. Au cours de l'été, le Loc'h ne s'assèche que partiellement puisque certaines mares et canaux sont permanents et une nappe d'eau persiste à environ 1 m de la surface du sol, favorisant ainsi l'établissement de conditions humides.

La présence d'une végétation halophyte sur le site, dénote d'une salinité importante dans le Loc'h malgré la présence de la vanne censée empêcher les intrusions marines. Deux hypothèses ont été proposées pour expliquer cette salinisation : la présence de reliquats d'eaux salées stockées quand la mer pénétrait encore dans le Loc'h ou la remontée et l'affleurement d'une nappe d'eau salée (Chapon, 1996).



Figure 14. Carte des ingénieurs géographes (1786) illustrant la zone du Loc'h de Guidel

L'histoire Holocène de l'étang du Loc'h, sa forte exposition aux courants de marée et aux vagues (altitude moyenne d'environ +2 m NGF), ainsi que sa valeur écologique comme espace naturel d'importance ont attiré notre attention pour réaliser une étude paléo-environnementale. Le Loc'h de Guidel est reconnu par plusieurs organismes de protection des habitats. Ce site est classé Natura 2000 à l'échelle européenne et Zone Naturelle d'Intérêt Ecologique Faunistique et Floristique au niveau national. Enfin, au niveau départemental, il est reconnu comme Espace Naturel Sensible.

KERZINE

Le site de Kerzine, et notamment les étangs (47°41'11.98"N, 3°15'32.01"O), se situent dans la région de Lorient, à l'arrière du plus long massif dunaire de Bretagne, entre la pointe du Gâvres et la pointe de Quiberon (Figure 15).

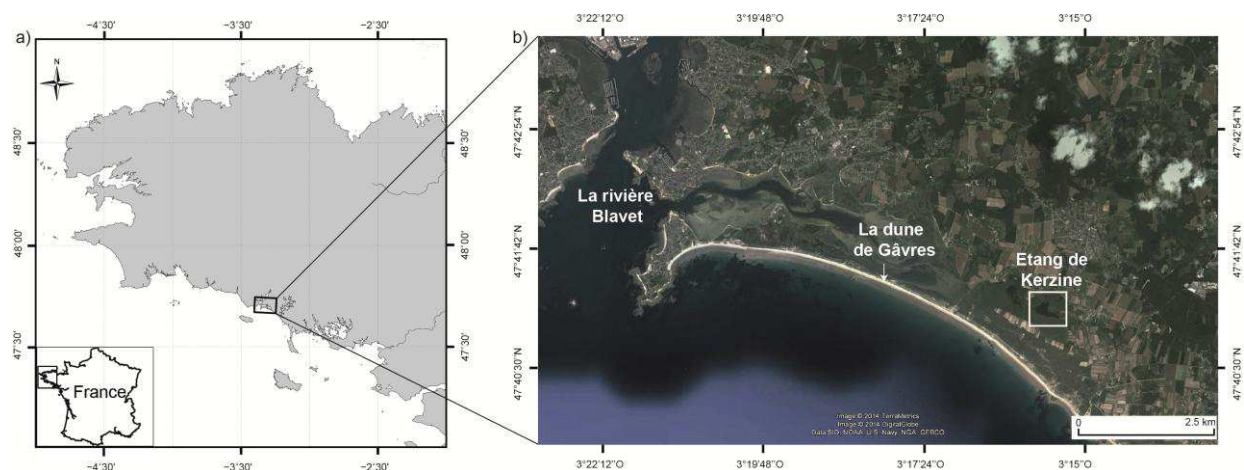


Figure 15. Kerzine. a) localisation du site, b) vue aérienne (Google Earth)

Du XVIIe au XIXe siècle, l'étang formait une seule entité, l'étang d'Ines, avec un niveau plus haut qu'à l'actuel (Figures 16 et 17). La séparation de l'étang de Kerzine s'est probablement produite au milieu du XXème siècle, après la seconde guerre mondiale et avant 1960, par la construction d'une route pour l'exploitation des sables dunaires qui ont servi à la reconstruction de Lorient (site Geobretagne).

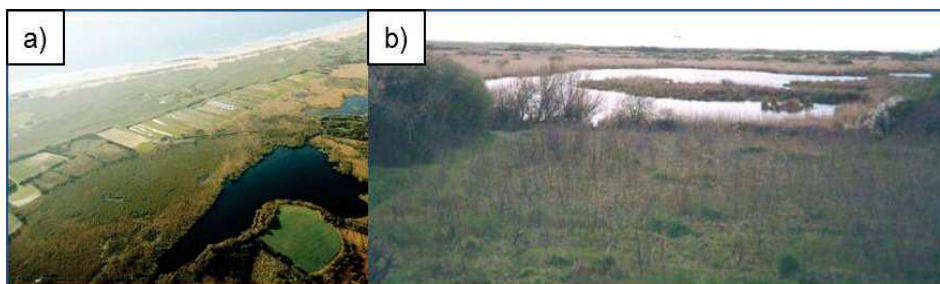


Figure 16. a) Vue aérienne de l'étang de Kerzine, photo Erwan Le Cornec ; b) étang de Kervan-Kerzine.

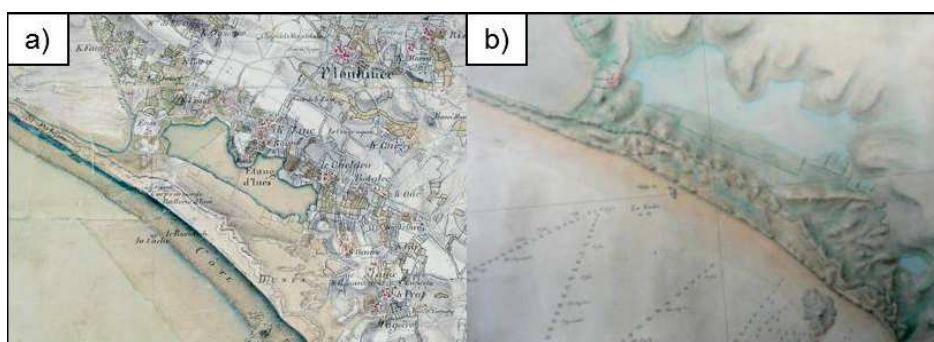


Figure 17. a) Carte ingénieurs géographes (1786) ; b) Carte du Beautemps-Beaupré (1809).

D'un point de vue hydrologique, le site est alimenté en profondeur par les eaux souterraines qui, en fonction des saisons, peuvent être très hautes. En surface, Kerzine est alimenté par les eaux de pluie drainées par le BV. Le site peut également se retrouver connecté à la mer par le déplacement latéral des eaux marines. Celles-ci peuvent remonter très haut dans les terres et tapisser le fond du lac sans se mélanger avec la nappe d'eau douce. La communication avec l'océan se fait par l'exutoire de Kervan qui débouche dans la dépression de Gâvres. Il est à noter que, malgré sa basse altitude sous le niveau des hautes mers de vives eaux (+2,5 m NGF), l'étang de Kerzine n'est jamais envahi par les hautes marées. Ceci est dû à la présence du grand massif dunaire de Gâvres.

Le grand massif dunaire de Gâvres, avec toutes les zones humides qui lui sont associées (marais, lagunes, landes, vasières), est classé zone Natura 2000. Notre intérêt pour ce site a été suscité par le besoin de fournir davantage de données paléoenvironnementales sur l'histoire de ce site patrimonial.

I.2 CONTEXTE CLIMATIQUE ACTUEL

I.2.1 CIRCULATION ATMOSPHERIQUE

- A L'ECHELLE GLOBALE

La rotation de la Terre autour d'un axe incliné, la plus grande concentration des continents dans l'Hémisphère Nord, les hétérogénéités océan-continent, ou encore les reliefs continentaux, se traduisent par une circulation atmosphérique complexe, bien que pouvant être classiquement schématisée par le biais de trois grandes cellules convectives entre l'équateur et les pôles, et ce, dans chacun des deux hémisphères (Figure 18):

Les cellules de Hadley (0-30°) qualifient les cellules de convection qui déterminent le climat de la bande latitudinale intertropicale (climats tropicaux et subtropicaux), tandis qu'à l'opposé les cellules polaires (60-90°) caractérisent les hautes latitudes, contribuant ainsi à modérer le déséquilibre thermique inter-latitudes via un transfert de chaleur des basses vers les plus hautes latitudes.

Les cellules de Ferrel (30-60°), cellules convectives intermédiaires des moyennes latitudes, déterminent notamment les régimes des vents d'Ouest (ou « *westerlies* ») qui caractérisent la façade Atlantique Nord-Est tempérée. Le climat moyen à ces latitudes est le plus souvent caractérisé par des zones de basses pressions à forte humidité (précipitations élevées).

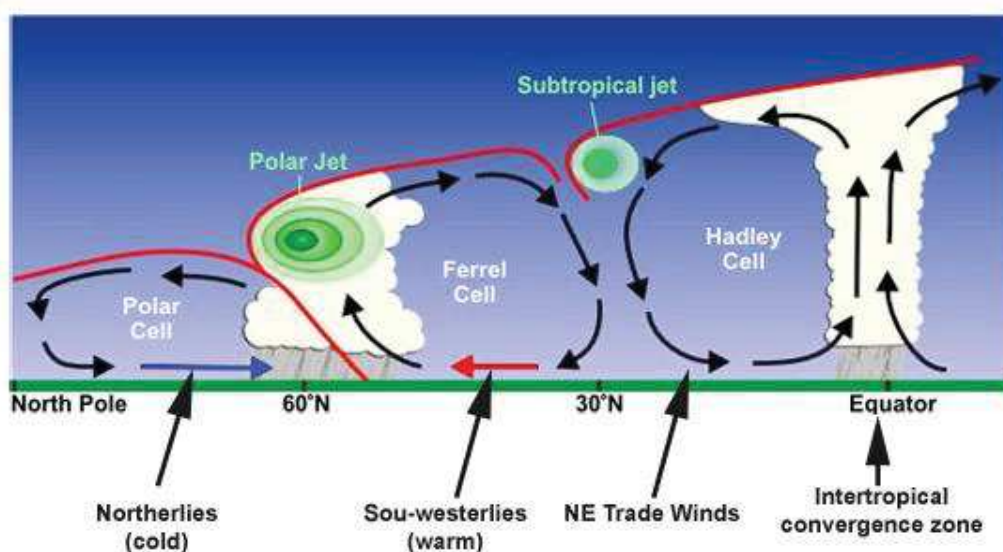


Figure 18. Circulation atmosphérique globale schématisant les différentes cellules convectives de la troposphère (<https://skepticalscience.com/jetstream-guide.html>).

Dans les hautes strates de l’atmosphère, au niveau de la limite troposphère-stratosphère (environ 10 km d’altitude), se trouve l’un des courants atmosphériques qui influe le plus sur le climat hivernal de l’Atlantique Nord et des régions avoisinantes: le « *Jet Stream* ». Il s’agit d’un couloir de vent de direction générale Est-Ouest, mais qui peut aussi présenter de grandes ondulations Nord- Sud, délimitant notamment la répartition des masses d’air chaudes et froides. Quand le climat se réchauffe, le « *Jet Stream* » monte en latitude, et inversement quand le climat se refroidit, décalant consécutivement les zones climatiques ainsi que les trajectoires principales des tempêtes.

• A L’ECHELLE DE LA BRETAGNE, LE ROLE ACTIF DE LA NAO

La Bretagne est située sur la frange littorale Atlantique à 48°N de latitude et se retrouve, par conséquent, soumise à un régime climatique de type tempéré à composante océanique. La proximité de l’océan, qui véhicule de l’air chaud et humide par l’intermédiaire des « *westerlies* », induit un climat régional doux à amplitude thermique très faible (faible amplitude des températures saisonnières : moyennes de 4-5°C en hiver, 17°C en été).

Les moyennes annuelles des températures et des précipitations en Bretagne varient d’un endroit à un autre en fonction de paramètres locaux tels que la distance à la côte, la topographie, l’altitude et la latitude. Les températures moyennes annuelles sont de l’ordre de 10-11°C, avec les températures les plus élevées observées sur la côte et une baisse de températures de l’ordre de 1°C lorsque l’on s’éloigne du littoral (Figure 19).

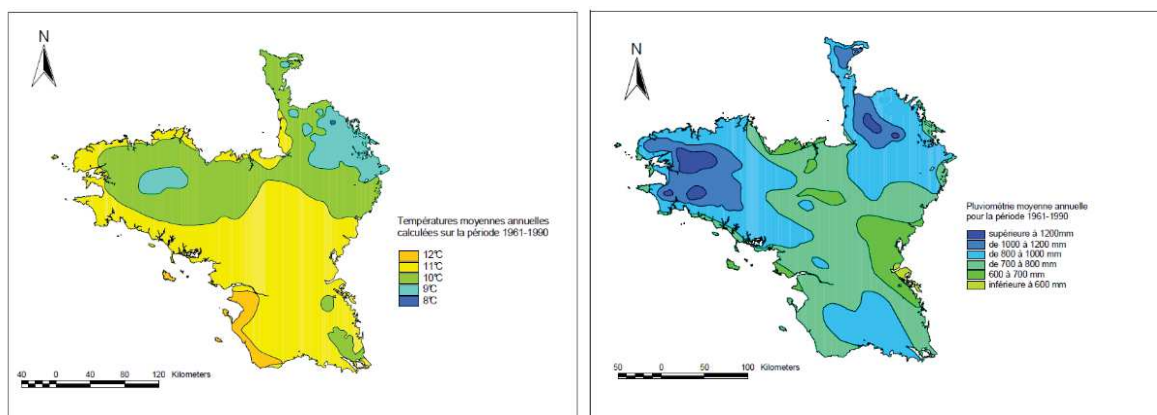


Figure 19. Températures et précipitations annuelles dans le Massif Armoricain calculées sur la période 1961-1990 (d’après Météo France ; dans Gaudin, 2004)

C'est dans les Monts d'Arrée (altitude >300 m) que les températures sont les plus fraîches avec une moyenne annuelle de 9°C. Concernant les précipitations annuelles moyennes (800mm/an), un gradient décroissant semble se dessiner de l'intérieur des terres vers les côtes, avec une moyenne de plus de 1,200 mm/an relevée dans les Monts d'Arrée résultant probablement du phénomène d'ascendance de l'air à l'approche d'un relief-barrière (processus orographique).

La Bretagne est soumise à des phénomènes climatiques atmosphériques naturels qui se traduisent par une grande hétérogénéité climatique sur l'Europe, à partir de quelques modes de téléconnexion (Trigo et al., 2008). Parmi ces mécanismes, l'Oscillation Nord Atlantique (NAO pour « *North Atlantic Oscillation* ») est le principal phénomène qui contrôle la variabilité climatique observée en Europe du Nord et en Europe du Sud en influant notamment sur les régimes de vents, de températures et de précipitations hivernales (Figure 20).

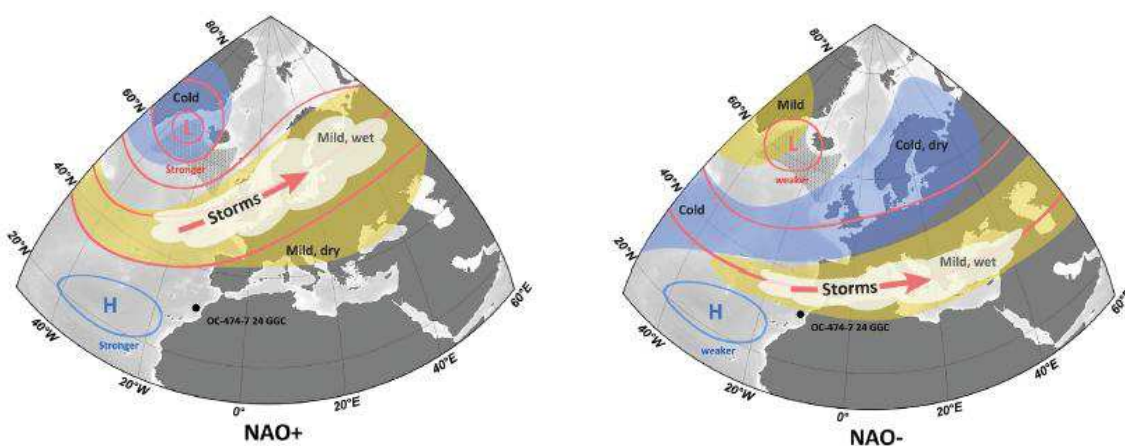


Figure 20. Configurations climatiques au-dessus de l'Europe résultant des schémas atmosphériques liés aux différents modes de la NAO « *North Atlantic Oscillation* » (Morley et al., 2014).

Plus largement, La NAO impacte les propriétés de l'océan et donc la circulation thermohaline (Sarfanov, 2009), la quantité des aérosols contenus dans l'air (Jerez et al., 2013), la fréquence et l'intensité des tempêtes (Van Vliet-Lanoë et al., 2014a, b), et les débits des rivières européennes (Colema et Budikova., 2013 ; Modjtahid et al., 2013).

L'indice de la NAO quantifie le gradient de pression atmosphérique enregistré dans l'Atlantique Nord entre 40°N (anticyclone des Açores : relevés de pression d'une station

météorologique à Lisbonne, Ponta Delgada, Gibraltar par exemple) et 60°N (dépression d'Islande : relevés de pression d'une station météorologique à Reykjavik). Cet indice est moyenné sur les 3 mois d'hiver (décembre à février, ou janvier à mars) (Hurrell, 1995, Hurrell et al., 2003). On parle de phase positive de l'oscillation (NAO+) lorsque les deux centres d'action (anticyclone des Açores et dépression d'Islande) sont simultanément intensifiés, et de phase négative de l'oscillation (NAO-) lorsqu'ils sont simultanément affaiblis. Cette oscillation détermine ainsi le positionnement et la trajectoire des dépressions dans l'Hémisphère Nord (Figure 20).

Les données instrumentales de la NAO montrent des alternances de phases négatives et positives sur des échelles de temps intra-saisonniers, intra-annuelles, décennales, voire pluri-décennales. A partir des données NAO récentes, on observe, par exemple, une récurrence et persistance de phases positives de la NAO entre 1989 à 1993 (Figure 21). Depuis 2005, nous sommes dans un mode à récurrence et persistance de phases négatives de la NAO à l'échelle décennale. Le rôle de la NAO sur les précipitations en Europe de l'Ouest et en Bretagne a été particulièrement clair entre 1995 et 2003 où de fortes précipitations et crues ont été enregistrées dans un régime de NAO positive dominante, avec 2 tempêtes violentes accompagnées de fortes pluies en fin du mois de décembre 1999 (Huet et al., 2001).

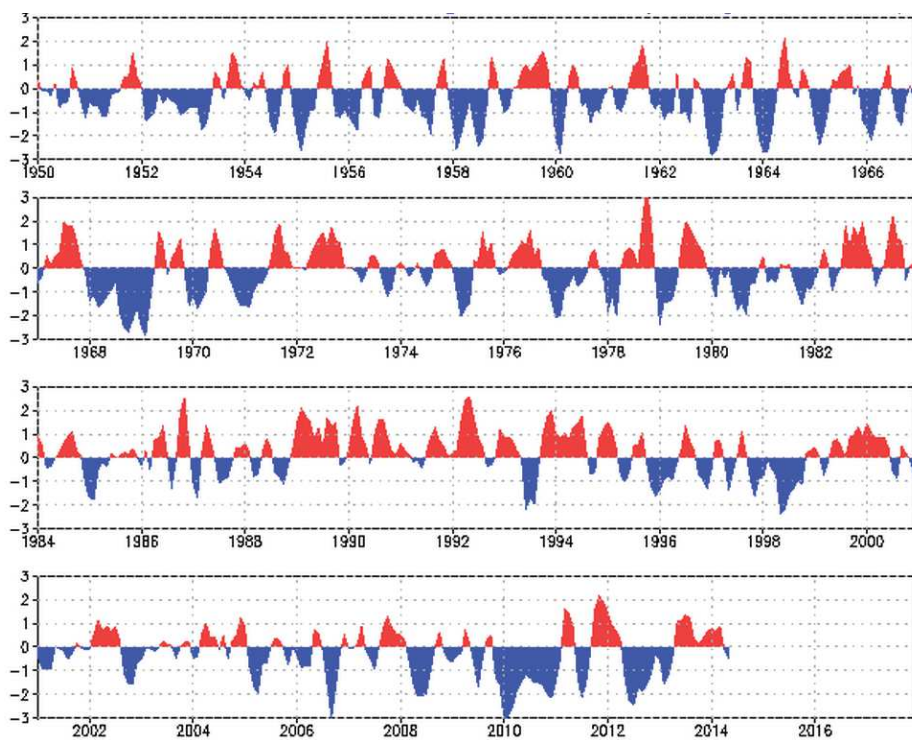


Figure 21. Variations de l'indice de l'Oscillation Nord Atlantique depuis 1950 jusqu'à nos jours (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao_ts.shtml)

I.2.2 CIRCULATION OCEANIQUE

• A L'ECHELLE GLOBALE

L'océan est le principal vecteur de chaleur sur la planète, il est donc d'une importance fondamentale pour le climat. Les eaux océaniques sont affectées par deux types de circulation : une circulation des eaux de surface guidée par les vents et la rotation de la terre, et une circulation à l'échelle de l'ensemble des bassins de la planète, la circulation thermohaline (THC pour « *thermohaline circulation* »). Celle-ci est guidée, en surface comme en profondeur, par la différence de densité (induite par les effets combinés de température et salinité) des différentes masses d'eaux océaniques. La THC convertit ainsi environ 15×10^6 m³/s d'eaux chaudes de surface en eaux profondes (Toggweiler et Key, 2001), tapissant les fonds de l'océan mondial entre 1,200 et 4,000 m de profondeur, et contribuant ainsi à la ventilation des fonds océaniques. La boucle de surface de cette circulation à grande échelle véhicule de la chaleur depuis les régions tropicales et subtropicales vers les pôles (environ 10^{15} W de chaleur des basses vers les hautes latitudes).

Le « *Gulf Stream* », courant de surface qui prend naissance dans le Golfe du Mexique, se dirige ensuite vers les hautes latitudes par l'intermédiaire de la Dérive Nord Atlantique, tout en longeant les côtes Ouest de l'Europe. Ce courant fournit en moyenne 15 w/m² de chaleur à l'atmosphère lors de son refroidissement et c'est notamment grâce à cet apport calorifique que l'Europe de l'Ouest bénéficie d'un climat relativement doux. En raison de son importance dans la définition du climat, le « *Gulf Stream* » est le courant le plus étudié en océanographie (Lund et Curry, 2006). Quant au taux de production des eaux profondes de l'Atlantique Nord (NADW pour « *North Atlantic Deep Water* »), il joue un rôle fondamental dans la définition du climat sur la planète. Son intensité varie entre un interglaciaire chaud (mode intense de la convection globale) et une période glaciaire froide (mode ralenti, voire convection profonde interrompue) (Galaasen et al., 2014).

• A L'ECHELLE DE LA BRETAGNE, LE ROLE ACTIF DE L'AMO

L'océan, par son inertie 300 fois supérieure à celle de l'atmosphère, est le principal puits de chaleur et aussi son principal vecteur. Les températures océaniques de surface (SST pour « *Sea Surface Temperature* ») représentent un outil classique en paléocéanographie pour

tracer la variabilité climatique (Reynolds et Smith, 1994). Les SST représentent aussi l'une des variables climatiques les plus importantes à considérer dans les rétroactions climatiques et dans la machine climatique au sens large (Deser et al., 2010).

L'Oscillation Multi-décadale de l'Atlantique (ou AMO pour « *Atlantic Multidecadal Oscillation* ») décrit la variabilité des températures de surface sur l'ensemble de l'Atlantique Nord. L'indice climatique de l'AMO est évalué par des indices moyennant les températures de surface sur l'ensemble de la région Atlantique Nord (Enfield et al., 2001 ; Knight et al., 2005). Cette oscillation est régie par la pénétration des UV solaires dans l'océan intertropical, lié à l'activité solaire et au réchauffement de la masse océanique intertropicale (Van Vliet-Lanoë, 2013; Knudsen et al., 2014). Les analyses spectrales menées sur des données expérimentales de cet indice montrent une échelle de variabilité de l'ordre de 50 à 80 ans, avec une distribution spatiale particulière.

I.2.3 MECANISMES FORCANT DES TEMPETES ACTUELLES

Les zones côtières sont des zones de transition terre-mer et constituent par conséquent un réceptacle pour les produits sédimentaires venant des deux origines continentale ou marine. La sédimentation dans ces milieux est souvent ponctuée par l'arrivée de sédiments plus grossiers, les « *washover fans* », mis en place lors d'évènements de tempêtes avec débordements des vagues dans les lagunes d'arrière de cordon.

Une analyse des conditions de récurrence et des mécanismes climatiques de forçages pour les évènements les plus extrêmes a été menée à partir d'archives régionales bretonnes (Van Vliet-Lanoë et al., 2014). Les enregistrements de tempêtes de 1850 à l'actuel, en relation avec les données climatiques et météorologiques, ont permis de définir les conditions primordiales de forçages pour les évènements les plus destructeurs. La majorité des évènements tempétueux les plus extrêmes semble ainsi coïncider avec des épisodes de refroidissement sous contrôle de l'activité solaire et des températures de surface de l'océan intertropical assez élevées (AMO positive) (Figure 22). En effet, à l'échelle globale, plusieurs phénomènes climatiques ont déjà été imputés aux variations de l'AMO (Knight et al., 2006). Dans l'Atlantique Nord, l'AMO serait ainsi impliquée dans la formation des plus fortes tempêtes (Goldenberg et al., 2001). Les conditions de type AMO⁺ doivent également être accompagnées par des récurrences décennales de type NAO négative (NAO⁻) (Van Vliet-

Lanoë et al., 2014b). Ainsi, les tempêtes se dérouleraient généralement lors de bascule de mode de la NAO (sur quelques jours à quelques mois) pendant une période à prédominance NAO négative. En effet, lors de périodes de mode décennal NAO⁺ (Figure 23), les tempêtes d’Ouest sont fréquentes mais modérées : le contraste thermique entre les masses d’air de part et d’autre du « *Jet Stream* » est peu marqué sur la côte Ouest de l’Atlantique. Lors de périodes de mode décennal NAO-, le « *Jet Stream* » présente de grandes ondulations depuis la Scandinavie jusqu’au Sud du Maroc, induisant un contraste thermique abrupt entre l’air froid/sec et l’air tropical chaud/humide, notamment sur la côte Est des Etats-Unis (Figure 23).

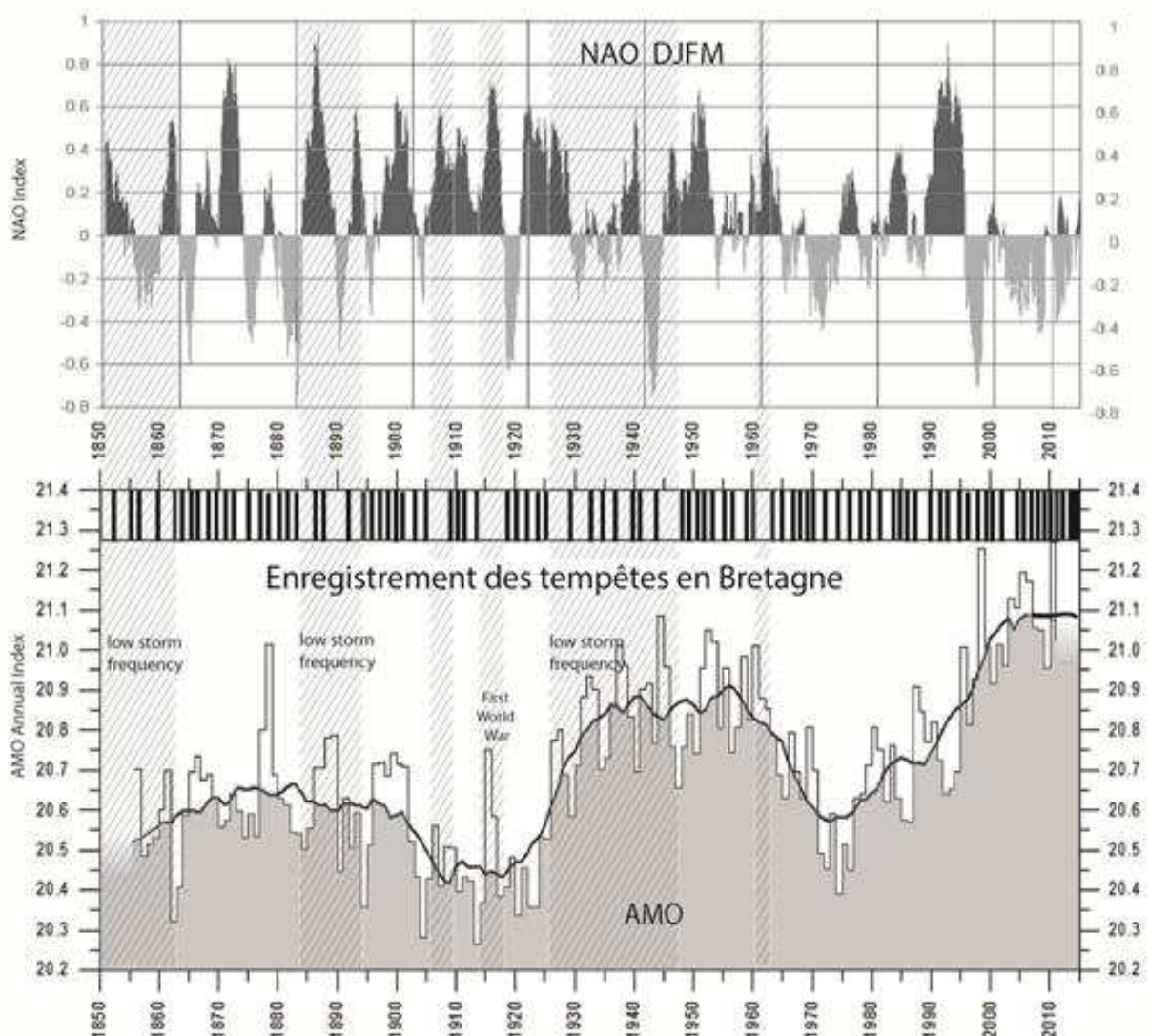


Figure 22. Corrélation des événements de tempêtes en Bretagne avec les modes de variabilité climatique de type NAO et AMO (Van Vliet-Lanoë et al., 2014b).

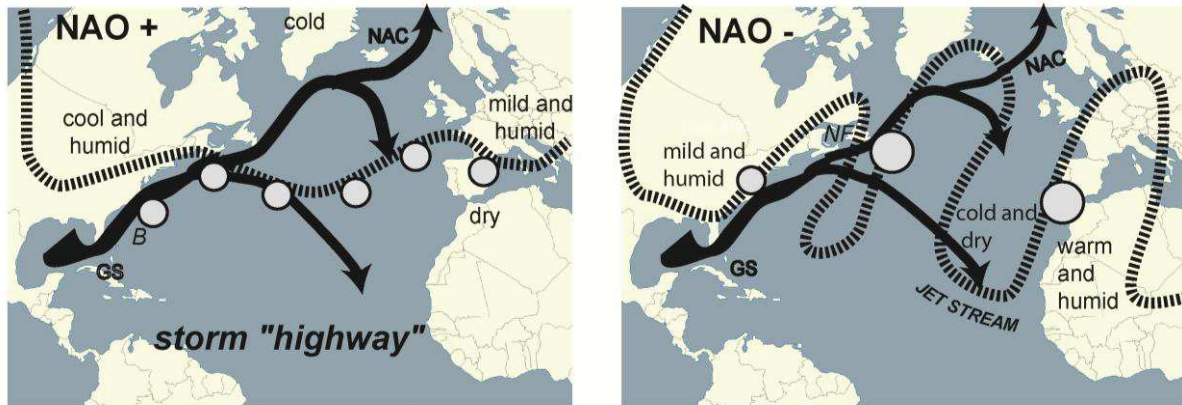


Figure 23. Régime des tempêtes et configurations NAO (Van Vliet-Lanoë et al., 2014b). GS : « Gulf Stream », NAC : « North Atlantic Current ». Les cercles représentent la trajectoire des tempêtes et leurs tailles sont proportionnelles à leurs intensités.

Ainsi, en période de NAO négative, les descentes d'air froid polaire, ou anticyclones mobiles polaires, chassent l'air tropical humide vers le Nord (Leroux, 2010). Cet air chaud et humide monte vers le Nord-Ouest le long d'une zone chaude de l'océan, le « Gulf Stream » en l'occurrence, et se transforme en cyclones, voire en tempêtes selon la violence du contraste thermique (Figure 23).

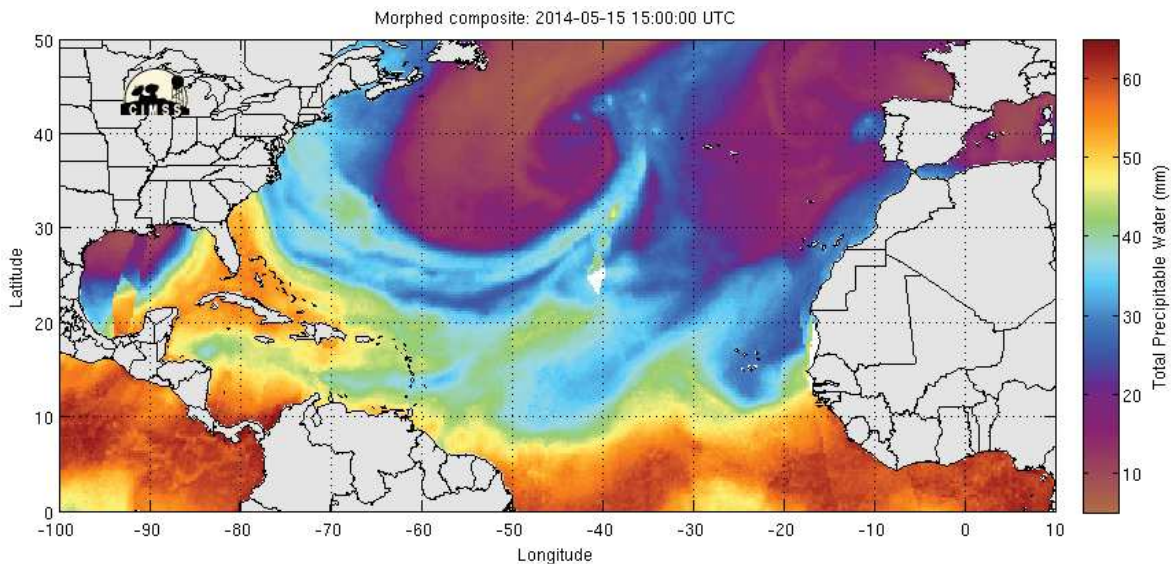


Figure 24. Teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère. Descente d'air polaire froid, dense et sec (violet) qui consiste en un anticyclone mobile polaire (<http://tropic.ssec.wisc.edu/real-time/mimic-tpw/natl/anim/latest72hrs.gif>).

I.3 EVOLUTION PALEOCLIMATIQUE HOLOCENE EN BRETAGNE

L'Holocène a longtemps été considéré comme une période de relative stabilité climatique où seulement trois événements froids notables sont relevés autour de : 11.4, 9.2, et 8.2 ka cal BP (Figure 25). Cependant, ces 3 événements majeurs au regard de l'Holocène montrent de faibles amplitudes thermiques au regard de celles reconstruites lors des événements climatiques abrupts de la dernière période glaciaire (Figure 25). Ainsi, l'Holocène a suscité beaucoup moins d'intérêt auprès de la communauté scientifique et les études se sont souvent portées sur les quelques grands événements climatiques ponctuels cités ci-dessus (notamment l'événement du 8.2 ka cal BP). Pourtant, de nombreuses études, menées sur des archives géologiques marines (e.g. Bond et al., 1997, 2001), terrestres (e.g. Davis et al., 2003), ou glaciaires (e.g. O'Brien et al., 1995), montrent que les fluctuations climatiques Holocène sont significatives et de périodicités variables. Comprendre les mécanismes forçant de ces perturbations climatiques, de l'échelle orbitale jusqu'à l'échelle des oscillations climatiques décennales qui caractérisent l'atmosphère et l'océan, devient une préoccupation sociétale majeure au regard du changement climatique futur dans un monde de plus en plus impacté par l'Homme.

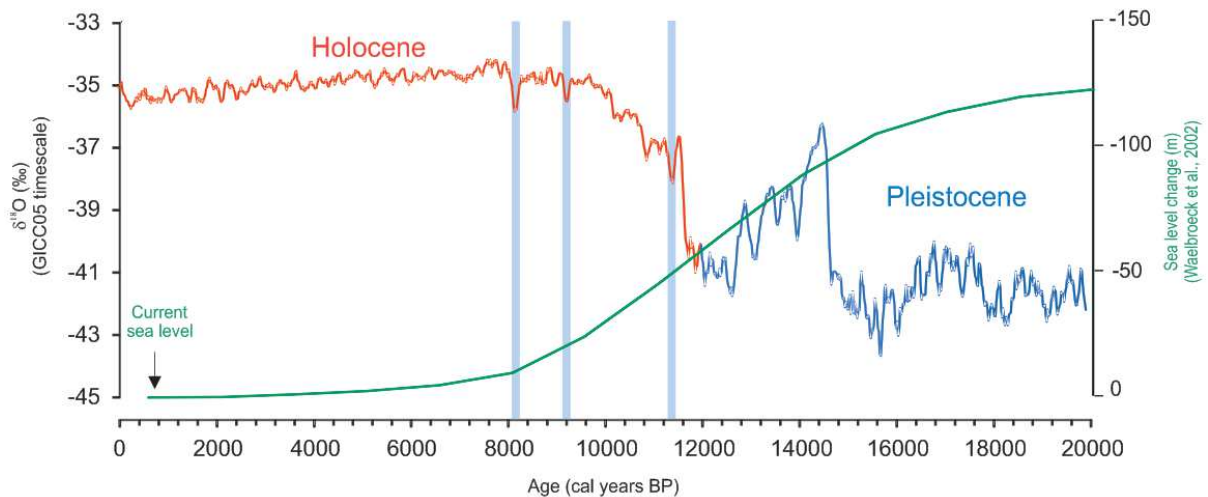


Figure 25. Variations du $\delta^{18}O$ dans la calotte glaciaire de NGRIP et du niveau marin sur les 20,000 dernières années, les bandes bleues correspondent aux événements froids enregistrés autour de 11.4, 9.2 et 8.2 ka BP.

I.3.1 HOLOCENE : DEFINITION ET FORCAGES

- VARIABILITE LONG TERME

L'Holocène correspond à la période interglaciaire actuelle, débutée il y a environ 11.7 ka BP et succédant à la dernière période glaciaire du Pléistocène. En plus de son évolution climatique dictée par de nombreux forçages externes et internes à la machine climatique, l'Holocène présente la particularité de soutenir l'évolution de nos sociétés modernes.

Cet intervalle climatique est le plus accessible et le mieux conservé dans les séries sédimentaires. Il se trouve donc être d'ores et déjà bien documenté à travers de nombreux enregistrements continentaux ou marins à travers le monde. Ainsi, les avancées technologiques (datations, chronologies plus robustes des archives glaciologiques, marines ou terrestres) et le développement d'outils statistiques performants (fonctions de transfert appliquées aux données microfossiles mais également analyses spectrales appliquées aux séries de données géologiques) ont contribué à fournir une grande base de données mondiales sur l'Holocène au cours de ces dernières décennies (e.g. Wanner et al., 2011).

Un groupe de travail international, constitué d'experts en stratigraphie (« *Subcommission on Quaternary Stratigraphy* ») et d'un groupe de travail (« *working group* ») du programme INTIMATE (« *INTEgrating Ice core, MARine and TERrestrial records* »), s'est questionné sur la nécessité de subdiviser à nouveau l'Holocène selon une stratigraphie officielle, afin d'homogénéiser notamment l'usage de 3 limites temporelles dans la littérature, à savoir l'Holocène inférieur (11.7 à 8.2 ka cal BP), moyen (8.2 à 4.2 ka cal BP) et supérieur (4.2 ka cal BP à l'actuel) (cf. « *Early, Mid and Late Holocene* » dans Walker et al., 2012). Ces limites se basent sur 2 événements climatiques majeurs de l'Holocène aux répercussions globales, à savoir le refroidissement majeur abrupt observé vers 8.2 ka cal BP (stratotype proposé : NGRIP), et l'aridification des moyennes et basses latitudes notée autour de 4.2 ka cal BP (stratotype : spéléothème « Mawmluh Cave » à Cherrapunji, Meghalaya, N-E Inde ; Berkelhammer et al., 2012).

La première phase Holocène est caractérisée par les plus fortes valeurs d'insolation estivale (65°N ; Figure 26) et aussi par l'impact toujours marqué dans l'Atlantique Nord des eaux de fonte liées aux restes persistants de la dernière période glaciaire. C'est notamment le cas lors de l'événement du 8.2 ka BP où les eaux douces déversées dans la gyre subtropicale vont réduire la formation d'eaux profondes dans l'Atlantique Nord (cf. Barber et al., 1999) et

refroidir le climat de l’Hémisphère Nord de manière notable, tel qu’enregistré dans les forages glaciologiques groenlandais (cf. Alley et Agustsdottir., 1997). La seconde phase Holocène, encore nommée optimum climatique ou période Hypsithermale, est marquée par une baisse de l’insolation estivale (65°N) et par les plus fortes valeurs de température estivales reconstruites. Ces valeurs sont dues aux effets d’inertie de la machine climatique (notamment de l’océan) et à l’absence de l’impact des glaciers sur l’évolution climatique globale. Enfin, la dernière période, encore appelée Néoglaciale, est marquée par une baisse continue des températures estivales liée à la baisse continue de l’insolation estivale à 65°N (Berger et Loutre, 1991).

Cette subdivision tripartite, considérée comme globale, ne peut pour autant s’appliquer à l’échelle du monde entier. En effet, les limites temporelles de ces subdivisions varient d’une région à une autre en fonction des temps de réponse, et les mécanismes et processus qui régissent ces décalages temporels ne sont actuellement pas totalement compris (Rensen et al., 2012).

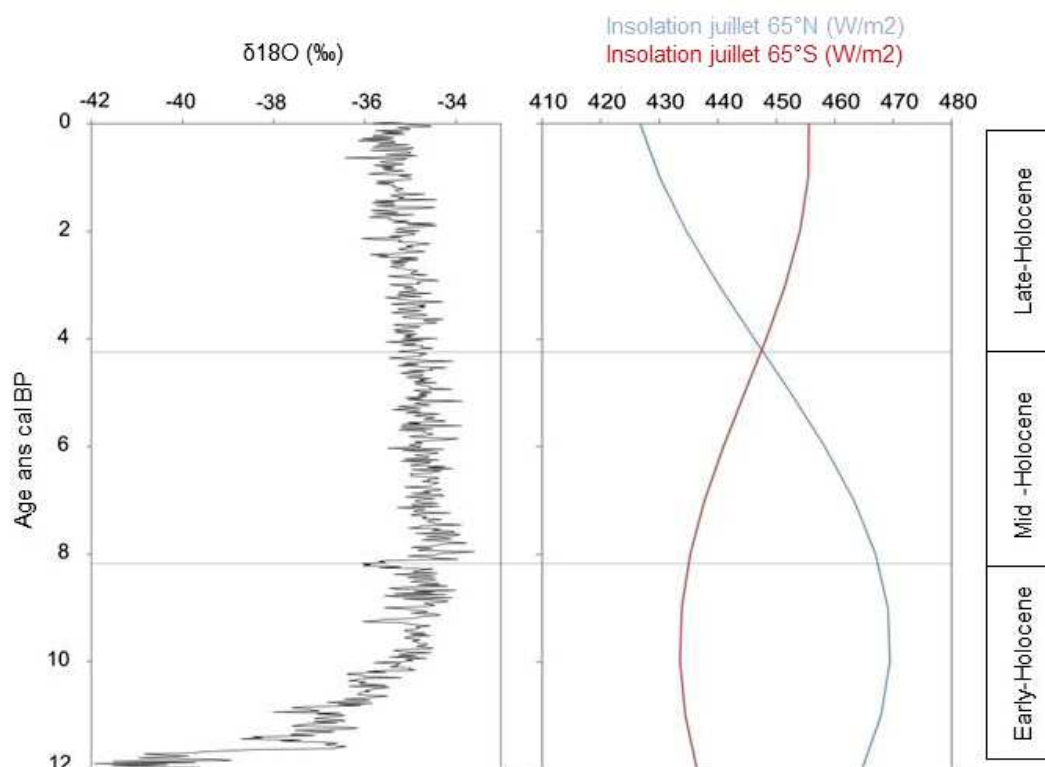


Figure 26. Subdivisions de l’Holocène (Walker et al., 2012) superposées sur la courbe des variations isotopiques enregistrées dans les glaces groenlandaises (NGRIP, échelle d’âge GICC05, Vinther et al., 2006 ; Rasmussen et al., 2006) et mises en parallèle avec les courbes d’insolation estivales 65 °N et 65°S (Berget et Loutre, 1991).

- VARIABILITE CLIMATIQUE RAPIDE MILLENAIRE INFRA-ORBITALE

L'évènement froid le plus extrême relevé sur la période Holocène est l'évènement du 8.2 ka BP (Barber et al., 1999), initialement observé dans les archives glaciologiques du Groenland (O'Brien et al., 1995). L'origine de l'évènement 8.2 ka BP est liée à la disparition complète de la calotte de glace Laurentide (Amérique du Nord) et au drainage du lac Agassiz (Clarke et al., 2004 ; Kleiven et al., 2008 ; Torbjorn et al., 2012); une petite calotte subsistant néanmoins sur l'Ungava jusqu'à 6 ka BP. L'introduction d'une grande quantité d'eaux douces dans l'Atlantique Nord aurait ainsi provoqué un refroidissement des eaux de surface, contribuant à ralentir la circulation thermohaline ainsi que l'apport d'eaux chaudes vers les côtes de l'Europe de l'Ouest.

D'autres évènements climatiques moins spectaculaires que le 8.2 ka BP ont été reportés dans l'Atlantique Nord au cours de l'Holocène. Ainsi, au cours de l'Holocène, l'augmentation des concentrations en débris lithiques ($> 150\mu\text{m}$) reflète l'advection de glace de mer provenant principalement de la Mer du Labrador et de l'Océan Arctique (Bond et al., 1997, 2001). A l'origine, l'activité solaire a été suggérée en tant que forçage majeur pour ces épisodes froids (Bond et al., 2001). Cependant, les processus qui régissent ces instabilités climatiques infra-orbitales restent toujours un sujet à débat. L'activité solaire n'explique pas à elle seule ces changements climatiques et il a été démontré que l'océan avait certainement un rôle majeur d'amplificateur dans ces événements rapides abrupts (Renssen et al., 2006). Plus récemment encore, des études ont montré, par le biais des analyses spectrales, que ces événements seraient le résultat d'une combinaison entre activité solaire et mode de la circulation thermohaline, avec une pseudo-périodicité de 1,500 ans qui serait davantage liée à la circulation océanique qu'à l'activité solaire (Debret et al., 2007 ; Obrochta et al., 2012).

Une compilation de ces épisodes froids a été ultérieurement proposée à partir d'une cinquantaine d'enregistrements paléoclimatiques distribués des moyennes aux hautes latitudes (Mayewski et al., 2004), révélant le caractère global de ces intervalles spécifiques aussi nommés RCC pour « *Rapid Climate Change* » (Mayewski et al., 2004). Ils sont au nombre de 6 : 9-8, 6-5, 4.2-3.8, 3.5-2.5, 1.2-1 et 0.6-0.15 ka BP (ou 1350-1800 AD pour le dernier intervalle, i.e. Petit Age Glaciaire). Ces épisodes sont marqués par un refroidissement climatique polaire et par une aridité accrue dans les tropiques (refroidissement des eaux intertropicales). Les mécanismes qui régissent ces variations infra-orbitales sont divers et dépendent de la période de temps considérée et analysée. Plusieurs causes peuvent ainsi être

citées : le forçage orbital, l'activité solaire, la variation de l'extension du couvert de glace de mer dans les hautes latitudes (banquise), l'apport d'eaux douces dû à la fonte des glaciers continentaux, la circulation thermohaline, les mécanismes de variabilité atmosphérique naturelle, sachant que toutes ces pistes de forçages ne sont pas indépendantes les unes des autres et n'ont pas des temps de réponse identiques.

I.3.2 EVOLUTION DU NIVEAU MARIN RELATIF ET MECANISMES FORCANT DES TEMPETES MAJEURES

- RECONSTRUCTIONS DU NIVEAU MARIN

Durant le Dernier Maximum Glaciaire (DMG), il y a environ 20 ka BP (DMG entre 19 et 23 ka BP *sensu* EPILOG ; Mix et al., 2001), de grandes calottes glaciaires recouvraient l'Hémisphère Nord (notamment la Laurentide sur le Nord du continent américain, la calotte britannique ou BIIS pour « *British Irish Ice Sheet* », et la calotte Fennoscandienne sur le Nord de l'Eurasie), induisant consécutivement une baisse du niveau marin relatif de l'ordre de 120 m (Shennan et al., 2012).

En Europe, le maximum d'extension méridionale des glaces se situait au Sud de la Grande Bretagne, qui était alors recouvert par la BIIS. La cause initiatrice de la fonte des principales calottes glaciaires et de la remontée consécutive du niveau marin est d'origine orbitale : il s'agit de l'augmentation de l'insolation estivale à 65°N qui contrôle la dernière transition glaciaire-interglaciaire (Berger et Loutre, 1991). Néanmoins, à la fonte de glace d'origine continentale (impact global) se superposent des changements locaux et régionaux lorsque l'on considère l'élévation relative du niveau marin (Leorri et al., 2012). Ainsi, à l'échelle régionale, les courbes eustatiques reconstruites peuvent significativement dévier des courbes de niveau marin global (Stammer et al., 2013). Il y a donc autant de courbes de niveau marin que de régions étudiées. Ceci vient notamment du fait que le niveau marin tient compte de mouvements verticaux inhérents aux réajustements hydro- et glacio-isostatiques.

Ainsi, les travaux menés sur le relèvement eustatique Holocène ont abouti à différentes représentations, faisant toujours l'objet de controverses. Alors que certains mettent en avant une courbe continue de remontée du niveau marin (Fleming et al, 1998 ; Baeteman, 2008), d'autres présentent au contraire une remontée marquée par une succession d'oscillations à partir de 6 ka BP, période caractérisant le maximum d'inondation post-

glaciaire (Fairbridge, 1961 ; Jelgersma, 1969 ; Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Gandouin, 2003). Plus récemment, Meurisse-Fort (2007) a montré que le relèvement continu du niveau marin depuis 6 ka BP pouvait être l'expression d'un artefact lié à l'augmentation de la force et de la violence des tempêtes, ce que confirment indirectement les travaux de Tessier et al. (2010) sur l'évolution des faciès en Baie du Mont St-Michel. Il semble donc que le Nord-Ouest de l'Europe connaisse un enregistrement des fluctuations spécifiques et/ou de plus forte amplitude que la courbe eustatique mondiale, exprimant probablement le comportement différent à celui de l'Atlantique Nord.

En comparaison avec les autres pays européens situés en bordure de l'Océan Atlantique Nord, la variation du niveau marin relatif le long de la façade Atlantique française a été très peu étudiée. En Bretagne, par exemple, trois études ont été réalisées pour la reconstitution du niveau marin sur les 6,000 dernières années. La première étude (Morzadec-Kerfourn, 1974) a porté sur l'analyse des tourbes affleurant sur les plages Nord Bretagne et la seconde (Stephan, 2008) a porté sur l'étude des assemblages de foraminifères benthiques dans les marais maritimes de la Rade de Brest. Plus récemment, dans le cadre de la thèse de Jérôme Goslin (2014), des sondages (Figure 27) ont été effectués dans les marais littoraux du Nord et Sud Finistère, avec pour cadre stratigraphique la seconde partie de l'Holocène, afin de repérer et dater des niveaux eustatiques significatifs dans la stratigraphie régionale.

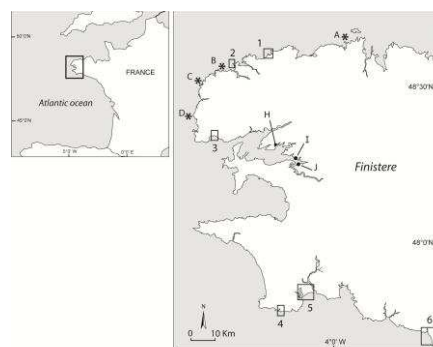


Figure 27. Carte des sites pris en compte dans la reconstruction des niveaux eustatiques Holocène par Goslin et al., 2013.

Ainsi, à l'échelle de la Bretagne, il a été montré que le niveau marin relatif a augmenté de 6 m depuis 7,000 ans (Figure 28) et ne semble pas suivre un rythme transgressif constant. Deux points d'inflexion centrés autour de 6 ka BP et 4.5 ka BP ont ainsi été observés (Goslin

et al., 2013 ; Goslin, 2014 ; Stephan et al., 2014). Ces auteurs rejettent ainsi l'évènement régressif très important (-4 m) noté entre 3 et 2.7 ka BP (Stéphan, 2008), précédemment impliqué pour la mise en place des systèmes dunaires de l'Age du Bronze.

Cette anomalie dans les courbes eustatiques a été imputée à l'impact morphologique des tempêtes, plus récurrentes à cette période, dans un contexte de remontée du niveau marin (Goslin et al., 2013 ; Van Vliet-Lanoë et al., 2014a). Cette période est ainsi marquée par un hiatus sédimentaire dans la quasi-totalité des enregistrements côtiers étudiés en Bretagne (Morzadec-Kerfoun, 1974 ; Visset et al., 1994 ; Barbier et al., 1997 ; Cyprien, 2002; Stéphan, 2008) et serait liée, selon Goslin (2014), à une incision des cours d'eau côtiers en réponse à leur perte de compétence induite par la hausse du niveau marin et de la nappe aquifère côtière. Ces bas niveaux dans la courbe eustatique correspondraient ainsi à des surfaces d'érosion temporaires causées par les tempêtes des zones littorales et estuariennes (Van Vliet-Lanoë et al., 2014a). Dans ce contexte, les dunes littorales holocènes correspondraient à une anomalie anthropique forcée par l'érosion agricole des sols (Van Vliet-Lanoë et al., sous presse).

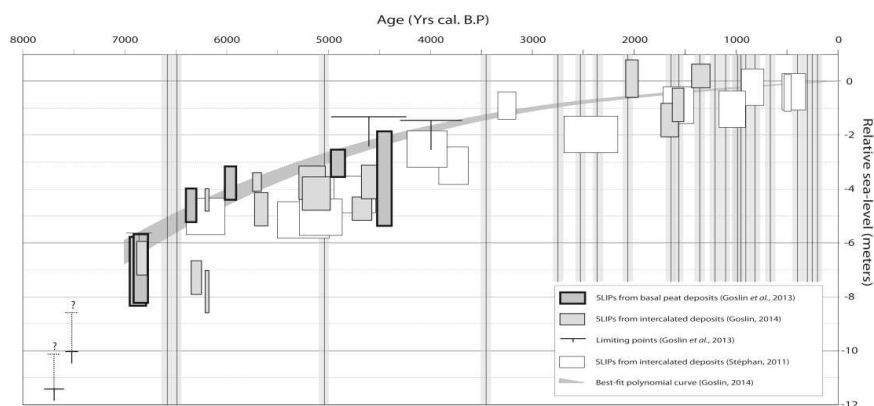


Figure 28. Evolution du niveau marin relatif en Bretagne, à partir des niveaux de tourbes de base (sur substrat non compactable) (Goslin, 2014).

• SCENARII DES FORCAGES IMPLIQUES DANS LES TEMPETES MAJEURES SUR L'HOLOCENE

Des études stratigraphiques couplées à des datations radiocarbone sur les enregistrements côtiers permettent de déterminer les épisodes de tempêtes ainsi que leur chronologie sur l'Holocène. Ces dépôts datés puis corrélés à des données historiques montrent

bien la pertinence de l'utilisation des dépôts sableux comme traceurs des paléo-tempêtes (Liu et Fearn., 1993 ; Zong et al., 1999 ; Sorrel et al., 2010 ; 2012 ; Van Vliet-Lanoë et al., 2014b). En Bretagne, les traces laissées par les tempêtes dans les archives sédimentaires côtières holocènes se matérialisent par des dépôts épais de sables. Des études régionales (cf. chapitre II) et multi-sites ont permis de dégager des périodes de tempêtes dans le secteur de la péninsule bretonne. Des études menées à l'échelle de l'Europe du Nord mais aussi de l'autre côté de l'Atlantique permettent aussi de dégager des périodes de fortes tempêtes synchrones avec celles retrouvées en Bretagne, suggérant un forçage climatique commun impliquant une réorganisation de la configuration atmosphérique et océanique à l'échelle de l'Atlantique Nord (cf. partie de ce manuscrit I.2.2).

Quatre configurations ont été déterminées à partir d'une analyse empirique des données atmosphériques et océaniques qui caractérisent les périodes de fortes tempêtes repérées sur les six derniers millénaires dans la région Bretagne (Figure 29 ; Van Vliet-Lanoë et al., 2014b). En période de refroidissement, comme le Petit Age Glaciaire, les zones de fortes précipitations se décalent vers le Sud. Ainsi, lorsque les pôles se refroidissent, en raison de la baisse d'irradiance solaire, l'air froid (haute pression) s'accumule sur cette zone et s'écoule vers les latitudes tempérées. Le « *Jet Stream* » se met alors à onduler, voire est parfois interrompu.

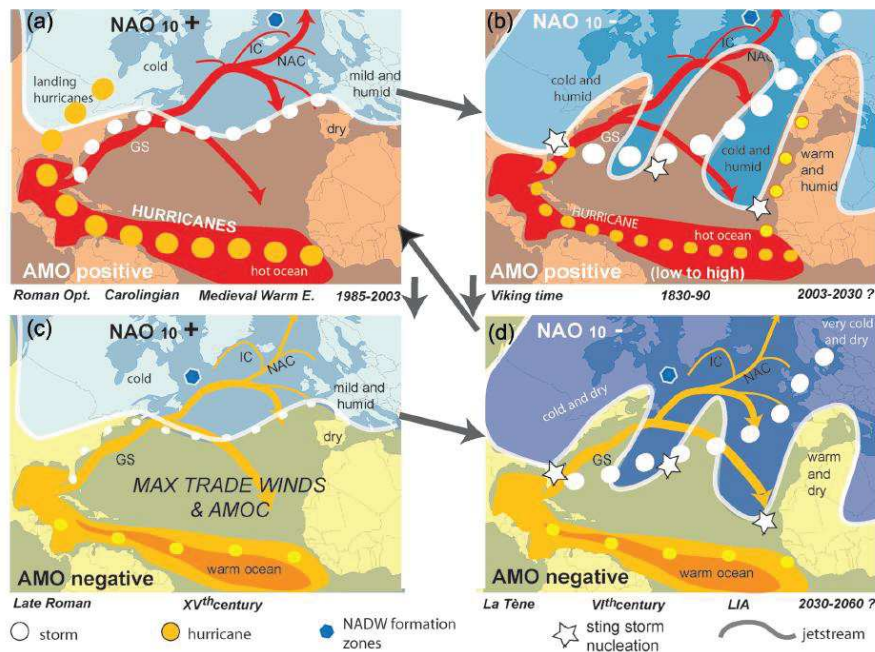


Figure 29. Différentes configurations des modes NAO et AMO lors des événements de tempêtes en Bretagne (Van Vliet-Lanoë et al., 2014b).

I.4 EVOLUTION DES PAYSAGES : CLIMAT *VERSUS* ANTHROPISATION ET SUBDIVISIONS STRATIGRAPHIQUES ASSOCIEES

I.4.1 VEGETATION ACTUELLE EN BRETAGNE

La végétation peut être classée selon plusieurs critères. Elle peut être classée en fonction des associations végétales (phytosociologie) ou bien en fonction des zones climatiques (bioclimatologie). En France, il existe plusieurs classifications phytosociologiques (Paléarctique, Corine biotope, Natura 2000, EUNIS habitats). Dans un souci d'homogénéisation, et compte tenu de l'aspect climatologie-paléoclimatologie développé dans la présente étude, nous nous baserons sur la classification bioclimatique pour décrire la végétation régionale. La France fait partie de la zone macro-bioclimatique tempérée qui correspond à la zone biogéographique Euro-sibérienne (Figure 30).

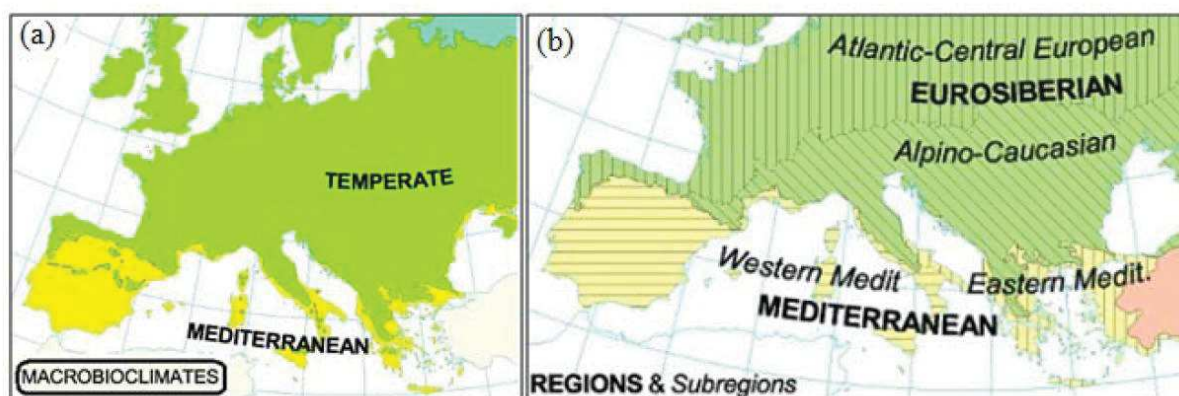


Figure 30. Classification : a) Bioclimatique et b) biogéographique de la France (<http://www.globalbioclimatics.org>).

Le climat océanique et doux, caractéristique de la Bretagne, permet le développement d'une végétation axérique dominée par une forêt de feuillus composée de chênes pédonculés et rouvres (*Quercus*), noisetiers (*Corylus*), châtaigniers (*Castanea*), hêtres (*Fagus*), ormes (*Ulmus*), frênes (*Fraxinus*), bouleaux (*Betula*) et saules (*Salix*). Les résineux constituent également une part importante de la strate des arbres avec notamment une forte présence du pin (*Pinus*) maritime et sylvestre, et de l'épicéa (*Picea*). En raison de l'agriculture intensive

amorcée dans les années 70 et du défrichement qui l’a accompagnée, la Bretagne se trouve être la région la moins boisée de France avec un taux de boisement de l’ordre de 16%, très inférieur au taux moyens du territoire français (28 %).

La plupart de nos zones d’étude se situent aux abords du littoral, la végétation est ainsi soumise à des conditions écologiques spécifiques depuis le littoral (zonation de végétation définie par le degré de salinité, d’humidité de l’air, par le régime des vents dominants et le type de sol) jusqu’à la forêt continentale (chênaie essentiellement). De plus, la végétation des côtes sableuses va être influencée par la mobilité du substrat et la sécheresse édaphique. Un étagement de la végétation va ainsi se mettre en place depuis le haut de plage, où la dune va être composée d’une végétation rase composée essentiellement d’espèces vivaces, jusqu’à l’arrière-dune, caractérisée par l’existence de zones humides, marécageuses ou d’étangs (Figure 31). En bordure de ces zones humides, des forêts de bois hygrophiles, ou forêt ripisylve, peuvent se mettre en place. Il s’agit notamment d’aulnaies (*Alnus*) et de saulaies (*Salix*) forestières (Gaudin, 2004; Marguerie, 2009; Ouillic, 2011). Ces zones d’arrière-dune peuvent également être mises en culture. Les principales associations végétales qui caractérisent ce type de milieu sont présentées dans le Tableau 1.

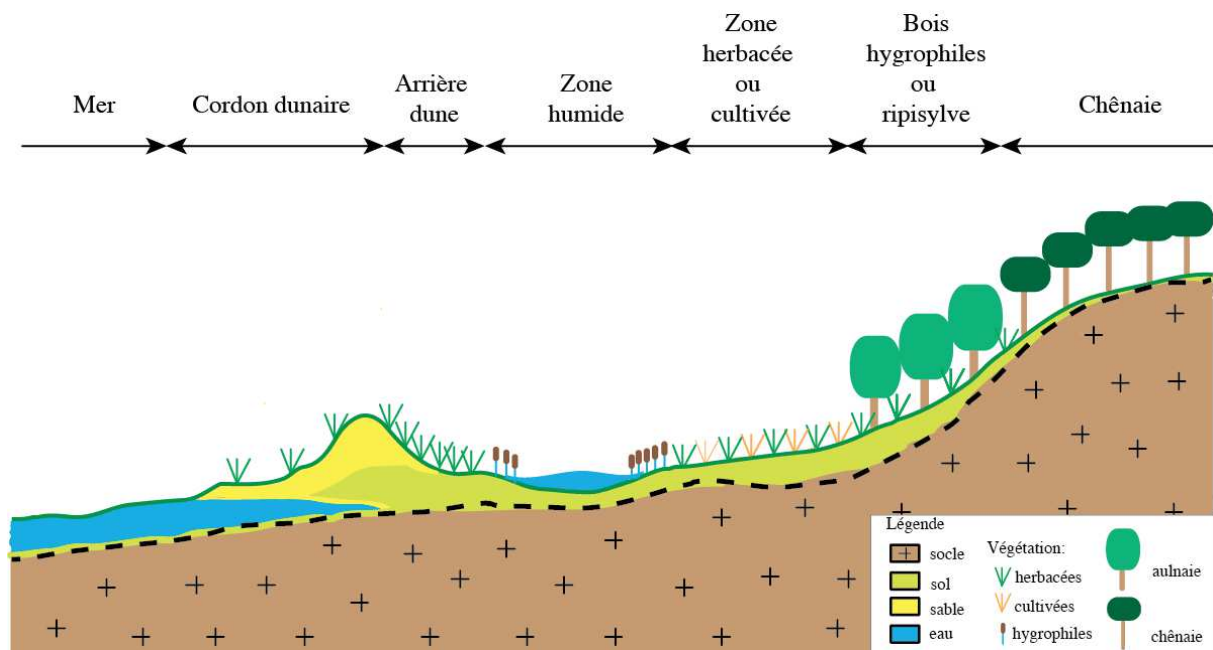


Tableau 1. Associations végétales les plus caractéristiques d'un milieu donné de type littoral.

Milieu-type	Exemples d'associations végétales
Cordon dunaire	<i>Beta maritima</i> (Chenopodiaceae), <i>Cakile maritima</i> (Brassicaceae), <i>Sedum</i>
Arrière dune	<i>Carex</i> (Cyperaceae), <i>Typha</i> , Poaceae
Zone humide, marécageuse, étang	<i>Potamogeton</i> , <i>Myriophyllum</i> , <i>Nuphar</i> , <i>Nymphaea</i> , <i>Sparganium</i> , <i>Typha</i>
Zone herbacée ou cultivée	<i>Cerealia</i> , <i>Typha</i> , <i>Carex</i> (Cyperaceae), Poaceae ,
Bois hygrophile ou forêt ripisylve	<i>Alnus</i> , <i>Salix</i> , <i>Fraxinus</i> , <i>Betula maritima</i> , <i>Corylus</i>
Chênaie	<i>Quercus</i> , <i>Corylus</i> , <i>Fagus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Fraxinus</i>

I.4.2 EVOLUTION DE LA VEGETATION SUR L'HOLOCENE : TENDANCES LONG TERME

Pendant longtemps, les données de $\delta^{18}\text{O}$ obtenues à partir des carottes glaciologiques constituaient des archives de référence pour l'étude du climat. Cependant, le succès des reconstitutions quantitatives des paramètres environnementaux à partir des analyses polliniques, en milieu continental et marin, ont également permis de montrer la pertinence des grains de pollen pour retracer la variabilité climatique passée (Guiot et al., 1989). Par conséquent, il est possible de raccorder les périodes climatiques de l'Holocène à des associations spécifiques en termes de végétation. Les limites chronologiques de ces palynozones sont aussi nommées chronozones polliniques (Figure 32).

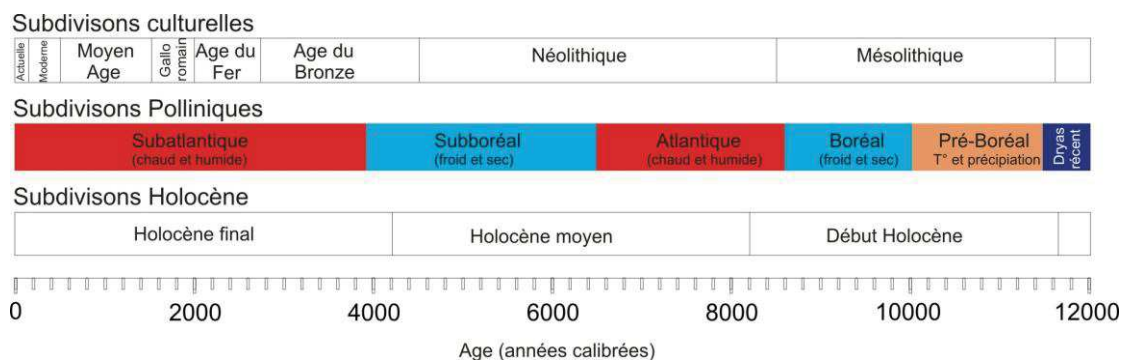


Figure 32. Chronologies : climatique (Walker et al., 2012), pollinique (Morzadec-Kerfoun, 1974) et culturelle sur l'Holocène.

Contrairement à des sites en France tels que le Massif Central (Beaulieu et Reille, 1992 ; Beaulieu et al., 1994 ; Sifeddine et al., 2007), les Alpes (Tinner et Lotter, 2001 ; Magny et al, 2003; Valsecchi et Tinner , 2010 ; Brisset et al., 2013), la Bretagne est une région très peu étudiée d'un point de vue paléoclimatique. La majorité des études menées dans cette région portent sur des analyses polliniques et font surtout partie d'une réflexion concertée entre paléo-environmentalistes et archéologues à partir de sites ponctuels à stratigraphie non continue (Morzadec-Kerfoun, 1974 ; Visset et al., 1994, 1996, 2002 ; Barbier et al., 1997 ; Ouguerram et Visset, 2001). Il existe très peu d'informations en continue sur le climat régional breton Holocène. Cependant, les études palynologiques menées dans les années 70 par Morzadec-Kerfoun ont permis d'établir une chrono-stratigraphie basée sur les assemblages polliniques pour les subdivisions holocènes du Massif Armoricaïn (Morzadec-Kerfoun, 1974). Ainsi, le Massif Armoricaïn enregistre des périodes chaudes et humides (dites "Atlantique") et des périodes froides et sèches (dites "Boréal"). D'après Morzadec-Kerfoun (1974), dans le Massif Armoricaïn, la limite Boréal-Atlantique se situe vers 8,520 ans cal BP. L'Atlantique est caractérisé par le développement d'*Alnus*, *Quercus* et *Tilia*. La limite Atlantique-Subboréal se situe vers 6,500 ans cal BP. La période du Subboréal est marquée par l'association pollinique *Alnus*, *Quercus*, *Ulmus* et une chute de *Tilia*. La période Subatlantique débute ensuite à 3,900 ans cal BP et est caractérisée par la présence de *Quercus*, *Alnus* et *Fagus*, ainsi que l'absence de *Tilia* (Morzadec-Kerfoun, 1974). Ces limites représentent une réponse locale de la végétation à des variations climatiques plus globales. Ces chronozones, liées aux relais des taxons, diffèrent selon les régions étudiées. Dernièrement, une tentative de reconstruction de l'évolution du couvert végétal sur l'échelle du massif Armoricaïn a été réalisée dans le cadre de la thèse de Remy David (Avril 2014).

I.4.3 EVOLUTION CULTURELLE SUR L'HOLOCENE

L'Holocène est une période chaude qui a favorisée l'expansion de l'homme et l'émergence des civilisations et de l'agriculture. Les archives sédimentaires enregistrent ainsi un signal climatique sur lequel se superpose un signal anthropique. Toute la difficulté réside ensuite dans la discrimination de l'effet de ces deux facteurs sur l'évolution de l'environnement. L'interdisciplinarité par le croisement d'études paléoenvironnementales et archéologiques est donc devenue incontournable pour l'étude de l'histoire Holocène.

Nous décrirons dans cette partie les séquences culturelles recouvrant la période recoupée par les différents sondages entrepris au cours de cette thèse, à savoir : le Néolithique, l'Age du Bronze, l'Age du Fer et le Moyen Age.

• NEOLITHIQUE (8,500-4,500 ANS CAL BP)

Le Néolithique est marqué par le passage de l'humanité d'une économie de prédation à une économie de production, ceci par la domestication de nombreuses espèces animales mais surtout par l'apparition de l'agriculture. Cette apparition a eu lieu au VIII^{ème} millénaire avant *J-C* en Asie mineure, Syrie, Israël et Irak. Trois grandes régions agricoles étaient établies en Europe : sur la plaine du Danube, la steppe Pontique, et la Méditerranée. La néolithisation s'est propagée sur le pourtour méditerranéen et a atteint la France aux alentours de 7,700 ans cal BP. Plus tardive au Nord, la néolithisation s'est faite aux alentours de 7,100 ans cal BP par voie continentale et par les populations agricoles danubiennes (Shennan et al., 2013). Les deux courants sont distinguables grâce aux différents motifs qui décoraient les céramiques. La céramique du centre de l'Europe, danubienne, dite rubanée, était caractérisée par des motifs linéaires, alors que la céramique de Méditerranée, dite cardiale, consistait en des empreintes faites à l'aide de coquillages sur les poteries.

Dans l'Ouest de la France, la néolithisation s'est faite en trois étapes (Marchand, 2014) :

1. Coexistence entre communautés de chasseurs-cueilleurs et d'agriculteurs (groupe Villeneuve-Saint-Germain) dans la seconde moitié du 6^{ème} millénaire avant notre ère.
2. Durant les 3 premiers siècles du 5^{ème} millénaire avant notre ère, l'établissement pérenne de villages néolithiques est observé. Ces villages consistent en maisons quadrangulaires

disposées en parallèle. La société de l'époque était décrite comme égalitaire avec une bonne répartition des richesses. Les défrichements deviennent substantiels et remarquables à partir de cette époque.

3. Développement des hiérarchies sociales et des rituels collectifs (stèles, menhirs, tertres et tumulus).

LE PASSAGE DU MESOLITHIQUE AU NEOLITHIQUE ANCIEN EN BRETAGNE

En Bretagne, le passage au Néolithique n'est pas facile à définir (Arias, 1999). Située à l'extrême Ouest de l'Europe, la Bretagne s'est retrouvée à la convergence des deux courants Rubané par le Nord et Cardial par le Sud. La voie de néolithisation, continentale *versus* méditerranéenne, de cette région a fait l'objet de nombreux débats (Marchand, 2006).

Récemment, une néolithisation par le groupe Villeneuve-Saint-Germain, une extension d'un groupe Rubané, a été proposée comme étant à l'origine de la colonisation progressive du Sud Finistère (Nicolas et al., 2013) et du Morbihan entre 6,900 et 6,700 ans cal BP (Marigny et al., 2010). Ces résultats appuient les précédentes hypothèses qui réfutaient une néolithisation de la côte atlantique par les groupes cardiaux (Marchand, 2006).

LE NEOLITHIQUE MOYEN (6,700-5,500 ANS CAL BP BC)

La subdivision culturelle du Néolithique moyen se base sur l'étude de la production lithique, qui est différente d'un groupe humain à un autre. Par exemple, le groupe de Cerny, qui prolonge le Néolithique ancien, construit des maisons trapézoïdales. Dans le Finistère, une étude récente a montré que la transition du Villeneuve-Saint-Germain s'est faite par un groupe différent du Cerny qui n'est toujours pas défini (Nicolas et al., 2013). Dans le Morbihan, c'est le Néolithique moyen de type Castelic qui domine (Marchand, 2014). Cette période est caractérisée par la mise en place des structures funéraires (tumulus et tertres) qui témoignent vraisemblablement d'une société organisée et vraisemblablement hiérarchisée (Gaudin, 2004). Enfin, le groupe chasséen est le dernier groupe humain du Néolithique moyen. Dans le Morbihan, Chasséen et Castelic ont certainement interagi. Cette période est caractérisée par la construction de tertres trapézoïdaux et de tombes à couloir avec chambres circulaires ou quadrangulaires, et dolmens de formes variées.

LE NEOLITHIQUE RECENT ET FINAL (5,500-4,500 ANS CAL BP BC)

Le Néolithique final est principalement défini par les différents styles de poteries qui y prédominaient. Ces styles sont classés en trois groupes dans la région Bretagne : le style Kerugou, composé de vases au profil segmenté et au décor plastique sous forme de cordons verticaux et pastille, le second style est composé d'écuelles au profil discontinu et à fond rond et le troisième est composé de formes au profil discontinu le plus souvent, à fond rond ou plat et au décor organisé en bandeau, où des « métopes » peuvent se succéder (Giovannaci, 2006).

Les allées couvertes et les sépultures à entrées latérales constituent les principales structures funéraires de cette période.

L'APPARITION DE L'AGRICULTURE EN BRETAGNE

Une autre façon d'appréhender le Néolithique est la notion d'introduction de l'agriculture. En effet, son introduction en Europe a suscité beaucoup d'intérêt auprès de la communauté scientifique des archéologues et des paléoécologues. Comme cité précédemment, la voie de néolithisation de la côte Atlantique française est toujours sujette à débat (Marchand, 2005) et, dans le cas précis de la Bretagne, très peu de données archéologiques et paléobotaniques existent à ce sujet. Les études menées sur les sites archéologiques bretons se basent principalement sur les outillages et rarement sur les analyses archéobotaniques, comme il se fait dans d'autres régions d'Europe, où les dates de début de néolithisation sont bien établies (Kirleis et al., 2011; McClatchie., 2012).

En région Bretagne (Finistère notamment), les données palynologiques sont très rares et anciennes. Pour le moment, aucune actualisation des données n'a été réalisée. Les archéologues situent l'apparition de l'agriculture au Néolithique, tandis que certains palynologues la situent au Mésolithique. En effet, des analyses polliniques menées sur une carotte prélevée à Locmarquier dans le Morbihan (Visset, 1996) signalent la présence de grains de pollen de céréales, une baisse des chênes, ainsi qu'une augmentation des noisetiers au Mésolithique ; ce taxon héliophile profitant généralement de l'ouverture du milieu pour se multiplier. Plusieurs autres études palynologiques, principalement dans le Morbihan, ont également rapporté ces mêmes résultats (Barbier et al., 1997, Ouguerram et Visset, 2001, Visset et al., 2002, Joly et Visset, 2009), en total désaccord avec les données issues de sites

archéologiques qui ne signalent pas la présence ancienne de l'agriculture par des analyses anthracologiques et polliniques de niveaux sédimentaires mésolithiques. Ainsi, nombreux sont les archéologues qui rejettent l'apparition mésolithique de l'agriculture en Bretagne, en pointant notamment les problèmes de datations, de taxonomie (confusion des céréales avec les graminées sauvages) et de taphonomie (Marchand, 2014). Néanmoins, l'absence systématique d'outils agricoles ou de céréales dans les sites archéologiques armoricains pourrait refléter l'absence d'agriculture céréalière à l'époque mésolithique, de même que la sous-représentation des céréales face à d'autres restes alimentaires (Zapata et Pena-Chocarro, 2005). Enfin, il est à noter que, selon Morzadec-Kerfoun (1974), l'agriculture serait apparue régionalement à l'Age du Bronze. Toutes ces observations soulignent la rupture entre les deux communautés scientifiques et les difficultés qu'elles rencontrent à travailler ensemble bien que la convergence de ces deux disciplines semble actuellement incontournable si l'on souhaite travailler sur l'évolution culturelle humaine (Ruiz et al., 2006). La rareté des données archéologiques et palynologiques ne permet pas, à ce jour, de pouvoir établir une date précise de l'introduction de la culture céréalière dans la région armoricaine. Quoi qu'il en soit, l'action de l'être humain devient véritablement sensible et irréversible dans la première moitié du 5^{ème} millénaire avant notre ère (Marchand, 2014).

- L'AGE DU BRONZE (4,500 – 2,700 ANS CAL BP)

L'utilisation du cuivre est née en Anatolie au VII^{ème} millénaire BC. Cette industrie se propage très vite vers l'Ouest. Les techniques de fonte et de coulée nécessitaient la maîtrise de plusieurs processus compliqués. De plus, se fournir en minerais impliquait la mise en place d'une organisation de prospection, d'extraction du minerai, et de son cheminement pour enfin le travailler. La découverte de l'alliage étain et cuivre a lieu au III^{ème} millénaire BC. Cet alliage, formant le Bronze, était plus résistant et plus maniable avec une température de fusion moins importante que le cuivre à lui seul. Les gisements d'étain, qui étaient principalement situés en Cornouailles anglaise et en Arménie, ont contribué à maintenir et renforcer les relations commerciales entre l'Occident et l'Orient. Les échanges transitaient par voie maritime par la Méditerranée, ou alors par voie continentale le long du Danube. Les populations du Bronze disposaient déjà de systèmes commerciaux hautement développés. Cette période est surtout connue pour avoir vu l'émergence d'une société complexe et hiérarchisée. La hiérarchisation s'est notamment illustrée dans les sépultures funéraires qui se

différentiaient en fonction du rang social du défunt. En Bretagne, la métallurgie était aussi très développée (grande production de haches en Bretagne, et aussi d'épées exportées jusqu'en Hollande, Gaudin, 2004) et les chefs de clan sont désormais inhumés dans des tumulus à caveau unique qui contiennent des éléments en bronze comme des haches, des poignards et des parures. A l'opposé, les tombes les plus modestes étaient entourées de poteries. Ce n'est que bien plus tard, à la fin de l'Age du Bronze, que l'inhumation disparaît pour laisser place à l'incinération.

- L'AGE DU FER (2,700-2,000 ANS CAL BP)

Les données archéologiques indiquent que, durant l'Age du Fer, les sociétés européennes se sont complexifiées et surtout urbanisées. Cette période a été marquée par un développement intensif d'une industrie métallurgique de bronze, de fer, et de bien d'autres métaux. Cet essor économique a induit une hausse des échanges entre les différentes parties du continent et parfois même au-delà.

Dès le XIX^{ème} siècle, la Bretagne a bénéficié d'intenses recherches archéologiques sur l'Age du Fer, et plus particulièrement sur les pratiques funéraires. On sait notamment que la pratique de l'incinération succède à celle de l'inhumation à partir de la fin du VI^{ème} siècle et début du V^{ème} siècle AD (Villard-Le Tiec et Magitterri, 2007). Cette région voit la création de nombreux cimetières regroupant des fosses et des urnes. Ces dernières contenaient les cendres des défunts et s'agrégeaient aux tumulus de pierre ou aux sépultures à muret circulaire. L'une des autres particularités à cette époque, en Armorique, est la présence de souterrains qui consistent en une série de chambres voûtées séparées par des chatières, creusées à 3-4 mètres en dessous du sol.

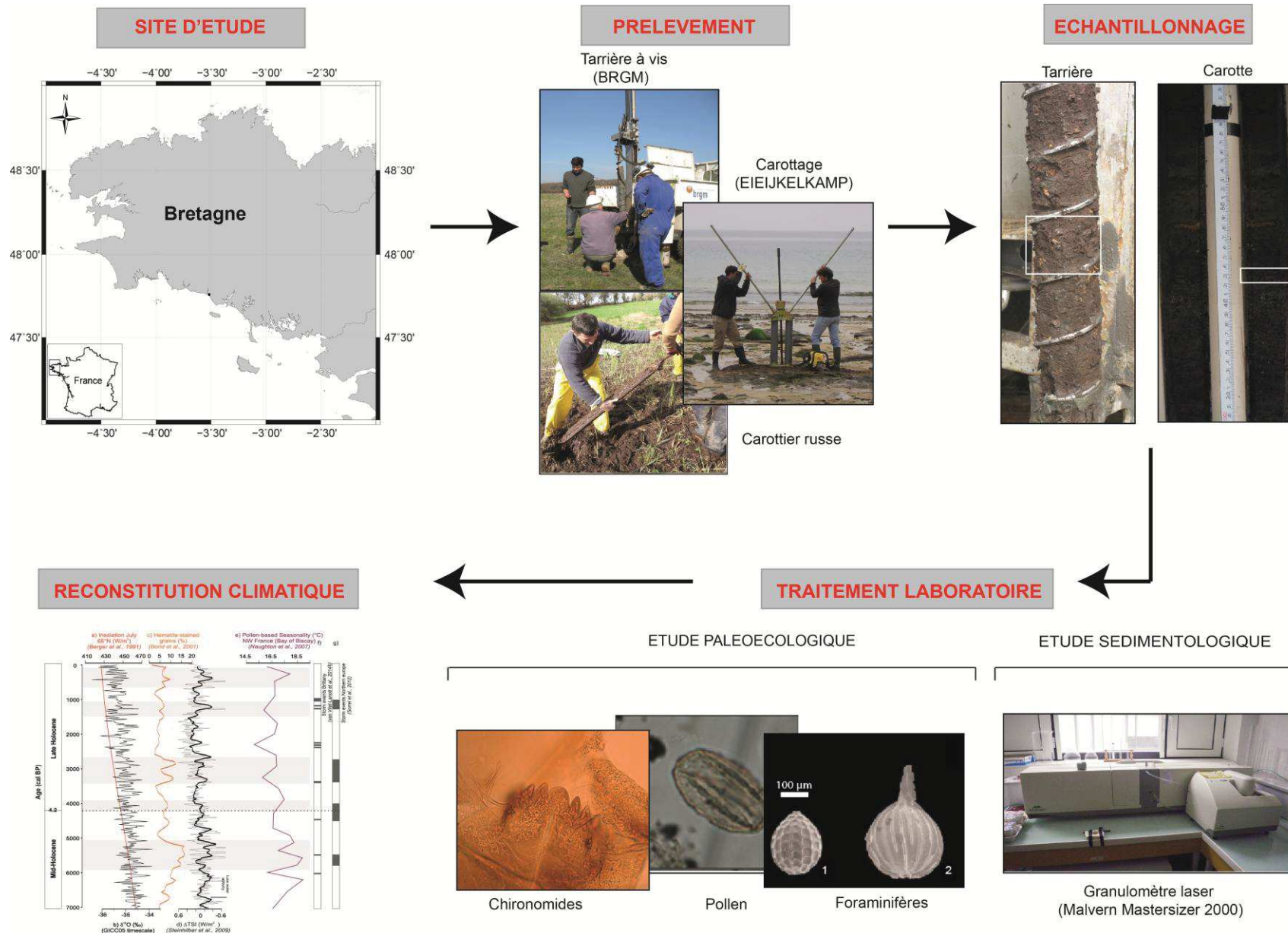
- LA PERIODE GALLO-ROMAINE (2,000-1,500 ANS CAL BP) ET LE MOYEN-AGE (1,500-450 ANS CAL BP)

L'arrivée des romains, guidés par Jules César, durant la moitié du 1er siècle BC, donne le nom de Gaule (dérivé du latin *Gallia*) à cette troisième région romaine. Les populations qui se trouvaient dans l'actuelle Bretagne étaient des Celtes et la romanisation n'a jamais vraiment pu se faire car les populations n'ont jamais adopté la langue latine au

détriment de leur langue d'origine. Concernant l'architecture, les agglomérations s'organisent sur le modèle de construction romaine. Les campagnes connaissent une certaine prospérité jusqu'à ce que la situation ne se dégrade dans le courant du III^{ème} siècle AD, devant la menace des invasions et des troubles politiques intérieurs.

Suite à l'effondrement et au retrait des romains en 476 AD, des Celtes christianisés, venant de l'actuelle Grande Bretagne, s'installent en Armorique. Ce seront les premiers Bretons. La chute de l'Empire Romain suscite des mouvements migratoires de populations de l'actuelle Grande Bretagne vers l'Ouest de la péninsule armoricaine. Une partie s'installe au Nord à Domnonée et une autre au Sud en Cornouailles. La période du Moyen Age (1,450 à 450 ans cal BP) est jalonnée de guerres pour le pouvoir qui induisent des ralentissements de la croissance. Cependant et globalement, au Moyen âge, la Bretagne connaît un essor économique important, qui se traduit par la construction de châteaux, de forteresses et d'espaces ruraux. Cette période est également marquée par une augmentation accrue de l'agriculture, associée à des événements de défrichements de grande ampleur.

CHAPITRE II MATERIEL ET METHODES



PLAN CHAPITRE II

II.1 PRELEVEMENT ET ANALYSES DE SEDIMENTOLOGIE	71
II.1.1 TECHNIQUES DE SONDAGES	71
• TARIERE A VIS (BRGM).....	71
• CAROTTIER EIJKELKAMP (IUEM)	72
• CAROTTIER RUSSE (IMBE).....	73
II.1.2 SITES DE PRELEVEMENT	74
• PORS MILIN.....	75
• RIA DU CONQUET	75
• LE LOC'H DE LANDEVENNEC	76
• GUIDEL	76
• KERZINE	77
II.1.3 METHODOLOGIE ET SEDIMENTOLOGIE	78
• METHODOLOGIE GENERALE DEPLOYEE SUR CHACUN DES SITES.....	78
• DATATIONS ¹⁴ C	79
• ANALYSES GRANULOMETRIQUES.....	79
II.2 ANALYSES DES BIO-INDICATEURS FOSSILES	80
II.2.1 CHIRONOMIDAE	80
• CYCLE DE VIE ET POTENTIALITES PALEOECOLOGIQUES.....	81
• INTERPRETATION DU SIGNAL ENVIRONNEMENTAL.....	82
• EXTRACTION, TRI ET IDENTIFICATION DES CHIRONOMIDAE	83
II.2.2 FORAMINIFERES BENTHIQUES.....	84
• CYCLE DE VIE ET POTENTIALITES PALEOECOLOGIQUES.....	84
• INTERPRETATION DU SIGNAL ENVIRONNEMENTAL.....	85
• TRAITEMENT LABORATOIRE ET IDENTIFICATION.....	86
II.2.3 PALYNOLOGIE : POLLEN ET SPORES.....	87
• GENERALITES ET POTENTIALITES PALEOECOLOGIQUES.....	87
• TRAITEMENT LABORATOIRE ET IDENTIFICATION.....	88

II.1 PRELEVEMENT ET ANALYSES DE SEDIMENTOLOGIE

II.1.1 PRELEVEMENT ET ANALYSES DE SEDEIMENTOLOGIE

Sur chacune des séquences sédimentaires prélevées, des analyses sédimentologiques classiques ont été menées, incluant notamment la description des carottes, des analyses granulométriques, ainsi que des datations radiocarbones. Cette étape, préliminaire aux études paléoenvironnementales conduites dans le cadre de cette thèse, a été menée en parallèle avec les travaux de thèse de Jérôme Goslin (2014). Par la description et l'interprétation des faciès sédimentaires bien contraints stratigraphiquement, le but est d'établir un historique précis des dynamiques sédimentaires et environnementales sur l'Holocène. Dans cette partie, nous décrirons tout d'abord les méthodes de prélèvements sédimentaires (sondages-tarières, sondages-carottés, prélèvements en coupe), puis nous soulignerons, pour chaque site d'étude, les méthodes de prélèvement ainsi que les analyses menées.

II.1.2 TECHNIQUES DE SONDAGES

Lorsque la disposition du site étudié le permettait, les sédiments étaient prélevés directement sur le terrain par prélèvement sur coupe. Cette méthode présente l'avantage de pouvoir se soustraire aux biais inhérents aux différentes méthodes de sondages/carottages, qui sont présentées ci-dessous.

- TARIERE A VIS (BRGM)

Deux campagnes prospectives de sondages ont été réalisées autour de la Bretagne (mars 2012 et avril 2013) avec l'aide technique du BRGM (Bureau de Recherche Géologique et Minière). Ce matériel de forage permet de prélever des séquences sédimentaires avec une teneur en eau importante et/ou une présence de sable dans les dépôts. La profondeur maximale d'un sondage peut atteindre 15 m avec un diamètre de forage de 10 cm (Figure 33).

Sur chaque site d'étude, plusieurs sondages ont été réalisés de manière à reconstituer le plus fidèlement possible l'histoire de la sédimentation dans le bassin de dépôt (cf. Goslin, 2014). L'utilisation de la tarière à vis a été privilégiée lorsque les séquences visées étaient situées dans des bassins à fort taux de sédimentation et où le sédiment était majoritairement de

nature grossière (graviers et sables). Chaque section de forage mesure 1 m et un prélèvement de chaque tour de spire a été réalisé au fur et à mesure, directement sur le terrain (résolution de 10 cm). La description stratigraphique des faciès sédimentaires est donc menée en parallèle à l'échantillonnage et chaque échantillon (chaque tour de spire), une fois mis en sac hermétique, a été stocké en chambre froide à 4°C une fois le forage terminé.



Figure 33. a) Tarière, b) Vis tarière motorisée de type 4X4 du BRGM, photos A. Hénaff

- CAROTTIER EIJKELKAMP (IUEM)

Ce mode de carottage mécanique a été employé le plus souvent post-campagne prospective (BRGM, cf. ci-dessus), lorsque les sites montraient une sédimentation tourbeuse ou organique plus ou moins bien dilatée. Le carottier à percussion Eijkelkamp de type Cobra (Figure 34) permet de traverser facilement les passées sableuses ou compactées pouvant interrompre les faciès organiques. Ce carottier permet d'extraire des carottes cylindriques d'une grande précision, d'un mètre de long et d'environ 66 mm de diamètre. L'ouverture, la description stratigraphique des faciès et l'échantillonnage des carottes s'effectuent au laboratoire. Chaque échantillon, une fois mis en sac hermétique, est stocké en chambre froide à +4°C.



Figure 34. Prélèvements au carottier à percussion, photos A. Penaud.

- CAROTTIER RUSSE (IMBE)

Lorsque le sédiment est de nature tourbeuse et que la partie superficielle est meuble, un sondage manuel est possible. Pour cela un carottier russe a été employé (Figure 35). Il permet d'extraire des carottes demi-cylindriques d'un mètre de long et de 8 cm de diamètre. L'avantage d'un tel carottier, par rapport au carottier à percussion de type Eijkelpamp, est double : 1) il permet d'accéder à des zones marécageuses reculées et, ce, avec un minimum d'encombrement et de poids ; 2) la description stratigraphique des faciès est directement faisable sur le terrain. L'échantillonnage des carottes et le stockage des échantillons s'effectuent ensuite au laboratoire, comme pour le carottier à percussion.



Figure 35. Prélèvement au carottier russe, photos A. Fernane

II.1.3 SITES DE PRELEVEMENT

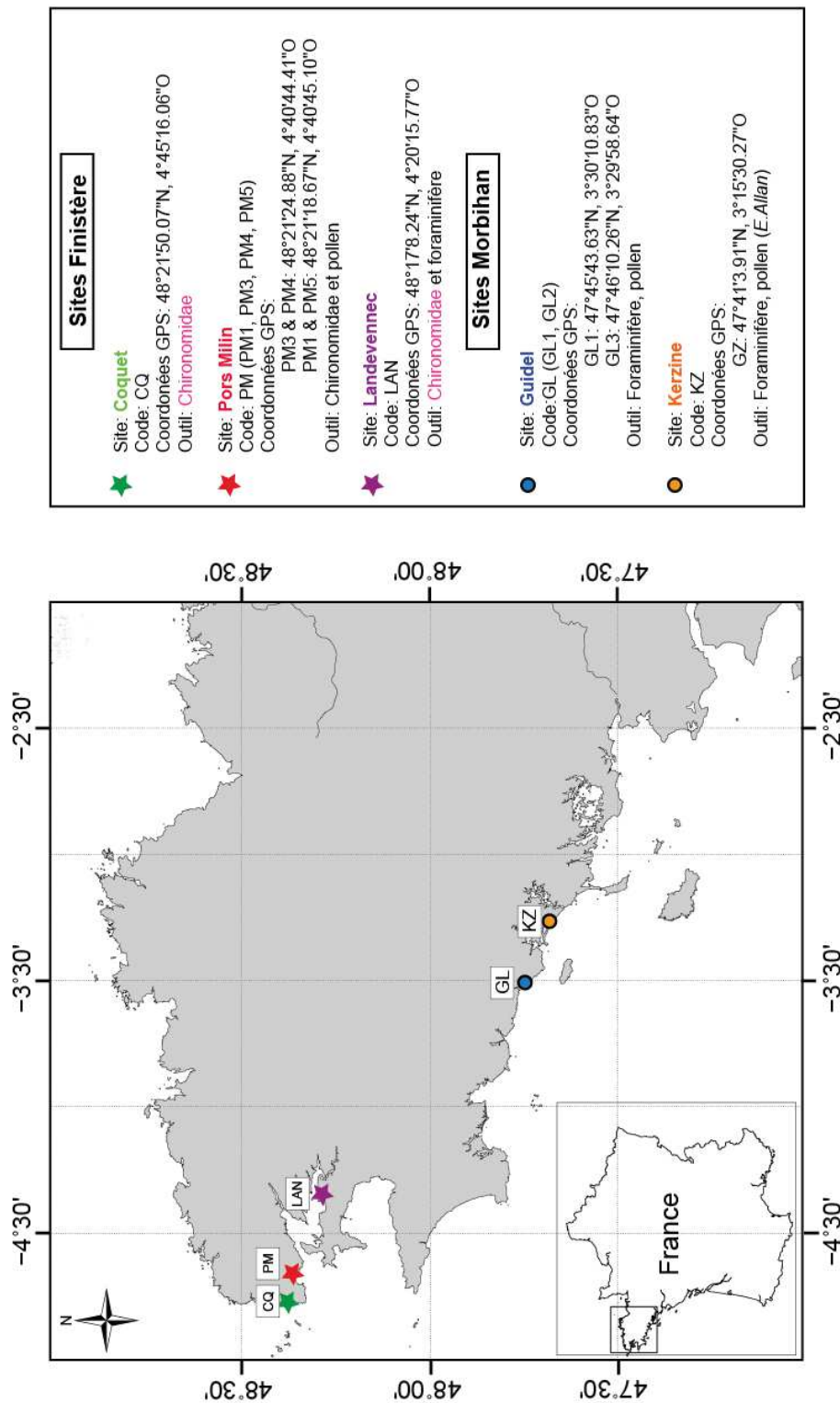


Figure 36. Présentation des sites de prélèvement : abréviations, coordonnées et nombre de séquences sédimentaires prélevées par site.

- PORS MILIN

Quatre sondages d'environ 4m chacun ont été réalisés au carottier à percussion à Pors Milin : 1) sur la plage qui présente à marée basse une tourbe affleurante de bas d'estran entre -0,5 et -3m NGF (PM1 et PM5 à -0,5 m NGF, photo 37b), et 2) sur le marais maritime en arrière du cordon dunaire (PM3 et PM4 à + 6.5 et + 6 m NGF, respectivement, photo 37b).

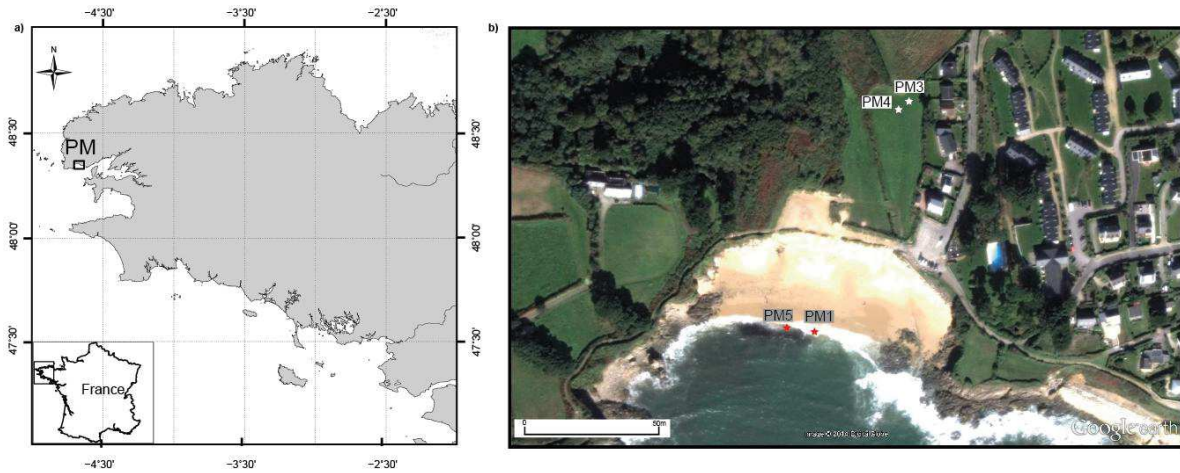


Figure 37. Localisation du site de prélèvement Pors Milin (Google Earth).

- RIA DU CONQUET

Un sondage tarière BRGM de 11 m (CQ) a été effectué en mars 2012 permettant d'atteindre le substrat de micaschiste (Figure 38).

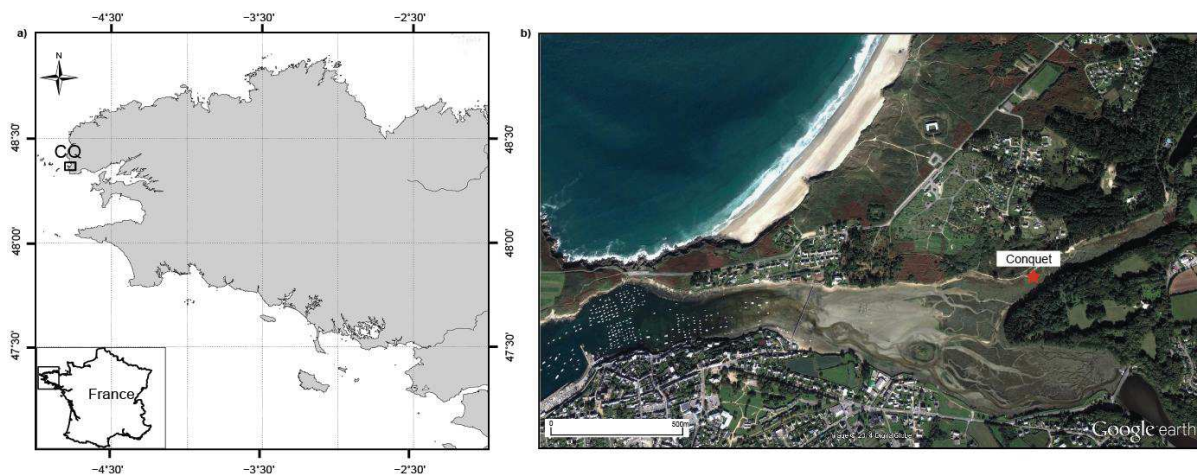


Figure 38. Localisation du site de prélèvement du Conquet (Google Earth).

• LE LOC'H DE LANDEVENNEC

Au Loc'h de Landévennec, et contrairement aux autres sites, l'étude paléoenvironnementale a été réalisée sur des dépôts qui ont été dégagés par l'érosion marine sur le cordon interne (Figure 39). Cette coupe a souvent fait l'objet d'études stratigraphiques. Des analyses granulométriques et faunistiques (assemblages de foraminifères benthiques) ont été récemment réalisées dans le but de comprendre la configuration atypique du site du Loc'h (Stéphan, 2008 ; Stéphan et al., 2013). Dans le cadre de cette étude, une analyse des assemblages de Chironomidae a été réalisée pour compléter les résultats précédemment obtenus sur la coupe.

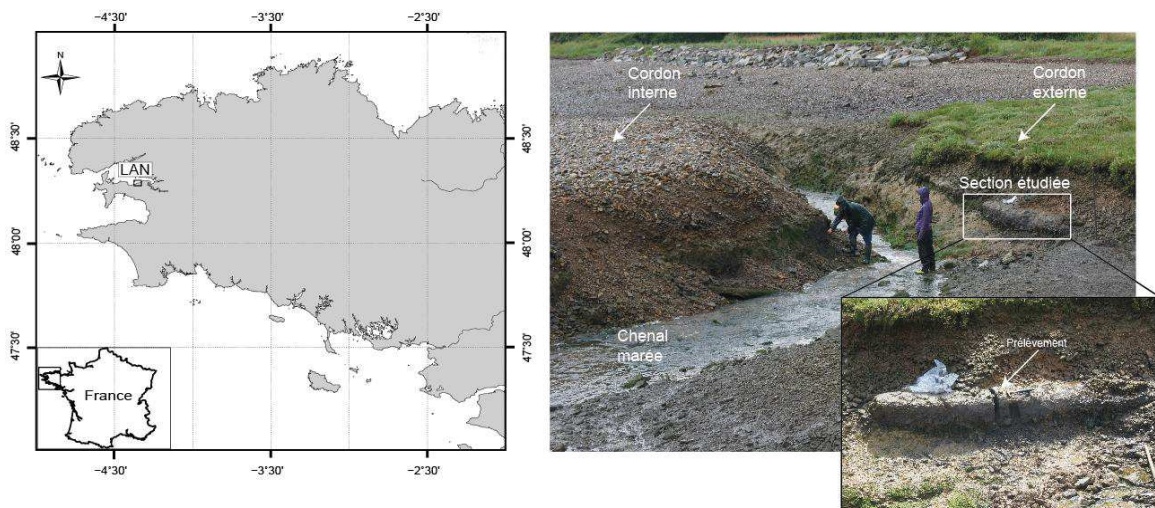


Figure 39. Localisation du site de prélèvement des sédiments de Landévennec, photo B.Van Vliet-Lanoë.

• GUIDEL

Le laboratoire Domaine Océanique (UMR 6538/CNRS) a commencé à travailler dans ce secteur en 2001. En parallèle à une étude sismique très haute résolution, des carottages superficiels avaient été effectués dans le Grand Loc'h et l'étang de Lannédec à l'aide d'un carottier à percussion Equarift.

Il était donc intéressant, au vu des résultats précédemment obtenus, d'effectuer une série de sondages complémentaires et, ce, dans un secteur différent et relativement protégé des tempêtes, pour avoir une approche 2D du colmatage. Ainsi, deux sondages ont été réalisés : un premier sondage à la tarière BRGM d'environ 11 m en aval du Grand Loc'h

(GL1) et un second sondage d'environ 6 m, au carottier russe (GL3) en amont, dans une formation de tourbe d'eau douce (Figure 40b).

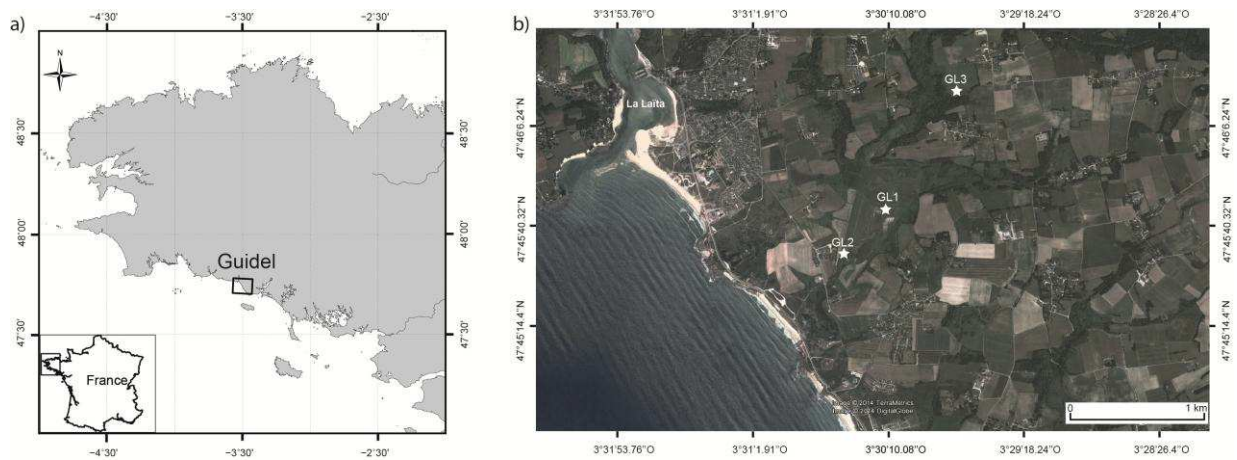


Figure 40. a) Localisation du site de prélèvement à Guidel, b) vue aérienne du site (Google Earth).

- KERZINE

Plusieurs prélèvements sédimentaires (nommés KZ1, KZ2 et KZ3) ont été réalisés par la tarière à vis BRGM sur le site de Kerzine (Figure 41). Le sondage KZ1 (47°41'N, 3°15'O) offre la meilleure séquence sédimentaire pour une analyse paléoenvironnementale complète (7,90 m de long).

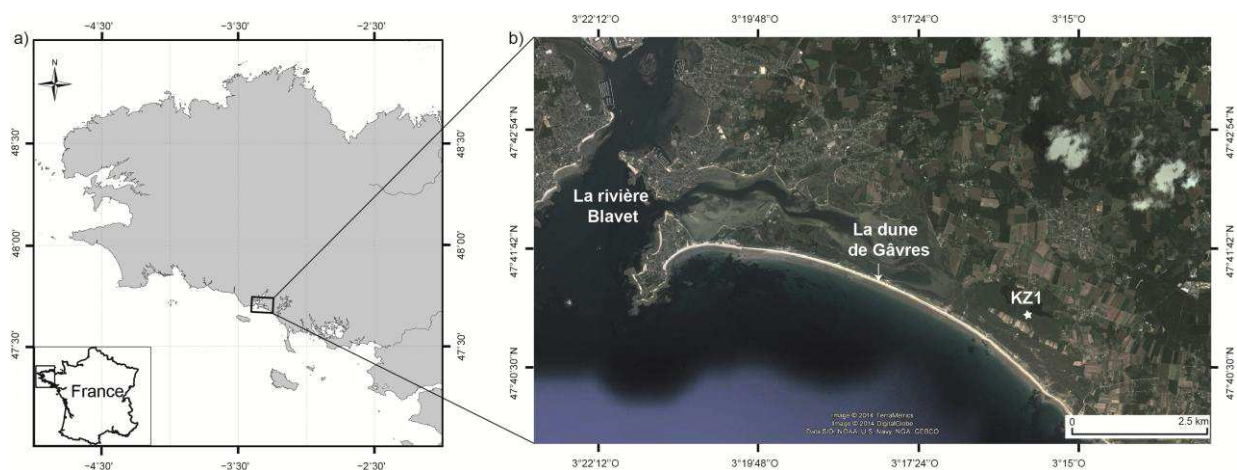


Figure 41. a) Localisation du site de prélèvement Kerzin, b) vue aérienne (Google Earth).

II.1.4 METHODOLOGIE ET SEDIMENTOLOGIE

• METHODOLOGIE GENERALE DEPLOYEE SUR CHACUN DES SITES

Nous rappelons ici que la méthodologie déployée sur chacun des sites ci-dessous a nécessité un travail conséquent de sédimentologie impliquant des prélèvements, descriptions de faciès, analyses granulométriques et échantillonnages pour datations. Une part conséquente de cette étape préliminaire a fait l'objet de la thèse de Jérôme Goslin (2014) tandis que la présente étude s'attardait davantage aux questions d'ordre paléocéologique impliquant les traitements expérimentaux (procédures d'extraction) en laboratoire (cf. partie suivante sur les bio-indicateurs) et expertises micropaléontologiques de 3 groupes taxonomiques (Chironomidae, foraminifères benthiques et pollen).

Tableau 2. Récapitulatif des analyses paléocéologiques, granulométriques et des datations effectuées sur chaque séquence (PM : Pors Milin, CQ : Le Conuquet, LAN : Landévennec, GL : Grand Loch' de Guidel, KZ : Kerzine). Les cases gris foncé symbolisent les données disponibles sur chacune des séquences (et inversement pour les cases gris clair) ; les « + » matérialisent les données acquises plus spécifiquement dans le cadre de cette thèse.

Code carotte	Pollen	Chironomidae	Foraminifères benthiques	Analyses granulométriques	Nb dates ¹⁴ C
PM4	-	+	-	-	3
PM5	-	+	-	-	7
PM3	+	-	-	J.Goslin	6
PM1	+	-	-	J.Goslin	5
CQ1	-	+	-	J.Goslin	9
LAN	-	+	P. Stephan	-	4
GL1	-	-	+	J.Goslin	4
GL3	+	+	-	-	12
KZ1	+	-	+	E.Allan	9

• DATATIONS ¹⁴C

Les mesures radiocarbone ont été effectuées par le laboratoire de Poznań (Pologne) et le laboratoire de mesure du ¹⁴C à Saclay (France). Au total, 59 datations ont été effectuées (Tableau 2), le plus souvent sur des sédiments organiques (tourbes, limons organiques), rarement sur des fragments de bois, et parfois sur des coquilles, quand la matière organique était déficitaire. Nous avons daté en priorité la base des séquences, puis borné les différents niveaux tourbeux ou organiques des sondages étudiés. Les échantillons transmis pour datation ont été préalablement séchés et numérotés en fonction de leur position stratigraphique (côte profondeur).

La conversion des âges radiocarbone bruts en âges calibrés BP a été effectuée au moyen du programme R (Version 3.1.1.) et du module CLAM (Blaauw, 2010) en suivant l'option de calibration « IntCal13 » ou « Marine13 » en fonction de la nature continentale ou marine du matériel daté, respectivement (Reimer et al., 2013). Dans le cas d'une calibration « marine », il est nécessaire de prendre en compte « l'effet réservoir ». Dans toute notre étude, nous avons corrigé l'âge réservoir moyen (considéré par défaut de -400 ans) à l'aide du point de référence le plus proche de notre site d'étude, à savoir l'île de Sein (ΔR de -40 \pm -23 ans ; Mangerud et al., 2006) à l'ouest du Finistère (cf. « Marine Reservoir Correction Database » ; <http://calib.qub.ac.uk/marine>).

• ANALYSES GRANULOMETRIQUES

Les analyses granulométriques ont été réalisées à l'aide d'un granulomètre laser de type Malvern Mastersizer 2000. Afin d'obtenir uniquement la valeur granulométrique correspondant à la phase détritique du sédiment, la matière organique a dû, au préalable, être détruite. Pour cela, 2 g/échantillon ont été prélevés dans les sacs stockés en chambre froide. Ils ont été placés dans un bécher de 100 ml avec de l'eau distillée et de l'eau oxygénée (peroxyde d'hydrogène, H₂O₂) et disposés sur un bain de sable à 80°C. L'eau oxygénée a été ajoutée progressivement jusqu'à l'arrêt complet de l'effervescence matérialisant la disparition effective de la matière organique. Les macrorestes végétaux et coquillers ont été enlevés manuellement. Une fois la matière organique détruite, une défloculation a été réalisée grâce à une solution d'héxaméthaphosphate de sodium (NAPO₄) d'une concentration de 102 g/l (cf. Goslin, 2014).

II.2 ANALYSES DES BIO-INDICATEURS FOSSILES

Les outils principaux mis en œuvre dans cette thèse sont des indicateurs biologiques microfossiles, obtenus à partir d'archives sédimentaires non remaniées, témoins potentiels des changements climatiques du passé et de l'impact de l'homme sur son environnement. Ces outils sont les larves de Chironomidae (Insectes, Diptères), les foraminifères benthiques et les grains de pollen.

Les trois groupes microfossiles ciblés sont appelés à fournir des informations paléoenvironnementales complémentaires. En effet, ils occupent préférentiellement différents milieux : les foraminifères sont majoritairement marins ; les Chironomidae traduisent plutôt des conditions fluviatiles et la palynologie décrit principalement des environnements terrestres, même si de nombreux grains de pollen de plantes aquatiques peuvent être également retrouvés dans les sédiments. Cette association d'outils permettra ainsi de suivre l'évolution progressive des milieux littoraux sur l'Holocène par rapport aux différentes phases d'incursions marines (transgressions) en alternance avec les phases d'isolement (régressions marines).

II.2.1 CHIRONOMIDAE

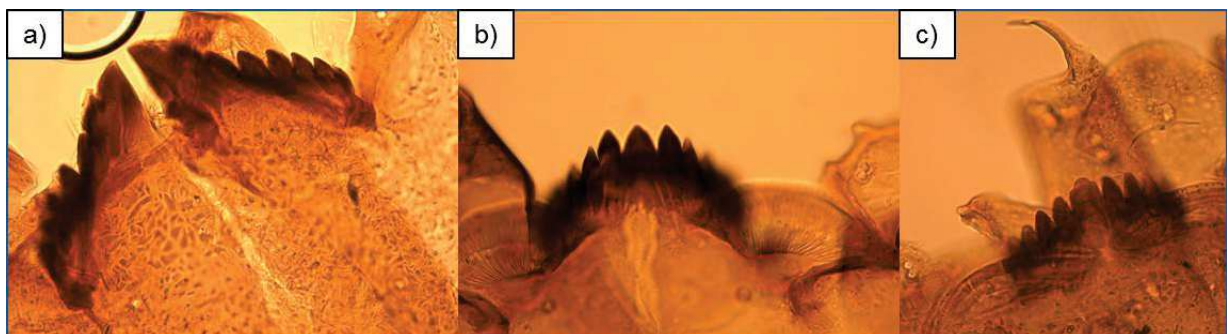


Figure 42. Quelques taxons Chironomidae principaux observés au cours de l'étude des différents enregistrements sédimentaires de la thèse. a) *Glyptotendipes pallens*-type, b) *Porpsilocerus* type N, et c) *Tanytarsus chinensis*.

- CYCLE DE VIE ET POTENTIALITES PALEOECOLOGIQUES

Les Chironomidae représentent une famille d'insectes aquatiques Diptères dont le cycle de vie comprend plusieurs étapes différentes et successives : œuf, stades larvaires (au nombre de quatre), nymphe et adulte (étape aérienne et sexuée du cycle). Le cycle de vie des Chironomidae est très court ; en été, il peut durer 2 à 3 semaines, de l'éclosion à la formation de l'adulte (Figure 43). La taille des larves de Chironomidae varie entre 2 et 30 mm selon les espèces. Le corps, d'une couleur variable selon les espèces, est constitué de neuf segments abdominaux, trois segments thoraciques, et d'une tête globulaire et bien développée, remarquable à cause de sa forte pigmentation.

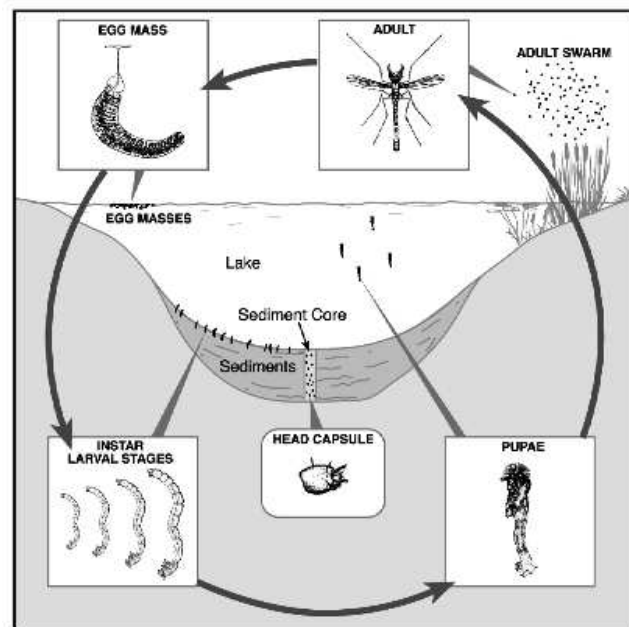


Figure 43. Cycle de vie des Chironomidae (Porinchu et McDonalds, 2003, modifié d'après Brodersen et Anderson (2000).

Cette famille d'insectes, la plus abondante dans les milieux d'eau douce (Walker et Mathewes, 1987) contient 11 sous-familles et environ 15,000 espèces de par le monde, dont 1,000 ont été décrites en Europe (Brook et al., 2007). Les Chironomidae sont des indicateurs écologiques très sensibles qui renseignent par exemple sur le climat et l'environnement des habitats qu'ils occupent au sens large (Walker et Mathewes, 1989).

C'est la capsule céphalique des larves, de nature chitineuse et dont la qualité de préservation est excellente (Heinrich et Walker, 2006), qui est utilisée en paléoécologie pour reconstruire la structure des communautés passées (Porinchu et MacDonald, 2003). En effet, le cycle de vie très court et la mobilité des adultes font des Chironomidae l'un des outils les plus employés et les plus efficaces en paléoécologie, principalement en milieu lacustre, mais aussi depuis peu en domaine alluvial (Van Huissteden 1990 ; Gandouin, 2003 ; Engels et al., 2008 ; Bohckel et al., 2008 ; Gandouin et Ponel, 2010). Plusieurs fonctions de transfert existent pour la reconstitution de la température estivale (Walker et al., 1991 ; Brook et Birks, 2000 ; Larocque et al., 2001, Massaferrero et al., 2014), de l'oxygène (Quinlan et al., 1998 ; Francis et al., 2001) et de la salinité (Walker et al., 1995 ; Heinrich et al., 2001 ; Verschuren et al., 2004 ; Zhang et al., 2007 ; Dickson et al., 2014).

- INTERPRETATION DU SIGNAL ENVIRONNEMENTAL

En plaine alluviale, les Chironomidae ont principalement été utilisés pour la reconstitution du gradient transversal (Gandouin et al., 2006) ; la distribution des Chironomidae se trouvant être liée à la fréquence de connexion des milieux annexes avec le chenal principal. Des espèces dites rhéophiles, ou caractéristiques des eaux à fort courant, sont par exemple retrouvées dans les cours d'eau souvent inondés et connectés, alors que les espèces limnophiles sont, quant à elles, retrouvées dans les milieux stagnants ou à faibles courants. Une typologie des principaux taxons rencontrés dans les plaines alluviales du Rhône et de la Garonne est disponible dans Gandouin et al. (2006).

En milieu côtier et marin, l'occurrence des Chironomidae est moins marquée en termes d'abondance et de diversité. En effet, malgré la présence attestée des insectes sur terre depuis environ 300 millions d'années, leur évolution ne leur a pas permis de coloniser efficacement les milieux marins (William et hamm, 2002). Néanmoins, la famille des Chironomidae inclut des taxons restreints au milieu marin et plus précisément au milieu intertidal (Colbo, 1996). Peu d'études paléoenvironnementales ont employé les Chironomidae dans des milieux estuariens ou bien dans les bassins côtiers subsidents, alors qu'une hypothèse d'utilisation comme bio-indicateurs de paléosalinité est avancée par quelques auteurs (Clair et Peterson., 1976 ; Solem et al., 1997 ; Hoffman et Win., 2000 ; Rosenberg et al., 2005 ; Dickson et al., 2014). La réponse des Chironomidae aux variations de salinité

causées par les variations du niveau marin, laisse envisager la possibilité d'établir un référentiel écologique qui servira de support pour la mise au point d'un modèle de transfert Chironomidae / niveau marin. C'est ce que nous avons tenté de mettre au point dans le cadre de cette thèse sur un gradient longitudinal amont-aval dans l'estuaire de l'Aulne (cf. Chapitre III de ce manuscrit entièrement consacré à la discussion autour de la calibration du signal Chironomidae). Entre temps, et très récemment, une fonction de transfert Chironomidae-Salinité a été élaborée par Dickson et al. (2014) sur une série de lagunes de la côte Atlantique du Canada.

• EXTRACTION, TRI ET IDENTIFICATION DES CHIRONOMIDAE

L'extraction des capsules a été effectuée en se basant sur le protocole décrit par Hoffman (1986). Une quantité de sédiment a été défloculée dans une solution de KOH (10 %) chauffée environ 20 minutes. Par la suite, la solution est passée dans un tamis de maillage 100 µm et rincée à l'eau du robinet. Afin de concentrer les capsules céphaliques, une technique de flottation sur pétrole a été utilisée (Rolland et Larocque, 2007 ; Gandouin, 2003). Cette méthode consiste à ajouter du pétrole sur le tamis contenant les résidus de sédiments préalablement défloculés. Ce processus permet au pétrole de venir se fixer sur les capsules céphaliques de nature chitineuse et d'en acquérir la propriété de flottaison en milieu aqueux. Les résidus et le pétrole sont ensuite transvasés dans un bécher contenant de l'eau et, grâce à la différence de densité, le pétrole qui a piégé les capsules vient se mettre en surface et peut ainsi être récupéré puis nettoyé avec un détergeant (liquide vaisselle). Les capsules sont finalement conservées dans de l'alcool à 99%.

Les capsules, ainsi conservées dans l'alcool, vont être prélevées une par une sous loupe binoculaire à l'aide d'une pince fine et sont ensuite mises entre lames et lamelles dans de la glycérine. De l'histolaque est ensuite utilisée pour luter la préparation. L'identification des capsules est effectuée sous microscope optique au grossissement X400. Un minimum de 50 capsules doit être compté pour chaque échantillon de façon à être statistiquement significatif (Heiri et Lotter, 2003). La détermination des individus a été réalisée à l'aide des clés de détermination suivantes : Wiederholm (1983), Klink et Moller Pillot (2003) et Brooks et al. (2007). De plus, dans le cadre de cette thèse, une formation de 10 jours a été effectuée au Museum d'Histoire Naturelle de Londres, sous la direction de Dr. Stephen Brooks.

II.2.2 FORAMINIFERES BENTHIQUES

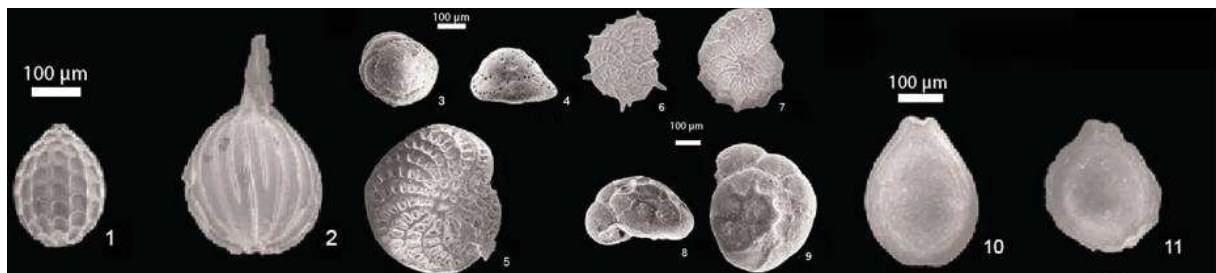


Figure 44. Quelques espèces de foraminifères benthiques observées au cours de l'étude. 1. *Favulina melo*, 2. *Lagena laeviscotata*, 3 et 4 *Asterigerinata* sp, 5 *Elphidium crispum*, 6 et 7 *Elphidium aculeatum*, 8 et 9 *Ammonia becarrii*, 10 *Paliolatella* sp, 11 *Paliolatella*.

• CYCLE DE VIE ET POTENTIALITES PALEOECOLOGIQUES

Les foraminifères sont des organismes marins unicellulaires planctoniques ou benthiques, faisant parti de l'embranchement des Protozoaires. Ces organismes sont le plus souvent pourvus d'une coquille minérale carbonatée faisant office de squelette : le « test ». Ce dernier est constitué d'une ou plusieurs chambres ou « *loculi* » (loges), dans lesquelles se trouve le protoplasme. Celui-ci se disperse dans les différentes chambres par l'intermédiaire d'orifices appelés foramens. De ces foramens sortent des pseudopodes utiles aux fonctions de préhension, d'alimentation et de déplacement.

Le test des foraminifères peut être de différentes natures : (i) les tests « agglutinés » formés de colle organique et de grains provenant du sédiment ; (ii) les tests « porcelanés » composés de micro-granules de calcite d'un blanc opale brillant, et enfin (iii) les foraminifères à test « hyalins » composés de calcite translucide. Les formes planctoniques peuvent coloniser les milieux océaniques francs jusqu'aux zones côtières. Quant aux formes benthiques, elles s'étagent en bathymétrie depuis la plaine abyssale jusqu'aux zones littorales, et notamment jusqu'aux environnements de type haut-schorre.

Le cycle de vie chez les foraminifères benthiques est généralement, à l'exception de quelques espèces, caractérisé par une alternance de deux générations : l'une sexuée (G1, cf., Figure 45) et l'autre asexuée (G2, cf., Figure 45). La durée du cycle dépend principalement des conditions environnementales. Les cycles les plus courts (un mois) se retrouvent dans les zones tropicales, tandis que les plus longs (jusqu'à deux ans) se retrouvent dans les hautes latitudes.

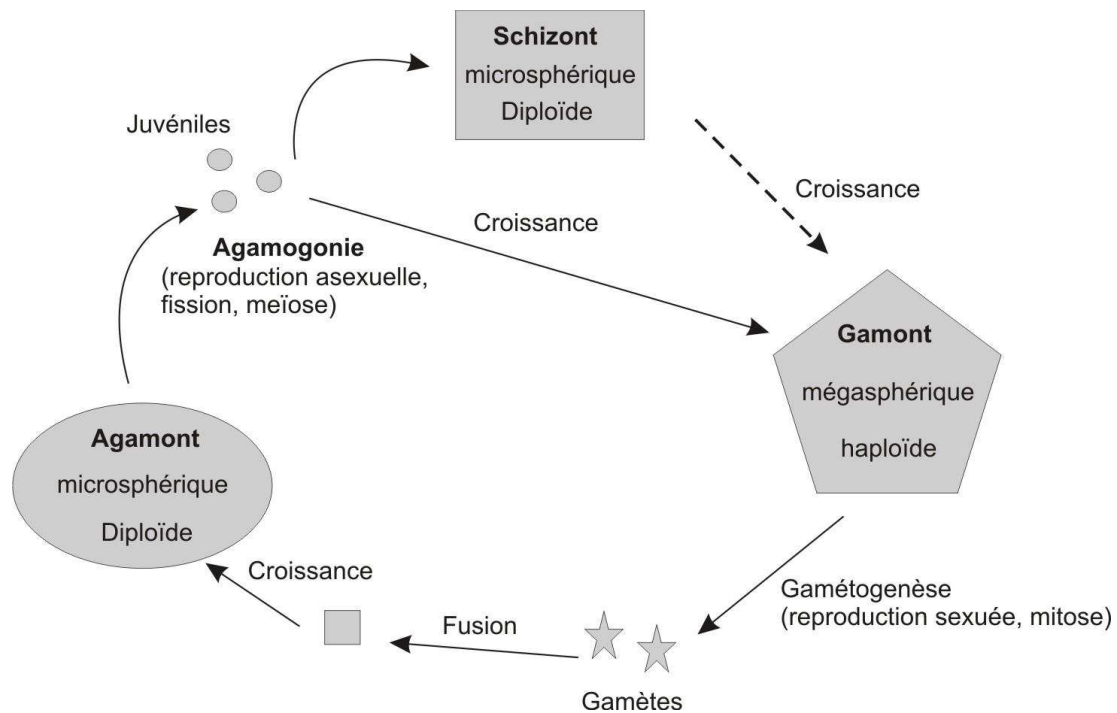


Figure 45. Cycle de vie des foraminifères (Murray, 2006).

Du fait de la robustesse de leur test et de l'existence de nombreuses espèces à restrictions écologiques précises, les foraminifères sont utilisés comme bio-indicateurs dans le cadre d'études sur les environnements actuels (Debenay et al., 2001; Armynot du Châtelet et Debenay, 2010) mais aussi passés et, ce, à différentes échelles de temps depuis les études biostratigraphiques (à l'échelle des temps géologiques) jusqu'aux études paléoclimatiques couvrant le Quaternaire.

• INTERPRÉTATION DU SIGNAL ENVIRONNEMENTAL

Les marais d'arrière dune sont des milieux inondés et drainés par les eaux salées de la marée. Dans ces milieux, les assemblages de foraminifères benthiques peuvent être utilisés comme bio-indicateurs de niveau marin. En effet, leur distribution reflète les variations de fréquence et de durée d'inondation par les marées. Il est ainsi possible de déterminer les variations du niveau marin *in situ* en fonction des zones écologiques détectées : slikke, moyen/bas-schorre, ou haut-schorre (Gehrels, 1994 ; Horton et Edwards, 2005). Une variation verticale de 5 à 10 cm en hauteur d'eau est suffisante pour provoquer une variation significative des assemblages de foraminifères benthiques (Guilbault et al., 1996).

Récemment, le développement de fonctions de transfert capables de relier mathématiquement les données de faunes avec des données environnementales, a permis de reconstruire de nombreuses courbes régionales de variation de niveau marin relatif. Une telle reconstruction a été menée pour la toute première fois au Canada par Guilbaut et al. (1996). En Bretagne, des études récentes de la distribution des foraminifères benthiques dans les marais de la Rade de Brest (Stéphan, 2008) et dans le Morbihan (Rossi et al., 2011) ont montré que ces organismes peuvent, avec efficacité, reconstituer le niveau marin relatif à l'échelle locale. Cependant, à une échelle plus régionale, les fonctions de transfert mises au point ont montré des limites qu'il faudra prendre en considération dans le cadre de la présente thèse. Replacer les niveaux marins sur nos sites d'étude permettra toutefois de contraindre le rôle joué par le gradient de salinité sur les assemblages végétaux et surtout sur les Chironomidae, organismes pour lesquels il existe encore trop peu d'informations écologiques.

• TRAITEMENT LABORATOIRE ET IDENTIFICATION

Les sédiments échantillonnés ont été lavés à l'eau du robinet et passés dans des tamis de différentes mailles: 2 mm, 500 μm , 125 μm et 45 μm . Les résidus ont été récupérés à chaque fois et pesés. La granulométrie, ayant été traitée dans le cadre des travaux de thèse de Jérôme Goslin (2014), les résidus n'ont servi qu'à l'analyse faunistique. Les fractions supérieures à 125 μm qui contenaient une importante quantité de sable ont été traitées au trichlorure de carbone ou au trichloréthylène afin de concentrer les foraminifères benthiques. Pour chaque résidu, un minimum de 300 individus a été compté et identifié sous la loupe binoculaire à un grossissement X40.

II.2.3 PALYNOLOGIE : POLLEN ET SPORES

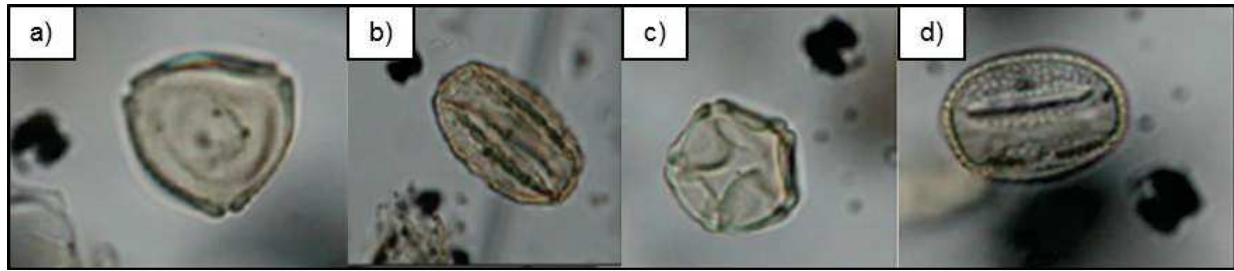


Figure 46. Quelques taxons palynologiques principaux observés au cours de l'étude des différents enregistrements sédimentaires de la thèse : a) *Corylus*, b) *Quercus*, c) *Alnus*, d) *Salix*, photos E. Allan.

• GENERALITES ET POTENTIALITES PALEOECOLOGIQUES

Des milliers de grains de pollen, ou gamètes mâles, sont produits par les étamines (organes mâles) des Gymnospermes et des Angiospermes (Phanérogames ou plantes à fleurs) lors de la reproduction sexuée. Ces diaspores peuvent être disséminées par le vent (végétaux anémophiles), par l'eau (végétaux hydrophiles) ou par les insectes (végétaux entomophiles). La palynologie est l'étude des grains de pollen, des spores, et des éléments microfossiles à paroi organique au sens large, également appelés palynomorphes. Ces palynomorphes ont une taille inférieure à 150 μm . La composition chimique de leur membrane non cellulosique (extrêmement résistante) est constituée de chaînes hydrocarbonées très complexes. Pour les grains de pollen, c'est cette enveloppe externe ou exine (composée de sporopollénine) qui est ainsi fossilisée et conservée dans les sédiments (Defer et Suc, 2003). L'analyse pollinique des sédiments suppose que la pluie pollinique, c'est-à-dire l'ensemble des spores et des grains de pollen déposés en un même lieu, représente la végétation du lieu d'étude. La connaissance de cette relation est un des fondements de l'interprétation des spectres polliniques anciens (Reille, 1990). De façon générale, dans les zones humides, du pollen récolté en un lieu donné provient de la végétation locale (0-20m) composée de groupement de zone humide, des apports polliniques du voisinage ou des coteaux (20-500 m) et des apports régionaux (500-10 km) (Gaudin, 2004).

L'utilisation de la palynologie en paléoclimatologie a débuté il y a près d'un siècle (Cain, 1939). C'est très certainement l'un des outils les plus communément utilisés pour la reconstitution des environnements et des climats anciens au sens large en milieu continental. En effet, les assemblages polliniques permettent de reconstruire l'histoire du paysage végétal

régional incluant climat (Guiot et al., 1989) et impact de l'Homme. Ainsi, à partir du Néolithique, le pollen est souvent utilisé en paléoécologie pour tenter de discriminer la cause des changements paysagers d'origines anthropiques et/ou climatiques. Plusieurs marqueurs floristiques existent comme par exemple le rapport AP/NAP (« *Arboréal/Non Arboréal Pollen ratio* ») qui renseigne sur le degré d'ouverture du milieu. Il est possible d'identifier les différents taxons de la forêt caducifoliée et tempérée présents sur le bassin versant drainé. De plus, l'identification des grains de pollen des végétaux strictement liés à l'homme, comme les céréales et les plantes rudérales, sont des marqueurs essentiels d'anthropisation.

Les taxons de la forêt alluviale (ou forêt ripisylve) tels que *Alnus*, *Salix* et *Fraxinus* sont autant de marqueurs pouvant renseigner sur l'état écologique de l'écosystème fluvial et des zones humides. Ce type de forêt est une caractéristique récurrente de nos sites d'étude. *Alnus* se développe généralement sur un sol tourbeux avec la présence des nappes phréatiques superficielles d'eaux douces. Lorsque ces forêts sont traversées par des cours d'eau et connectées à la mer, on se retrouve alors en présence de deux types de gradients : (i) l'un transversal rythmé par les crues, et (ii) l'autre longitudinal (amont-aval) influencé par le gradient de salinité et les pulsations de la nappe salée. Les études palynologiques menées dans ces milieux informent donc sur l'évolution des environnements à la fois continentaux et marins. Il est à noter que les zones humides, de par leur hétérogénéité spatiale, constituent des milieux écologiquement très importants, puisqu'ils sont des zones d'habitat à grande richesse spécifique faunistique et floristique. Cependant, à cause de l'expansion de l'agriculture, il n'existe quasiment plus aucune forêt alluviale d'aulnaie à l'état naturel (Brown, 2002). En Europe, les zones humides sont considérées comme les écosystèmes les plus menacés par les activités humaines (drainage, pollution et invasion). Dans un but de conservation et/ou de restauration de ces zones humides, des données sur les conditions environnementales précédant l'agriculture sont primordiales pour la connaissance des écosystèmes de référence et la mise en place de protocoles de gestion et d'aménagement durable.

• TRAITEMENT LABORATOIRE ET IDENTIFICATION

Une quantité de sédiments, d'environ 2 à 10 g, a été prélevée sur les carottes tous les 10 ou 5 cm en fonction des séquences pour les analyses palynologiques. Les sédiments ont été ensuite traités chimiquement et en laboratoire afin de concentrer la matière organique résistante incluant les grains de pollen en la séparant notamment de la fraction minérale. Deux

protocoles analytiques ont été employés en fonction de la nature du sédiment : le protocole de traitement IMBE (Aix-Marseille Université) pour les sédiments organiques ou tourbeux (annexe 1) ou le protocole EPOC (Bordeaux 1) pour les sédiments minérogéniques argilo-limo-sableux (annexe 1). Au terme de ces traitements chimiques, des culots de pollen sont obtenus et conservés dans des micro-tubes (eppendorf) remplis de glycérine. Des volumes constants et connus (25 μ l) de culots de pollen contenus dans les eppendorf ont ensuite été montés dans de la glycérine entre lames et lamelles, elles-mêmes luttées avec de l'histolaque. Le matériel sporopollinique ainsi préparé a ensuite été observé à l'aide d'un stéréomicroscope optique muni d'un objectif X50 à immersion.

Sur chaque lame, un minimum de 300 grains de pollen doit être compté afin d'obtenir un assemblage pollinique statistiquement fiable (Reille, 1990). Ce comptage minimum sera, par la suite, nommé somme pollinique principale ou significative (ou encore "*Main Sum*") et servira au calcul des pourcentages polliniques (abondances relatives). Dans ce travail de thèse, et pour l'ensemble des sites, ce comptage minimum a exclu :

- (i) Les spores des ptéridophytes (monolètes et trilètes);
- (ii) Les plantes aquatiques (e.g., *Typha*, *Nymphaea*, etc.) et les arbres de la forêt riveraine de la zone riparienne (*Alnus*, *Salix* et *Fraxinus*), dont la présence est bien souvent surreprésentée dans les zones humides marécageuses ;
- (iii) Le genre *Pinus* dont le pollen à ballonnets est soumis au transport éolien sur de très longues distances ;
- (iv) La végétation potentiellement halophile à savoir les Chenopodiaceae et enfin ;
- (v) Les Cyperaceae, qui sont bien souvent l'un des taxons dominants et les plus représentés dans les tourbières.

Les données de chaque site sont ensuite représentées au moyen d'un diagramme palynologique, permettant de suivre l'évolution des pourcentages d'un taxon quelconque en fonction de la profondeur (en cm ou en âge). La représentation des données polliniques pour chaque niveau de profondeur est encore appelée spectre pollinique. Afin de simplifier la lecture des diagrammes, de nombreux taxons ont été regroupés en fonction de leurs affinités écologiques, biologiques ou anthropiques (Behre, 1981) :

- **Taxons anthropiques :**

- Plantes cultivées: *Cerealia*, *Secale*, *Cannabis*, *Linum*, *Fagopyrum*, *Zea mays*.

- Plantes adventices (liées à l'agriculture): *Rumex*, *Mercurialis*, *Centaurea*, *Papaver*, *Melampyrum*.

- Plantes rudérales (liées aux friches et aux chemins): *Plantago*, *Convolvulus*, *Polygonum*, *Cuscuta*, Brassicaceae, Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, *Artemisia*, Ranunculaceae, *Potentilla*, *Trifolium*, Solanaceae, Urticaceae, Lamiaceae, Fabaceae, Asteraceae, Cichorioideae.

- **Landes**: *Ulex*, *Calluna*, *Erica*, Campanulaceae, *Asphodelus*, *Polygala*, *Gentiana*, *Helianthemum*.

- **Halophytes et plantes de dune**: *Armeria maritima*, *Corrigiola littoralis*, Crassulaceae, *Ephedra*, *Euphorbia*, *Euphrasia*, *Limonium*, *Ruppia maritima*, *Sanguisorba*, *Spergularia*, Chenopodiaceae.

- **Aquatiques strictes**: *Myriophyllum*, *Nymphaea*, *Nuphar*, *Potamogeton*, *Lemna*, Nymphoïdes, *Utricularia*, *Sagittaria*, *Hydrocharis*, *Ranunculus aquatilis*, *Menyanthes*, *Callitriche*, *Hottonia*.

- **Paludicoles (marécages)**: *Typha*, *Sparganium*, *Iris*, Alismaceae, *Anagallis*, *Lysimachia*, *Lythrum*, *Filipendula*, *Valeriana*, *Polygonum persicaria*, *Rumex*, Hydrocotyle, Equisetum, Apiaceae, Rubiaceae, *Scrophularia*, *Sanguisorba*, *Thalictrum*, *Epilobium*.

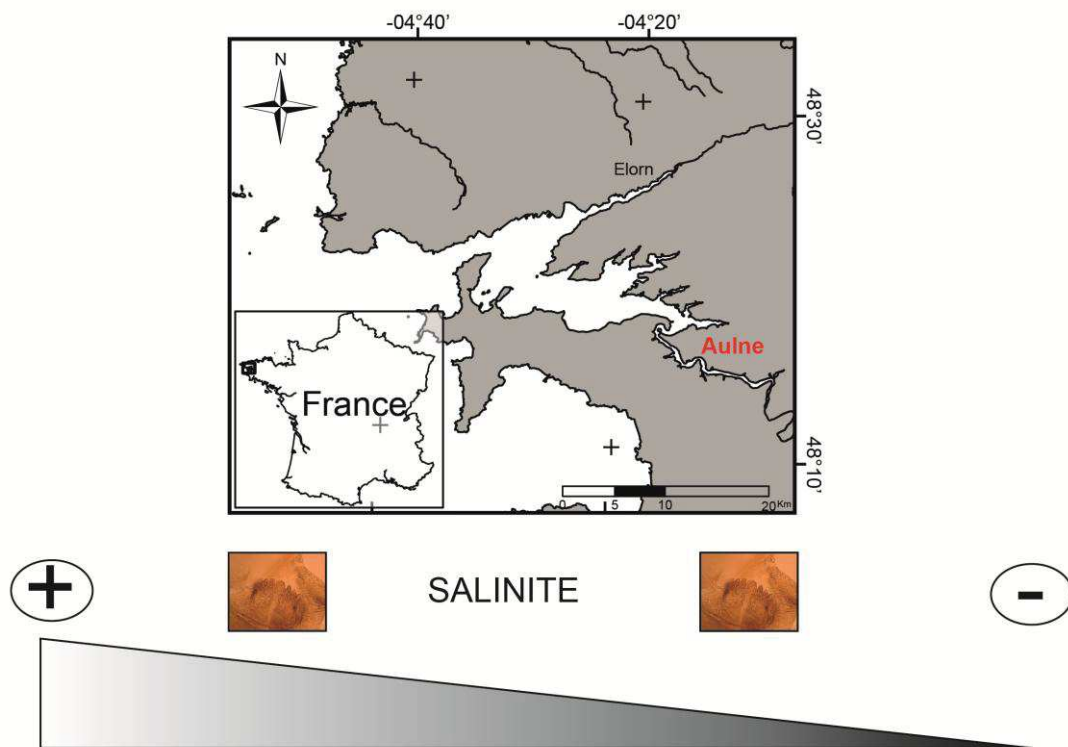
- **Autres herbacées**: Crassulaceae, Dipsacaceae, Scrophulariaceae, *Calystegia*, Rosaceae, *Trifolium*, *Euphorbia*, Malvaceae, Geraniaceae, Liliaceae, *Centaurea*.

- **Système forestier** : *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Acer*, *Fagus*, *Carpinus*, *Corylus*, *Fraxinus*, *Pinus*, *Abies*.

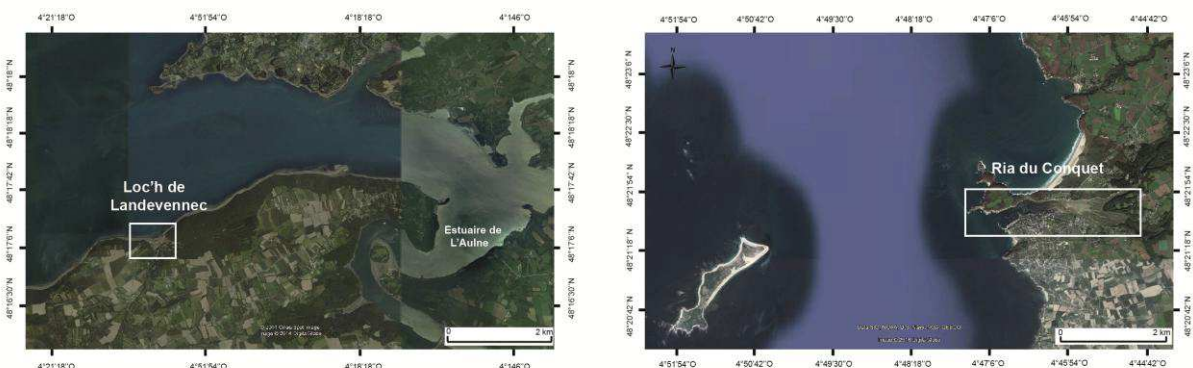
- **Espèces buissonnantes**: *Hedera*, *Lonicera*, *Cornus*, *Evonymus*, *Viburnum*, *Sambucus*, *Ligustrum*, *Prunus*, *Viscum*, *Rubus*, *Ilex*.

- **Arbres de zones humides ou associés au domaine de la forêt ripisylve**: *Alnus*, *Salix*, *Populus*, *Rhamnus*, *Myrica*, *Betula*.

CHAPITRE III REPARTITION ECOLOGIQUE DES THANATOCENOSSES EN CHIRONOMIDAE DANS L'ESTUAIRE DE L'AULNE : EVALUATION DU POTENTIEL DE CALIBRATION FAUNE *VERSUS* SALINITE



APPLICATIONS LANDEVENNEC-Le CONQUET



PLAN CHAPITRE III

III.1 INTRODUCTION SUR LES RECONSTITUTIONS QUANTITATIVES PALEOENVIRONNEMENTALES.....	95
III.1.1 L'ESSOR RECENT DES FONCTIONS DE TRANSFERT APPLIQUEES AUX BIO-INDICATEURS FOSSILES.....	95
III.1.2 LES FONCTIONS DE TRANSFERT APPLIQUEES AUX CHIRONOMIDAE	97
• HISTORIQUE DES RECONSTRUCTIONS QUANTITATIVES CHIRONOMIDAE	97
• LE CAS PLUS PRECIS DE LA RALATION « CHIRONOMIDAE – SALINITE »	97
• BILAN SUR LES RECONSTRUCTIONS QUANTITATIVES ET PROBLEMATIQUE DE RECHERCHE	99
III.2 LES CHIRONOMIDAE EN MILIEU ESTUARIEN BRETON ET POTENTIEL DE RECOUPEMENT ASSEMBLAGES FAUNISTIQUES <i>VERSUS</i> DONNEES ENVIRONNEMENTALES	100
III.2.1 ESTUAIRE DE L' AULNE ET STRATEGIE D'ECHANTILLONNAGE	100
III.2.2 DONNEES ENVIRONNEMENTALES DISPONIBLES SUR L' AULNE	104
• SUIVI HYDROLOGIQUE DU SAGE AULNE.....	104
• ANALYSES STATISTIQUES DES DONNEES ENVIRONNEMENTALES.....	106
III.3 PRINCIPAUX RESULTATS CHIRONOMIDAE OBTENUS ET SIGNIFICATION ENVIRONNEMENTALE	108
III.3.1 BIODIVERSITE DES THANATOCENOSES ANALYSEES.....	108
• SORTIE 4 : MAI 2013	108
• SORTIE 5 : SEPTEMBRE 2013	109
• SIMILARITES-DISSIMILARITES ENTRE LES 2 CAMPAGNES DE TERRAIN : BILAN INTERMEDIAIRE	109
III.3.2 STRUCTURATION DES COMMUNAUTES EN CHIRONOMIDAE EN FONCTION DES PARAMETRES ENVIRONNEMENTAUX.....	114
• ACP SUR LA SORTIE 4, MAI 2013.....	115
• ACP SUR LA SORTIE 5, SEPTEMBRE 2013	116
III.3.3 BILAN DES OBSERVATIONS ET CROISEMENT AUX PARAMETRES ENVIRONNEMENTAUX.....	116
III.3.4 BILAN DE L'APPORT DES DONNEES CHIRONOMIDAE DANS LE CADRE DE CETTE ETUDE.....	118
• RAPPELS DES ETUDES PRELIMINAIRES ET DES OBJECTIFS DE CETTE ETUDE.....	118

• OBSERVATIONS GENERALES SUR L’AULNE	120
• UNE CALIBRATION CHIRONOMIDAE-SALINITE EST-ELLE ENVISAGEABLE EN MILIEU ESTUARIEN ?	122
III.4 DES DONNEES SUB-FOSSILES A L’ENREGISTREMENT PALEOENVIRONNEMENTAL : VERS UNE MEILLEURE COMPREHENSION DES SIGNAUX CHIRONOMIDAE FOSSILES.....	124
III.4.1 APPLICATION AU SITE DE LADEVENEC.....	124
• STRATIGRAPHIE DE LA COUPE	124
• DESCRIPTION DES ASSEMBLAGES FOSSILES DE CHIRONOMIDAE	125
• INTERPRETATION PALEOENVIRONNEMENTALE	126
III.4.2 APPLICATION AU SITE DU CONQUET	128
• STRATIGRAPHIE DE LA SEQUENCE SEDIMENTAIRE.....	128
• DESCRIPTION DES ASSEMBLAGES FOSSILES DE CHIRONOMIDAE	129
• INTERPRETATION PALEOENVIRONNEMENTALE	130
III.4.3 BILAN ET PERSPECTIVES	133

III.1 INTRODUCTION SUR LES RECONSTITUTIONS QUANTITATIVES PALEOENVIRONNEMENTALES

III.1.1 L'ESSOR RECENT DES FONCTIONS DE TRANSFERT

La paléoécologie a pris un nouvel essor depuis plusieurs décennies avec le développement des fonctions de transfert (Imbrie et Kipp, 1971 ; Birks et al., 1990 ; Birks, 1995 ; Guiot, 2011). Ces dernières ont permis de fournir des reconstitutions quantitatives des paramètres environnementaux basées sur des statistiques robustes établies entre les données environnementales modernes (températures, salinités, précipitations, etc) et les thanatocénoses (assemblages microfossiles) correspondant à des écosystèmes récents marins ou continentaux.

Typiquement, les reconstitutions quantitatives consistent en trois étapes :

1. construire une base de données moderne : il s'agit de cartographier la distribution des différents assemblages faunistiques visés pour l'étude paléoécologique ;
2. établir un modèle mathématique reliant les données fossiles modernes avec les paramètres écologiques qui caractérisent le milieu échantillonné à l'actuel ;
3. appliquer le modèle ainsi établi aux données fossiles obtenues en un endroit donné sur une période de temps plus ou moins longue en fonction de la longueur de sédiments prélevée et des taux de sédimentation du site carotté.

Il est à noter que plusieurs méthodes statistiques ont été employées pour quantifier cette relation faune-environnement (Birks, 1998) ; le choix de la méthode se basant sur des hypothèses théoriques qui mènent, par conséquent, à différents résultats. Ainsi, par exemple, deux principales approches mathématiques peuvent être employées pour reconstruire des paramètres environnementaux en fonction de la réponse linéaire ou non des organismes face aux variations environnementales, à savoir respectivement, les méthodes de calibration (ex : ordination) et les méthodes se basant sur des études de similarité (ex : méthode des meilleurs analogues).

Les fonctions de transfert sont construites en se basant sur plusieurs hypothèses :

1. la distribution des espèces est reliée à l'environnement dans lequel elles vivent ;

2. la variable à reconstruire est un facteur déterminant de l'écosystème à caractériser ;
3. les réponses écologiques des espèces face aux variations de l'environnement ne changent pas au cours du temps (principe de l'actualisme) ;
4. les méthodes mathématiques modélisent de façon adéquate la réponse biologique aux variables environnementales en permettant une reconstruction quantitative fiable et non biaisée ;
5. les autres variables de l'environnement ont un effet négligeable sur les assemblages fossiles et ne présentent pas de variation conjointe avec la variable d'intérêt.

En paléoécologie, une meilleure prise en compte des incertitudes dans les reconstitutions quantitatives est recommandée (Seddon et al., 2013). Dernièrement, la fiabilité des fonctions de transfert a été remise en cause par plusieurs auteurs (Velle et al., 2010 ; 2012 ; Telford et Birks, 2011 ; Juggins, 2013) qui critiquent principalement :

- le manque de compréhension et la non-linéarité entre les paramètres environnementaux et les organismes peuplant les écosystèmes ;
- le manque de prise en compte de l'impact des autres paramètres environnementaux sur les organismes, et la colinéarité qui peut exister entre ses paramètres (Figure 47).

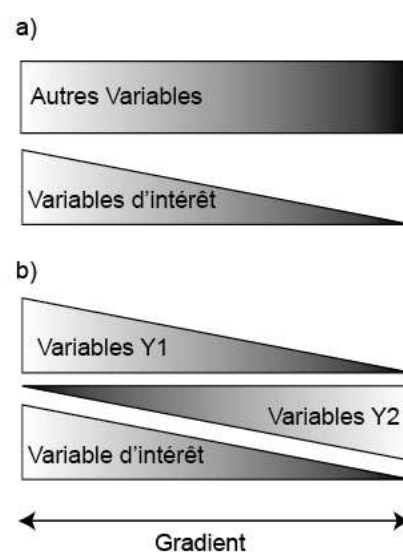


Figure 47. a) scénario idéal pour établir une fonction de transfert, b) confusion des influences des autres variables sur un gradient observé (adapté d'après Velle et al., 2010)

III.1.2 LES FONCTIONS DE TRANSFERT APPLIQUEES AUX CHIRONOMIDAE

• HISTORIQUE DES RECONSTRUCTIONS QUANTITATIVES

C'est dans la reconstitution « qualitative » du niveau trophique lacustre que les Chironomidae se sont d'abord illustrés comme d'excellents traceurs paléoenvironnementaux (Thienneman, 1954). La première fonction de transfert pour la reconstitution des températures a, quant à elle, été développée beaucoup plus tard par Walker et al. (1991). Cette étude a démontré l'utilité et l'efficacité des Chironomidae pour reconstruire et quantifier les climats passés. Depuis lors, une vingtaine de fonctions de transfert a été développée à travers le monde pour la reconstitution de la température, paramètre climatique considéré comme principal facteur déterminant pour les Chironomidae (Eggermont et Heiri, 2012). Des fonctions de transfert ont également été développées pour la reconstitution de phases d'anoxies lacustres (Little et Smol, 2001), de salinité (Walker et al., 1995 ; Dickson et al., 2014), de concentrations en chlorophylle a (Brodersen et Lindegaard, 1999) ou en phosphore (Brooks et al., 2001). Ces fonctions de transfert sont ainsi construites à partir de l'étude de la relation entre les assemblages faunistiques actuels et leur environnement actuel, en se basant sur la définition et la maximisation d'un gradient environnemental (température, salinité, pH) à partir duquel l'analyse des assemblages faunistiques est effectuée.

• LE CAS DE LA RELATION « CHIRONOMIDAE – SALINITE »

Une grande partie des Chironomidae est adaptée aux conditions d'eaux douces. En effet, les insectes sont en général très peu adaptés au milieu marin et le nombre d'espèces marines *sensu stricto* n'atteint pas plus de 100 taxons (Williams et Hamm, 2002). Chez les Chironomidae, parmi les dix sub-familles recensées, une seule est totalement et strictement restreinte au milieu marin, les Telmatogetoninae (Walker, 1987).

Néanmoins, certains taxons, en dehors des Telmatogetoninae, peuvent évoluer dans des milieux où la salinité fluctue (Heinrich et al., 2006) et les taxons les plus tolérants à la salinité sont différents en fonction des régions géographiques considérées. En effet, le groupe *Cricotopus/Orthocladius* domine dans les lacs les plus salés de Colombie Britannique (Walker et al., 1995) et du plateau tibétain (Zhang et al., 2007), *Microchironomus deribae* et le genre *Kiefferullus* dominant en Afrique de l'Est (Verschuren, 1997). Dans la Baie d'Hudson, c'est le genre *Chironomus* qui semble le mieux adapté aux conditions salées. Par

contre, le groupe *Cricotopus/Orthocladius* ne semble pas influencé par les conditions marines puisque celui-ci y est relevé dans quasiment toutes les gammes de salinité (Dickson et al., 2014). Toutes ces observations démontrent bien la complexité de la structuration des assemblages faunistiques, probablement dépendante d'un ensemble de facteurs environnementaux dont l'interaction est rarement comprise. La fiabilité des reconstructions quantitatives peut alors, de ce point de vue, être elle aussi remise en question.

Cependant, ces dernières décennies, de nombreuses fonctions de transfert ont été développées à travers le monde pour la reconstitution des paléosalinités en milieu lacustre, au Canada (Walker et al., 1995), en Afrique (Verschuren et al., 2004) et en Asie (Zhang et al., 2007, Chen et al., 2009). L'intérêt paléoenvironnemental de ces reconstitutions dépend principalement des milieux étudiés. En Afrique, par exemple, les salinités reconstruites ont permis d'inférer à partir des Chironomidae, des phases d'alternance régionale entre périodes humides et périodes de sécheresse (Verschuren et al., 2004) en lien avec les mécanismes de mousson. Plus récemment, au Canada, Dickson et al. (2014) ont pu reconstruire l'évolution des niveaux marins régionaux à partir de sédiments lacustres (lagunaires) prélevés le long d'un gradient de proximité par rapport à l'océan).

Contrairement au milieu lacustre, peu d'études quantitatives ont été développées en milieu côtier de type ria ou estuarien, où les Chironomidae ont davantage été employés à des fins de reconstruction qualitative des variations du niveau marin (Solem et al., 1997 ; Hoffman et Winn, 2000 ; Rosenberg et al., 2005). Hofmann et Winn (2000) ont ainsi enregistré un changement taxonomique en parallèle avec les variations des lignes de rivage liées à la transgression Holocène en mer Baltique. Dans les niveaux sédimentaires antérieurs à la transgression, une grande richesse taxonomique (cladocères, Chironomidae et foraminifères) était observée ; celle-ci diminuant brusquement au moment de la pénétration des eaux marines par l'installation de nouveaux taxons Chironomidae (tels que *Clunio marinus*, *Chironomus salinarius* et *Cricotopus/Halocladius*) tolérant des conditions de salinité élevée.

• BILAN SUR LES RECONSTRUCTIONS QUANTITATIVES ET PROBLEMATIQUE DE RECHERCHE

La réponse taxonomique des Chironomidae face aux variations de salinité, causées par les épisodes de transgressions/régressions marines, laisse présager la possibilité d'établir un référentiel écologique qui servirait de support pour la mise au point d'un modèle Chironomidae/niveau marin. Ainsi, nous avons suivi plusieurs pistes dans l'étude des assemblages actuels des Chironomidae :

- (i) Améliorer l'état des connaissances sur l'autoécologie des Chironomidae des milieux estuariens et notamment dans l'estuaire de l'Aulne (partie sud de la Rade de Brest) ;
- (ii) Tester le potentiel de calibration « Chironomidae-Salinité » ;
- (iii) Appliquer ces nouvelles connaissances écologiques à des séquences sédimentaires holocènes, extraites en domaine estuarien ou en arrière de cordon dunaire, afin de discuter des signaux Chironomidae subfossiles observés sur les sites de Landévennec et Le Conquet, mais aussi à PorsMilin (Fernane et al. sous presse / cf. Chapitre 4).

III.2 LES CHIRONOMIDAE EN MILIEU ESTUARIEN BRETON ET POTENTIEL DE RECOUPEMENT ASSEMBLAGES FAUNISTIQUES VERSUS DONNEES ENVIRONNEMENTALES

Les Chironomidae étant très peu décrits dans les estuaires de Bretagne, il nous a semblé prioritaire et indispensable d'explorer leur distribution actuelle aussi bien au niveau de la biocénose (larves) que de la thanatocénose (capsules céphaliques larvaires subfossilisées et conservées dans les sédiments superficiels des zones de sédimentation). Cependant, l'étude de la biocénose, bien qu'indispensable pour les écologues et les biologistes, nécessite un suivi des populations de larves sur des périodes de temps très longues (pluriannuelles).

Dans le cadre de cette thèse, principalement axée sur les données paléoenvironnementales holocènes nous avons donc davantage ciblé nos observations sur l'étude des thanatocénoses sub-récentes. Cette approche permet non seulement la prise en compte des processus taphonomiques et des dynamiques sédimentaires dans les enregistrements paléoenvironnementaux (Battarbee et flower, 1984), mais aussi de fournir à un temps précis une vue spatiale et temporelle de la diversité taxonomique et de la structuration de la communauté (Eggermont et al, 2008).

Au cours de ce chapitre, nous tenterons ainsi de répondre à deux questions : premièrement, existe-t-il une possibilité de quantifier les salinités de l'Aulne avec l'outil Chironomidae ? Deuxièmement, une typologie amont/aval peut-elle être définie? Si oui, celle-ci pourrait alors constituer une base de compréhension très importante pour les observations faites dans le registre sédimentaire fossile.

III.2.1 ESTUAIRE DE L'AULNE ET STRATEGIE D'ECHANTILLONNAGE

L'Aulne est un fleuve côtier situé en Bretagne, il est le troisième plus grand fleuve de la région après la Vilaine et le Blavet. Il prend sa source dans les monts d'Arrée à une altitude de 290 m et se jette 140 km plus loin dans la Rade de Brest. Sa partie estuarienne, très sinueuse, fait 24 km de long pour une largeur de 600 m relevée à l'embouchure. Des suivis du débit de l'Aulne depuis 1970 sur la station de Chateauneuf-du-Faou montrent un grand écart saisonnier, avec des valeurs moyennes oscillant entre 400 m³/s et 1 m³/s. L'Aulne véhicule plus de 70% d'eaux douces dans la Rade de Brest et est le responsable principal de l'apport vaseux dans les eaux de la Rade. Le bassin versant de l'Aulne est d'environ 1,821 km², sur

substrat essentiellement schisteux, il est caractérisé par une activité agricole intensive. Cette dernière est responsable en période de fortes précipitations de la turbidité des eaux et du délavage des engrais chimiques et organiques épandus au printemps depuis les années 1960. Selon Arousseau (2001), les deux rivières de l'Aulne et de l'Elorn présentent les taux les plus élevés de nitrates enregistrés sur toute la côte Atlantique Nord.

Les sorties de terrain (Tableau 3) ont été réalisées dans l'estuaire de l'Aulne (Figure 48) à bord du bateau Hesione de l'IUEM (Figure 49a) aussi bien pour la recherche des larves (biocénose) que pour les capsules subfossiles (thanatocénose). Les deux premières sorties prospectives n'ont pas permis de retrouver des larves dans les différents répliquats de prélèvements sédimentaires effectués à la Benne Van Veen (sorties 1 et 2 ; Tableau 3). L'absence d'organisme vivant dans les sédiments de surface de l'Aulne avait déjà été constatée auparavant par les biologistes de l'IUEM (Tagliarolo, 2008). Ce constat peut paraître décevant mais il consiste une donnée en soi, une information d'absence des larves pour des raisons qui nous restent méconnues, ainsi que pour les biologistes échantillonnant régulièrement l'Aulne, alors que des capsules céphaliques de Chironomidae sont bel et bien retrouvées dans ces mêmes prélèvements sédimentaires.

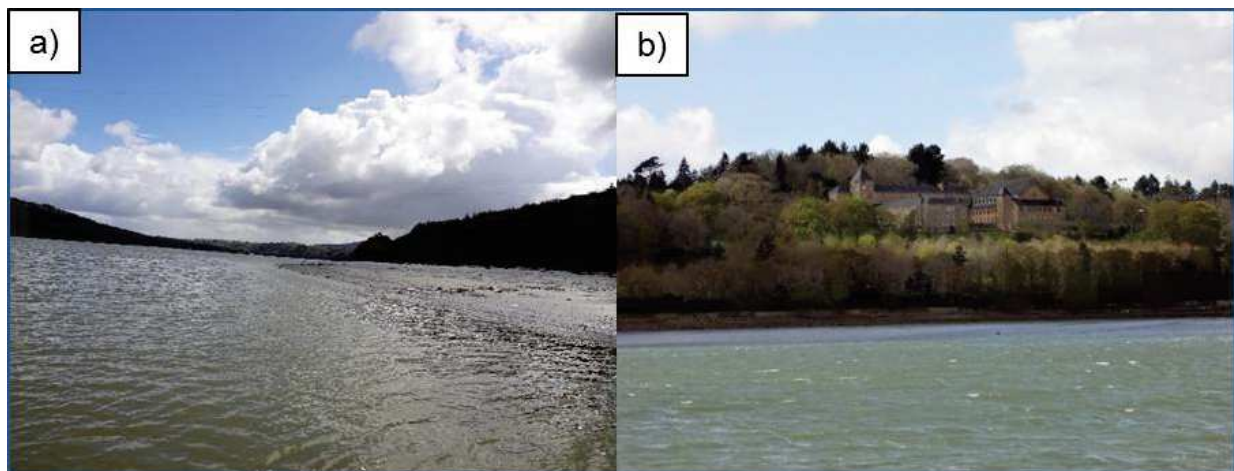


Figure 48. Estuaire de l'Aulne. a) A gauche : l'Aulne à marée descendante découvrant les vases. b) A droite : l'Abbaye de Landévennec construite au Haut Moyen Age. Photos A. Fernane. Au total, cinq sorties terrain (Tableau 3) ont été réalisées dans l'estuaire de l'Aulne à bord du bateau Hesione de l'IUEM (Figure 48).

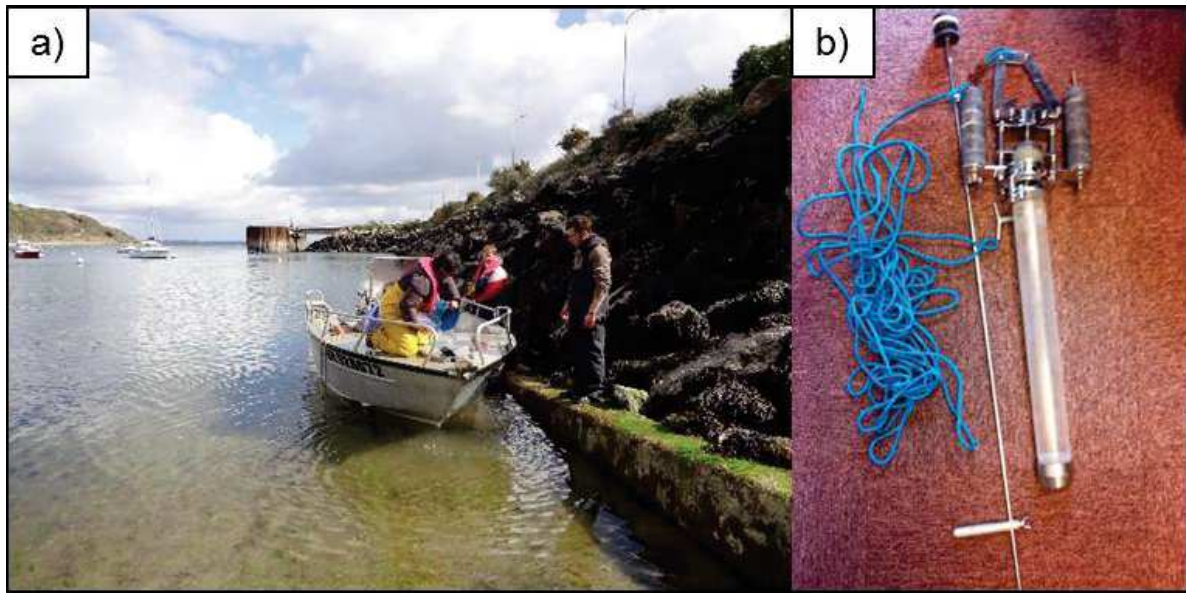


Figure 49. a) Prélèvements de sédiments réalisés à bord du bateau Hésione, b) à l'aide d'un carottier type KAJAK de 50 cm de long et 10 cm de diamètre, photos, A.Fernane.

Tableau 3. Récapitulatif des différentes campagnes terrain, toutes réalisées sur l'estuaire de l'Aulne à l'exception de la sortie 3 qui s'est également réalisée en partie sur l'Elorn et Daoulas.

N° sortie	Date	Mode de prélèvement	Nombre de stations	Objectifs
1	Avril 2012	Kajak (IMBE)	5 stations (4 répliquas/station)	Larves
2	Juin 2012	Benne Van Veen (LEMAR)	5 stations (4 répliquas/station)	Larves
3	Août 2012	Kajak (IMBE)	5 stations	Capsules
4	Mai 2013	Kajak (IMBE)	20 stations	Capsules
5	Septembre 2013	Kajak (IMBE)	22 stations	Capsules

Les campagnes de terrain suivantes (sorties 3 à 5, Tableau 3) étaient destinées à travailler sur l'enregistrement sub-fossile en Chironomidae. La sortie 3 a été envisagée sur trois estuaires du Finistère : l'Aulne, l'Elorn, et Daoulas. Sur ces deux derniers estuaires, la récolte de sédiments à l'aide du Kajak s'est avérée difficile en raison notamment du courant et de la profondeur, et toutes les stations n'ont pas pu être échantillonnées. Nous nous sommes

ainsi par la suite concentrés uniquement sur l'estuaire de l'Aulne au cours des sorties 4 et 5 dont les principales données sont exposées dans ce chapitre. Au cours de la sortie 4, réalisée en mai 2013, 20 stations (A1, A2,...A20, cf. Figure 50) ont été échantillonnées. Puis, au cours de la sortie 5, réalisée en septembre 2013, 22 nouvelles autres stations (A1', A2',...A22', cf. Figure 50) ont été échantillonnées afin d'augmenter la résolution spatiale de nos observations.

Sur chaque station échantillonnée, seuls les 10 premiers cm de sédiments ont été conservés pour l'analyse des assemblages subfossiles de Chironomidae. Une fois mis dans des sacs numérotés, les échantillons ont été transportés au laboratoire et stockés en chambre froide à +4°C. Les sédiments prélevés dans l'Aulne ont subi les mêmes étapes de traitement que les sédiments fossiles des carottes sédimentaires prélevées pour les analyses paléoenvironnementales (cf. chapitre II) : lavage, flottaison sur pétrole, tri à la loupe binoculaire et identification au microscope.

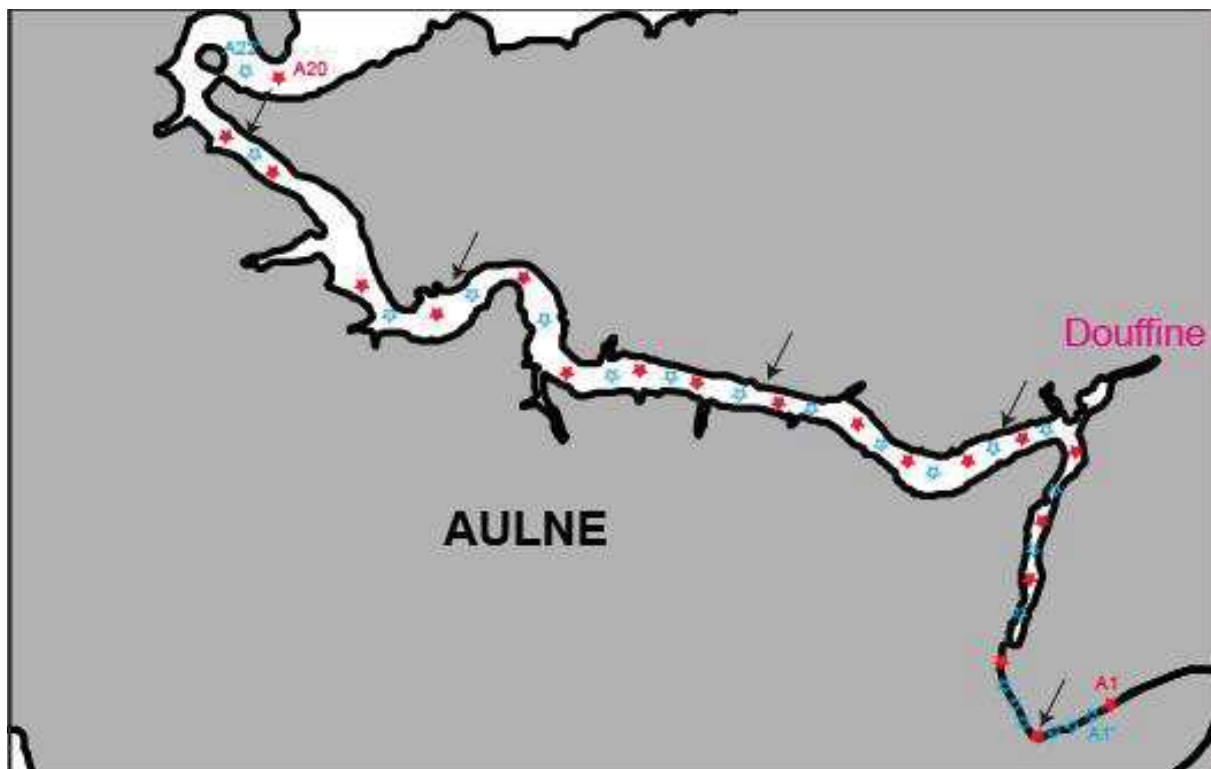


Figure 50. Localisation des stations échantillonnées lors de la sortie 4 (mai 2013, étoiles rouge, points Ax) et de la sortie 5 (septembre 2013 ; étoiles bleue, point Ax'). Les flèches positionnent les stations hydrologiques (ALx).

III.2.2 DONNEES ENVIRONNEMENTALES DISPONIBLES SUR L'AULNE

- SUIVI HYDROLOGIQUE DU SAGE AULNE

Soumis à une forte pression anthropique, l'environnement est au cœur des préoccupations des autorités locales et de nombreux programmes de surveillance des écosystèmes bretons ont été montés ces dernières années. Dans le cadre du SAGE (Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux) Aulne, l'estuaire a fait l'objet d'un suivi des paramètres hydrologiques depuis une dizaine d'années (1998-2007). Les données sont disponibles sur le portail Contrat Rade de Brest (<http://www.rade-brest.fr/VIPRR91/Interligo.Web.Front/front.aspx>) qui a pour objectif de surveiller et d'informer sur la qualité des eaux douces et marines de la Rade de Brest et de ses bassins versants mais aussi des plans d'action SAGE et des programmes de travaux qui s'y sont déroulés ou qui s'y mettent en place. Sur la partie estuarienne qui nous intéresse, cinq stations nommées AL1 à 5 (Figure 50) ont fait l'objet d'un suivi régulier par le SAGE Aulne. Plusieurs paramètres ont été étudiés : température de surface, oxygène dissous, matière en suspension (MES), chlorophylle *a*, phéopigments, et sels nutritifs dissous (Tableau 4). En parallèle à ce suivi, l'estuaire de l'Aulne a fait l'objet d'analyses sédimentologiques (Bassoulet, 1979), hydrologiques (Czamanski, 2008), géochimiques (Raimonet, 2012), ou encore biologiques (Tagliarolo, 2008 ; Fraisse, 2013), dans le cadre de diverses programmes de recherches scientifiques.

Station	Saison	Salinité (‰)	Température (°C)	O ₂ (mg/l)	Turbidité (FNU)	PO ₄ (mg/l)	NO ₃ (mg/l)	NO ₂ (mg/l)	MES (mg/l)	pH	NH ₄ ⁺ (mg/l)	Phéopigments (µg/l)	Chlorophylle <i>a</i> (µg/l)	Silice (mg/l)
AL5	Hivers	15,28	8,54	9,88	13,01	0,08	16,25	0,03	12,68	7,99	0,06	0,85	1,03	13,14
	Printemps	23,25	13,31	8,50	10,73	0,07	8,33	0,04	24,01	8,11	0,06	1,30	2,02	2,10
	Été	28,77	19,10	6,89	8,00	0,09	2,59	0,03	18,44	8,03	0,06	0,89	2,41	1,23
	Automnes	23,66	14,31	7,92	10,29	0,10	7,78	0,04	26,09	7,92	0,08	1,01	1,11	2,74
AL4	Hivers	10,98	7,91	10,47	21,50	0,08	19,78	0,03	17,31	7,79	0,07	1,03	0,91	6,04
	Printemps	18,20	13,75	8,55	14,19	0,09	12,01	0,05	25,91	7,97	0,07	1,75	2,03	3,29
	Été	25,34	19,36	7,01	10,05	0,09	4,33	0,05	13,80	7,96	0,08	1,13	3,68	1,90
	Automnes	19,69	14,14	8,17	15,12	0,11	10,57	0,06	24,98	7,79	0,09	1,35	1,61	5,64
AL3	Hivers	2,31	8,09	11,05	34,92	0,08	29,07	0,04	36,87	7,25	0,07	1,73	1,38	7,98
	Printemps	8,15	13,35	8,98	42,33	0,11	19,75	0,07	64,88	7,64	0,09	2,64	4,30	5,29
	Été	16,80	19,03	7,08	20,14	0,11	9,59	0,11	24,16	7,81	0,10	3,53	13,25	2,99
	Automnes	13,71	14,81	8,14	26,93	0,13	12,74	0,10	36,29	7,51	0,12	2,74	3,24	4,66
AL2	Hivers	0,46	6,58	12,51	178,00	0,06	27,64	0,03	167,76	7,38	0,03	NA	NA	8,72
	Printemps	2,53	13,48	9,33	128,06	0,12	19,67	0,12	91,50	7,40	0,11	13,40	6,73	4,06
	Été	10,73	18,30	6,14	71,25	0,13	11,22	0,15	63,80	7,54	0,14	16,56	58,88	3,40
	Automnes	5,24	11,56	10,38	16,63	0,10	17,91	0,07	32,30	7,25	0,12	5,78	4,53	6,95
AL1	Hivers	0,10	5,70	12,80	3,80	0,05	38,00	0,03	7,80	6,79	0,06	0,50	0,50	9,15
	Printemps	0,10	10,65	11,04	8,25	0,08	31,75	0,06	11,45	6,94	0,11	0,30	2,50	7,60
	Été	0,16	17,98	8,93	33,60	0,13	24,80	0,05	34,38	7,69	0,12	0,50	6,50	8,30
	Automnes	0,20	15,88	9,94	42,80	0,14	21,60	0,05	50,40	7,13	0,05	38,50	0,50	8,63

Tableau 4. Moyennes saisonnières calculées pour l'intervalle 1998-2007 des principaux paramètres physico-chimiques acquis mensuellement sur l'estuaire de l'Aulne, pour chacune des 5 stations hydrologiques ALx (Figure 50).

• ANALYSES STATISTIQUES DES DONNEES ENVIRONNEMENTALES

Pour réduire la taille de la matrice de données environnementales mensuelles du SAGE, nous avons tout d'abord établi des moyennes saisonnières pour chacun des paramètres mesurés sur dix ans d'enregistrement (cf. Tableau 4). Puis, afin de dégager les principales caractéristiques de chaque station hydrologique, une analyse en composante principale centrée réduite (ACP) a été réalisée sur les données environnementales à l'aide du logiciel « R version 3.1.1 ».

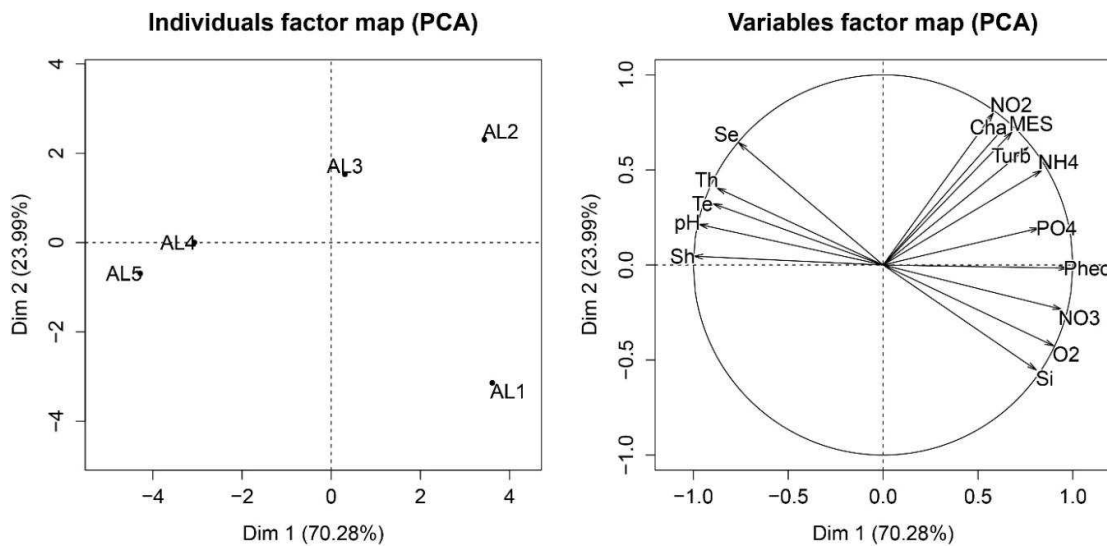


Figure 51. Résultats de l'ACP réalisée sur les données environnementales. Dim 1 et Dim 2 représentent la première et seconde composante principale de l'ACP.

Les axes 1 et 2 de l'ACP effectuée sur les données physicochimiques (Figure 51) représentent à eux seuls près de 95% de la variance totale. Le premier axe (70%) oppose les facteurs salinité (Se : Salinité estivale et Sh : Salinité hivernale), température (Te : estivale et Th : hivernale) et pH à l'oxygène (O₂), la turbidité (Turb), la matière organique en suspension (MES) et les sels nutritifs (nitrites, nitrates, phosphates et silice). Il sépare ainsi logiquement les stations situées en aval (AL4 et AL5) caractérisées notamment par de fortes valeurs de salinités et de pH, de celles situées en amont (AL1 et AL2), strictement fluviales à faibles salinités et à fortes concentrations en sels nutritifs. Le second axe (24%) sépare, quant à lui, les deux stations situées en amont de l'estuaire (AL1 et AL2). La station AL1 se démarque

par de fortes teneurs en nitrates (NO_3), silice (Si), et oxygène dissous (O_2), les valeurs maximales étant enregistrées lors de la période hivernale avec respectivement des valeurs de 38 mg/l, 9.15 mg/l et 12.50 mg/l. La station AL2 est, quant à elle, caractérisée par de fortes valeurs de turbidité (Turb), de concentrations en chlorophylle *a* (Cha) et nitrites (NO_2). Cette différence AL1-AL2 s'explique probablement par le fait que la station AL2 est située légèrement en aval de l'embouchure d'un affluent de l'Aulne, la Douffine.

Les stations situées plus en aval (AL4 et AL5) montrent des variations de salinité saisonnières importantes, avec des valeurs basses durant l'hiver (<15‰) alors que, pendant les autres saisons, particulièrement l'été, la salinité est plus élevée (>25‰). Ces variations sont à relier aux variations des débits fluviatiles, gouvernés par l'imperméabilité du substrat (schistes) et les précipitations saisonnières (voir introduction). En effet, l'estuaire de l'Aulne montre une variation saisonnière importante des débits (Tagliorolo, 2008). Le débit peut augmenter drastiquement (>400 m³/s) en hiver, ou chuter à des niveaux très bas (< 1 m³/s) en été, entre juillet et septembre (cf. Figure 52).

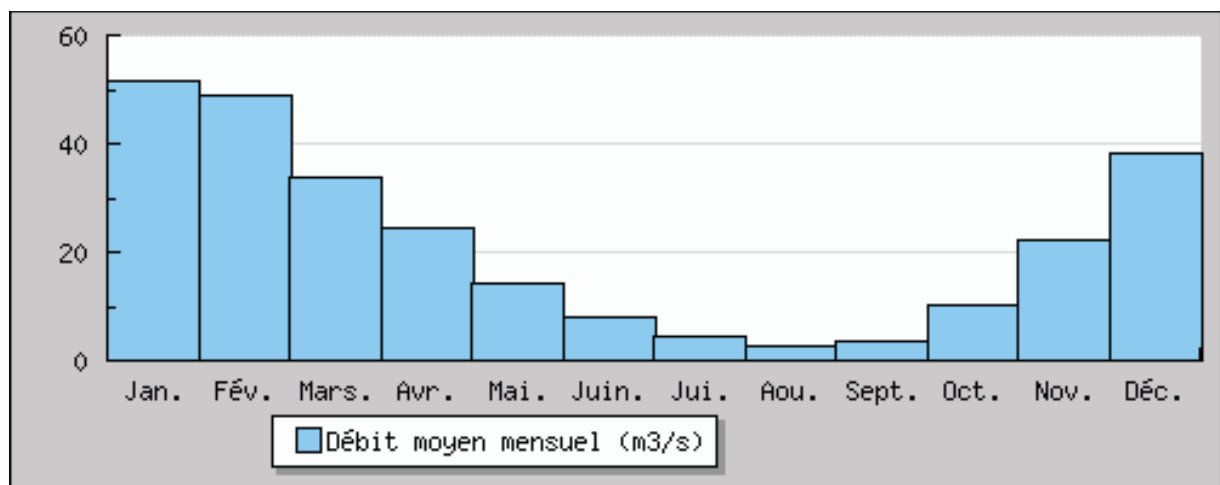


Figure 52. Débits fluviatiles moyennés sur l'Aulne sur 40 ans (Tagliorolo, 2008).

III.3 PRINCIPAUX RESULTATS CHIRONOMIDAE OBTENUS

III.3.1 BIODIVERSITE DES THANATOCENOSES ANALYSEES

Pour les 2 campagnes de sondages Kajak (sorties 4 et 5, Tableau 3) effectuées tout au long du gradient amont-aval de l'Aulne, les principaux taxons retrouvés (>2%) sont illustrés sur les Figures 53 (sortie 4, mai 2013) et 54 (sortie 5, septembre 2013). Des groupements ont été réalisés à partir de tendances similaires observées dans les taxons principaux (Gx et Gx' ; Figures 53 et 54). Ces groupes sont centrés autour des stations hydrologiques (ALx) afin de pouvoir, par la suite, comparer les données moyennes en pourcentages des taxons pour chacun des groupes avec les paramètres physico-chimiques correspondant pour chacune des stations hydrologiques.

- SORTIE 4 : MAI 2013

Quarante-trois taxons différents ont été répertoriés sur les 20 stations échantillonnées. La station A1, qui contenait moins de 50 capsules céphaliques, a été retirée des analyses (cf condition minimale décrite par Heiri et Lotter, 2003).

Les taxons dominants (en abondances relatives) sont : (i) chez les Chironomini : *Dicrotendipes nervosus*-type, *Glyptotendipes* spp, *Chironomus plumosus*-type, *Polypedilum nubeculosum*-type ; (ii) chez les Orthoclaadiinae : principalement *Cricotopus/Orthocladus* et *Eukiefferiella* spp, *Brillia modesta* ; (iii) chez les Tanytarsini : *Tanytarsus* spp, *Paratanytarsus/ Rheotanytarsus* et le genre *Micropsectra*.

Les indices de diversité (Indice de Shannon et nombre total de taxons différents identifiés par station), varient entre 0.08-0.16 et 10-23, respectivement. Ces deux indices ne montrent pas de tendance significative en fonction du gradient amont-aval (Figure 55). Ceci est probablement la conséquence de remaniements et de dérive des capsules céphaliques sur de longues distances car on s'attendrait logiquement à retrouver davantage de diversité en amont, là où les conditions de milieux sont moins drastiques vis-à-vis de la salinité et où l'habitat est plus hétérogène.

- SORTIE 5 : SEPTEMBRE 2013

Cinquante-deux espèces ont été répertoriées sur les 22 stations échantillonnées. Comme pour la première campagne, la station située la plus en amont (A1') contenait moins de 50 capsules céphaliques et a été par conséquent retirée des analyses.

Les taxons dominants (en abondances relatives) sont exactement identiques à ceux listés dans la campagne précédente. Ceci souligne la grande cohérence des données subfossiles acquises au cours des 2 sorties, malgré des disparités dans les fluctuations spécifiques inhérentes à chacun des taxons que nous discuterons ultérieurement dans ce chapitre.

Sur cette seconde campagne, le nombre d'espèces et la diversité de Shannon varient entre 15-25, et 1.80-3, respectivement. De manière identique à la sortie 4, les indices de diversité ne montrent pas de tendance significative en fonction du gradient amont-aval (Figure 56).

- SIMILARITES-DISSIMILARITES ENTRE LES 2 CAMPAGNES DE TERRAIN : BILAN INTERMEDIAIRE

Les résultats obtenus sur les deux campagnes montrent d'importantes similarités taxonomiques. En effet, les taxons dominants observés (abondances maximales comprises entre 20 et 40%) sont les mêmes d'une sortie à l'autre. C'est également le cas de leurs abondances moyennes calculées sur l'ensemble des points (Figures 52 et 53). Les taxons ayant des pourcentages plus faibles, compris entre 2 et 10% maximum, sont également identiques d'une sortie à l'autre (cf. Figures 53 et 54).

Cependant, des différences sont relevées en ce qui concerne les taxons à occurrences rares (abondances <1% et non représentés sur les Figures 53 et 54). Plus précisément, plusieurs taxons apparaissent seulement sur la seconde campagne (sortie 5) tels que : *Eukiefferiella devonica*-groupe, *Symposiocladius*, *Psectrocladius*, *Gymnometriocnemus*, *Metriocnemus*, *Epoicladius*, *Heterotanytarsus*, *Paracladius*, *Chaetocladius*, *Omisus*, *Xenochironomus*, *Zaluschia*. Cette différence explique aussi la plus forte diversité taxonomique enregistrée sur la sortie 5 (Figures 56).

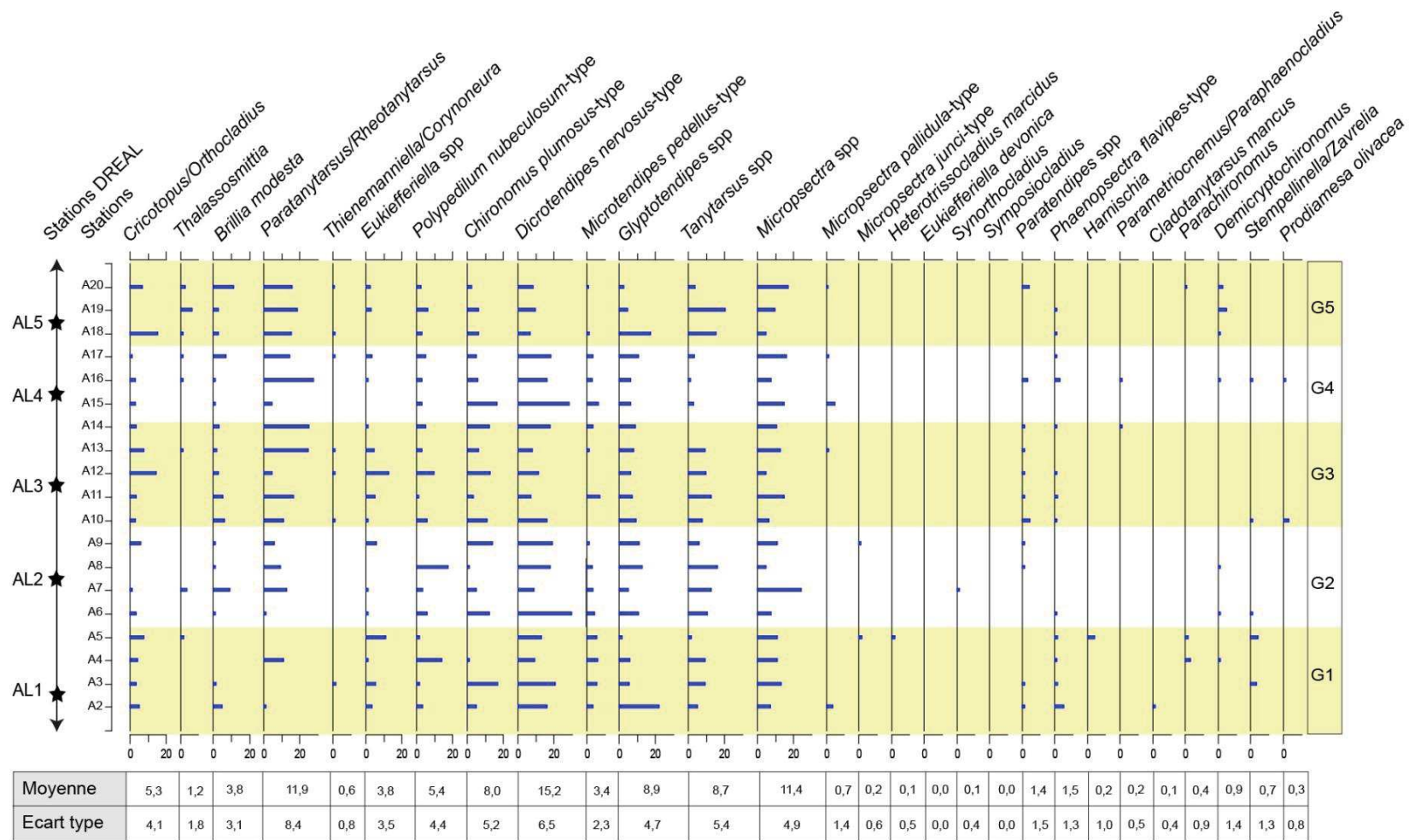


Figure 53. Diagramme simplifié des assemblages fossiles de Chironomidae (>2%) enregistrés lors de la sortie 4 sur l'Aulne (mai 2013). Les bandes surlignent des groupements notés Gx, centrés autour des stations hydrologiques (ALx), réalisés à partir de tendances similaires observées dans les taxons principaux.

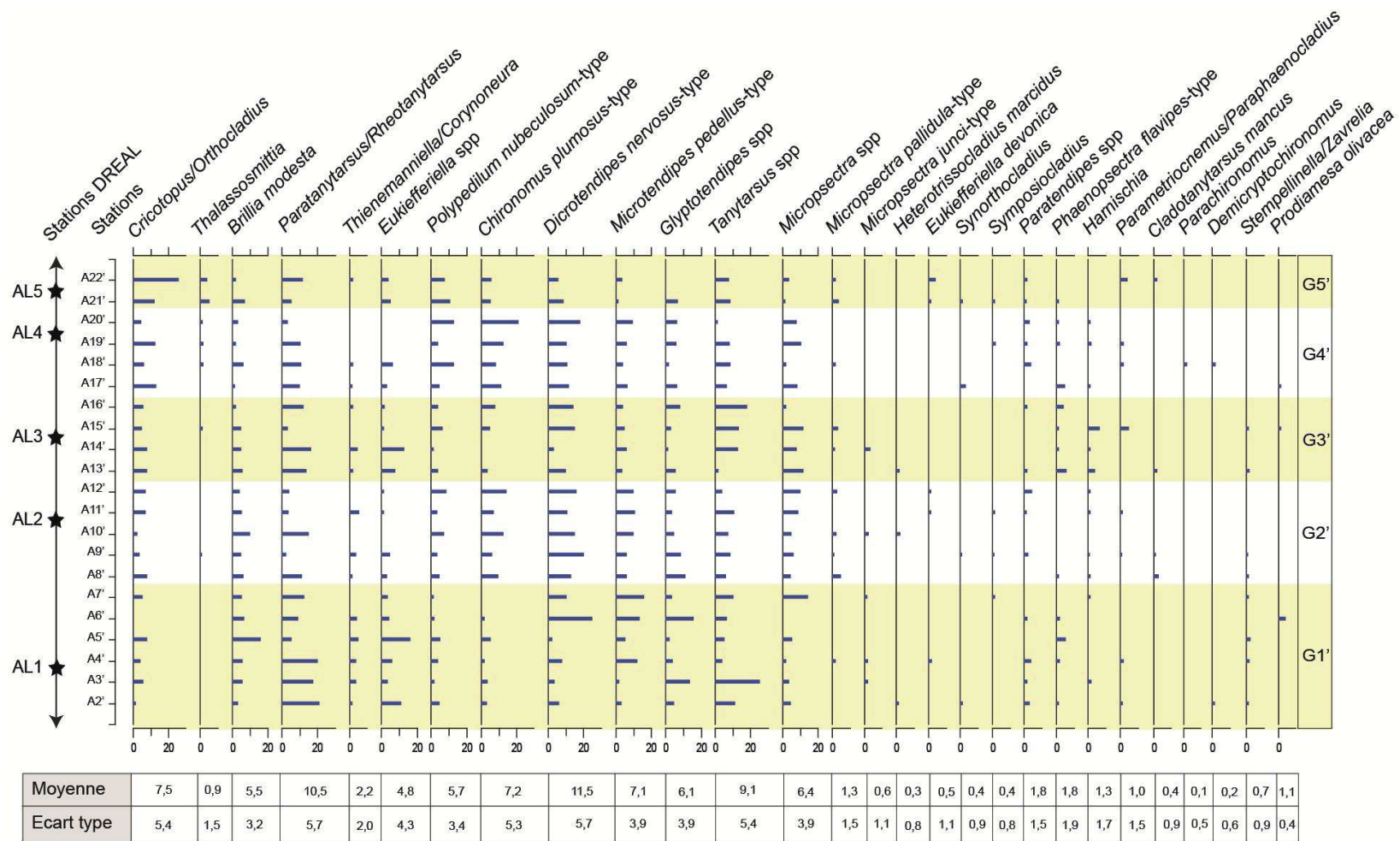


Figure 54. Diagramme simplifié des assemblages fossiles de Chironomidae (>2%) enregistrés lors de la sortie 5 sur l'Aulne (septembre 2013). Les bandes surlignent des groupements notés Gx', centrés autour des stations hydrologiques (ALx), réalisés à partir de tendances similaires observées dans les taxons principaux.

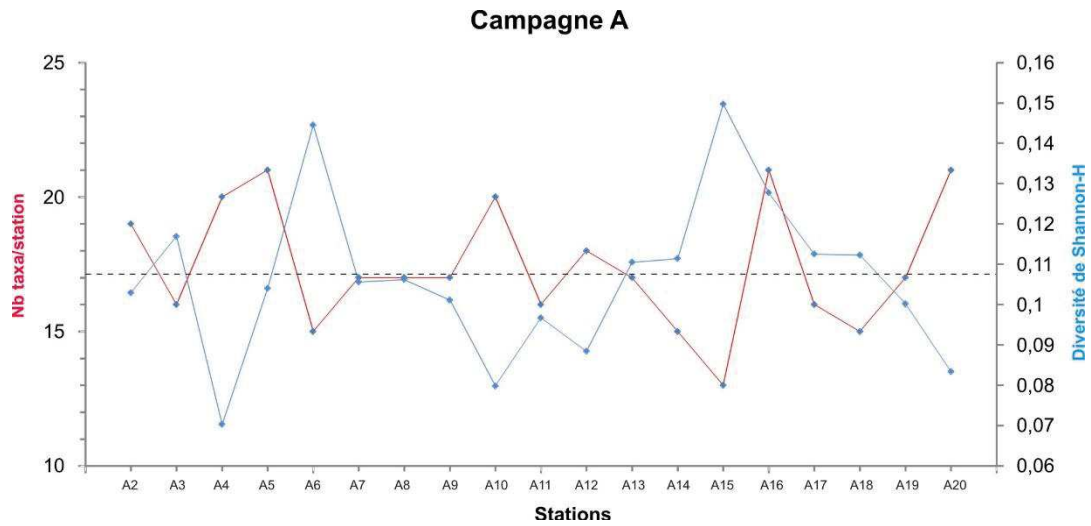


Figure 55. Indices de diversité (nombre d'espèces et diversité de Shannon) obtenus pour chacune des stations Ax (sortie 4, mai 2013). La droite en pointillés matérialise la moyenne du nombre de taxons différents établie sur l'ensemble des stations Ax.

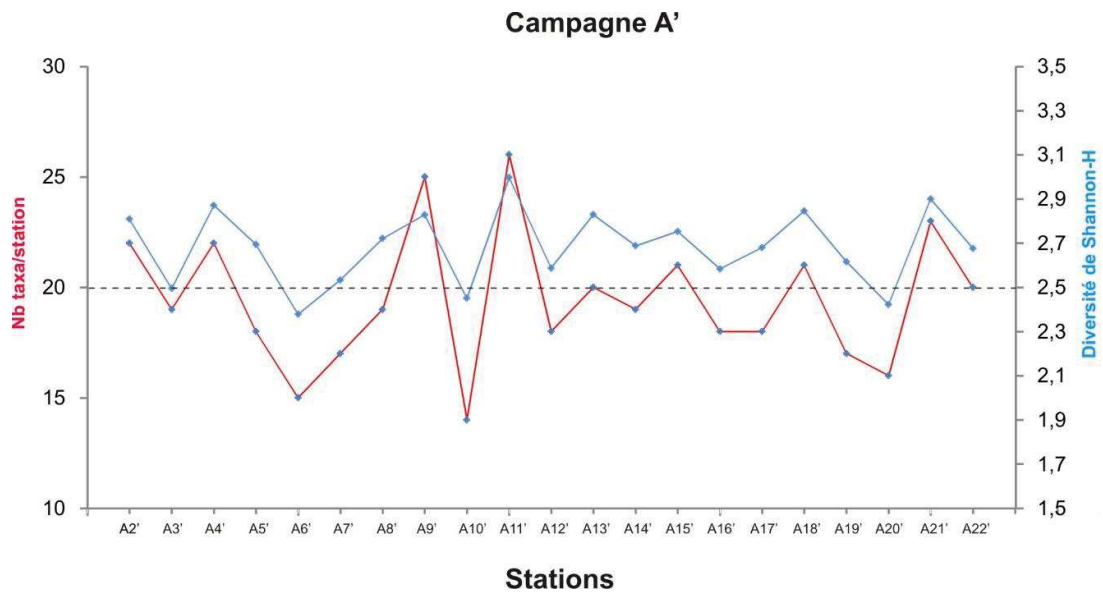


Figure 56. Indices de diversité (nombre d'espèces et diversité de Shannon) obtenus pour chacune des stations Ax' (sortie 5, septembre 2013). La droite en pointillés matérialise la moyenne du nombre de taxons différents établie sur l'ensemble des stations Ax'.

La différence la plus marquée entre les deux sorties réside dans la distribution amont-aval contradictoire des taxons *Paratanytarsus/Rheotanytarsus*, et *Brillia modesta* d'une sortie à l'autre. En effet, ces taxons sont sur-représentés en aval lors de la sortie 4 alors que c'est le contraire pour la dernière sortie (sur-représentation amont). Cette différence semble suggérer qu'il existe un possible remaniement des thanatocénose dans l'estuaire de l'Aulne et ce, très certainement, en lien avec le fort hydrodynamisme. Les sédiments prélevés au printemps pourraient être fortement influencés par la dérive de nombreuses capsules céphaliques originaires des parties lointaines amont. La campagne de septembre, qui fait suite à la période de débit moyen minimal, serait par contre plus révélatrice d'assemblages autochtones ou tout du moins, présentant un bruit de fond atténué (*ie.* moins d'ajouts de capsules allochtones - dérivantes).

Ces résultats nous amènent à dresser un premier bilan sur les potentialités de calibration des paramètres physico-chimiques à partir des thanatocénoses estuariennes. Les variations spécifiques des assemblages de Chironomidae en fonction des variations des paramètres environnementaux ont souvent été étudiées, mais aucun lien n'a jamais vraiment pu être établi jusqu'à présent. En effet, les processus de dérive des capsules dans les sens amont-aval ou aval-amont, causés par l'influence respective des courants de la rivière ou de la force des marées, jouent probablement un rôle important dans la redistribution spatiale des capsules au sein d'un estuaire (Williams et Hamm, 1998; Craston et Dimitriatis, 2005 ; Dimitriatis et Cranston, 2007; Cranston, 2007). Ce processus de remaniement est suggéré dans nos enregistrements par la diversité taxonomique qui ne montre aucune variation en fonction du gradient amont-aval, alors que les études menées sur des larves dans d'autres estuaires montrent, au contraire, une forte baisse de la diversité vers l'aval (Williams et Williams, 1998a; Williams et Williams, 1998b ; William et Hamm, 2002). Ces observations suggèrent un caractère allochtone de l'enregistrement subfossile estuarien avec une homogénéisation du signal à plus grande échelle, rendant difficile, à posteriori, l'étude précise point par point de la relation faune spécifique locale *versus* caractéristiques environnementales locales.

Il est à noter que nous ne disposons pas de données environnementales pour chacun des relevés Kajak (Ax'). Cependant, l'homogénéisation du signal autorise des regroupements (Gx et Gx') au sein des différents points de prélèvement Kajak centrés autour des stations hydrologiques (ALx) et, ce, afin de dégager et tenter d'expliquer les grandes tendances

écologiques. Ceci nous a donc conduit à effectuer des analyses multivariées (DCA et ACP) sur la campagne de terrain du mois de septembre (Gx' ; Figure 54), afin de déterminer si certains taxons ou groupes de taxons peuvent être associés *in fine* à des conditions écologiques particulières à l'échelle des 5 sections de l'estuaire (cf. stations hydrologiques du SAGE, ALx).

III.3.2 STRUCTURATION DES COMMUNAUTES EN CHIRONOMIDAE EN FONCTION DES PARAMETRES ENVIRONNEMENTAUX

Pour caractériser la structure des communautés de Chironomidae sur la campagne de terrain de septembre 2013, une DCA « *Detrended Correspondance Analysis* » a d'abord été réalisée sur les racines carrées des pourcentages de taxons. Pour cette analyse, les taxons rares qui apparaissent dans moins de deux relevés et dont les pourcentages maximaux étaient supérieurs ou égaux à 5%, ont été exclus. La longueur du gradient du premier axe factoriel (inférieur à 2 écart-type) atteste de la présence d'une relation linéaire entre les relevés et les taxons. Par conséquent une analyse en composante principale de type ACP (distance euclidienne) a été réalisée à la place de la DCA (ter Braaks et Prentice, 1988 ; Larocque et al., 2001).

La DCA permet de mettre en évidence un gradient dans la composition des espèces en s'appuyant sur la distance du chi2 qui ne prend pas en compte les doubles absences, contrairement à la distance Euclidienne. En effet, les taxons ne se distribuent pas de façon monotone sur un gradient environnemental (e.g salinité, température) mais de manière non linéaire. Elles suivent souvent une distribution unimodale (gaussienne) caractérisée par un maximum d'abondance à un endroit précis du gradient. Lorsqu'une analyse de correspondance (AFC) est appliquée à ce type de données, les points correspondant aux relevés (ou taxons) sont présentés dans le plan formé par les deux premiers axes, non orthogonaux, ce qui fausse fortement les interprétations des résultats. Ainsi, la DCA est surtout utilisée pour corriger cet effet dit *Guttman*. Pour retirer cet effet, un algorithme découpe le premier axe en segments et met à zéro, dans chaque segment, la valeur moyenne sur le second axe. L'analyse de la longueur de l'axe d'une DCA (*axis length*= écart type) renseigne sur la nature de la relation qui existe entre les espèces et les variables environnementales puisque la longueur du premier axe de la DCA estime la longueur du

gradient écologique (Legendre et Legendre, 2012). Dans notre cas de figure, nous avons ainsi pu mener une ACP sur l'ensemble des données faunistiques.

Toutes les analyses multivariées présentées dans ce manuscrit ont été réalisées sur des taxons qui apparaissent dans au moins deux relevés et dont le pourcentage maximum étaient supérieurs ou égaux à 5%, à l'aide du logiciel « R version 3.1.1 ».

• ACP SUR LA SORTIE 4, MAI 2013

Les premier et second axes de l'ACP représentent, respectivement, 21 et 15 % de la variance totale (Figure 57). Le premier axe sépare, à droite, les stations situées en aval (A19, A20 et A18) ainsi que la station A7 des stations, à gauche, situées plus en amont (A2, A3, A5 et A6 par exemple).

Concernant les taxons, le premier axe sépare, à gauche (amont), les taxons *Dicrotendipes nervosus*-type, *Chironomus plumosus*-type, *Stempellinella/Zavrelia* et *Microtendipes pedellus*-type, des taxons *Thalassosmittia*, *Paratanytarsus/Rheotanytarsus*, et *Brillia Modesta*, à droite (aval) (Figure 57).

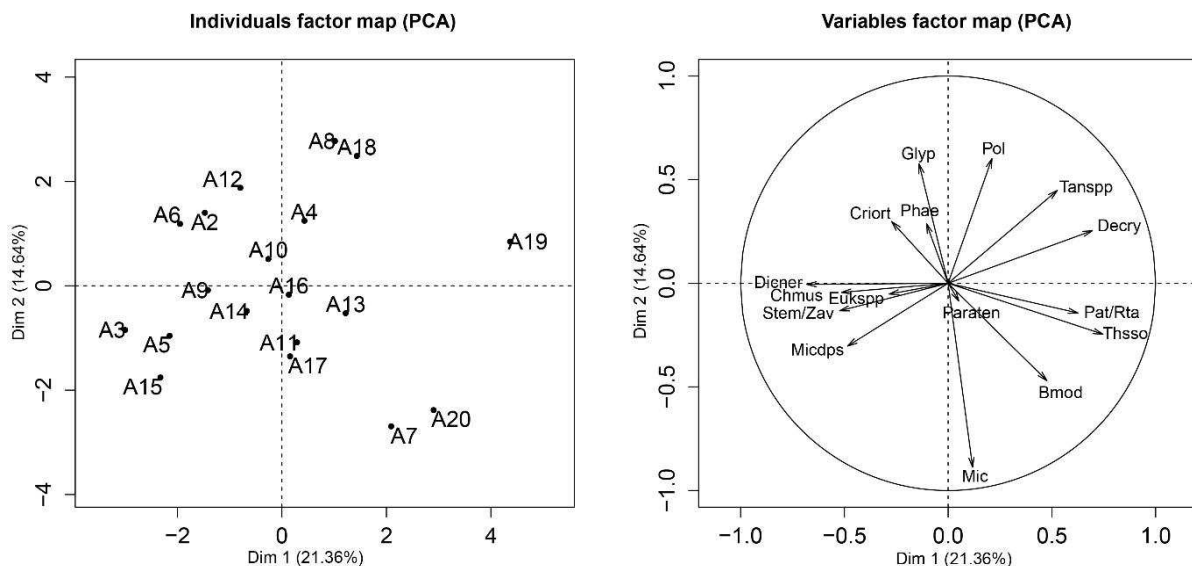


Figure 57. Présentation des résultats de l'ACP menée sur les résultats de la sortie 4 (mai 2013) (les codes des taxons sont en annexe 2).

• ACP SUR LA SORTIE 5, SEPTEMBRE 2013

Les premier et second axes de l'ACP représentent, respectivement, 24 et 18% de la variance totale (Figure 58). Le premier axe sépare, à droite, les stations situées le plus en aval de l'estuaire (e.g. A22', A21', A20', A19', A18') des stations, à gauche, situées les plus en amont (A2', A3', A4', A5', A6'). Concernant les taxons, le premier axe sépare, à gauche (amont), les taxons *Eukiefferiella spp.*, *Paratanytarsus/Rheotanytarsus*, *Coryneunora/Thienemanniella*, des taxons *Polypedilum nebulosum*-type, *Thalassosmittia*, *Chironomus plumosus*-type et *Cricotopus/Orthocladus*, à droite (aval) (Figure 58).

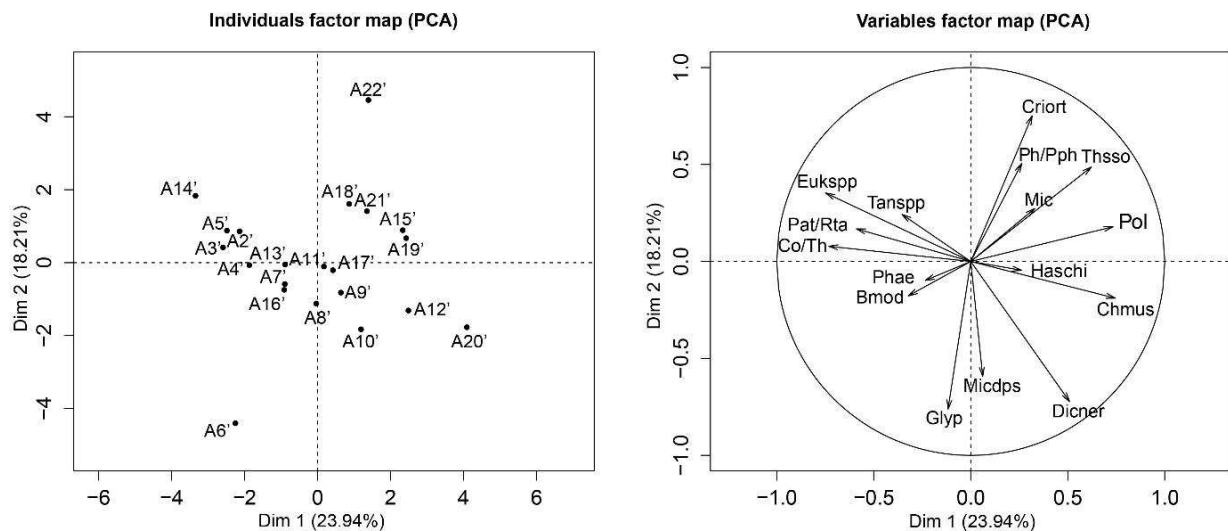


Figure 58. Présentation des résultats de l'ACP menée sur les résultats de la sortie 5 (septembre 2013) (les codes des taxons sont en annexe 2).

III.3.3 BILAN DES OBSERVATIONS ET CROISEMENT AUX PARAMETRES ENVIRONNEMENTAUX

Les résultats nous livrent des informations cohérentes pour certains taxons avec ce que l'on connaît de leur écologie actuelle. Par exemple, *Thalassosmittia*, observé à l'embouchure, est clairement un taxon des zones intertidales. Par ailleurs, des taxons tels que *Rheotanytarsus* et *Brillia modesta* sont plutôt reconnus habituellement dans les assemblages fluviaux d'eaux douces et seraient davantage attendus en amont du système fluvial, ce qui va à l'encontre de nos observations (Figure 57). Cette première campagne de mai 2013 fait suite à une période de fortes précipitations associée à des débits fluviaux plus importants (Figure 59) et

donc probablement aussi à des dérives de capsules. Par conséquent, il semblerait que cette campagne de sondage soit la plus exposée au problème de remaniement de thanatocénose.

Au contraire, lors de la sortie 5 (stations Ax'), les Chironomidae présentent une cohérence plus importante entre les assemblages spécifiques observés localement et le gradient de salinité amont-aval. Par exemple, les deux espèces fluviatiles et d'eau douce *Brillia modesta* et *Paratanytarsus/Rheotanytarsus* sont observées dans les stations amont de l'estuaire. Notons que la campagne de septembre 2013 fait suite à la période estivale, marquée par des précipitations beaucoup plus faibles et un remaniement probablement moins important des sédiments (Figure 58).

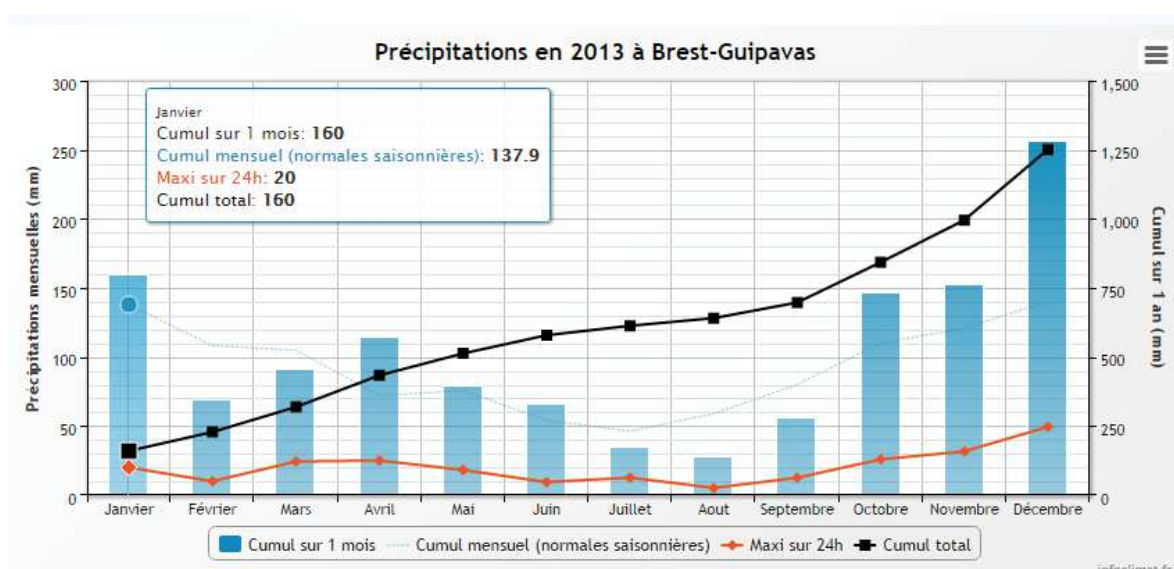


Figure 59. Graphe présentant les données de précipitation à Brest sur l'année 2013 (<http://www.infoclimat.fr/>).

Par la suite, nous avons tenté une ACP croisant les données physico-chimiques (SAGE Aulne) et les données faunistiques (projetées en variables complémentaires) de la campagne de septembre 2013 (Figure 60). Ne disposant pas de données environnementales pour chacune des stations de prélèvement en Chironomidae (A1', A2', ...A22'), nous avons procédé à la comparaison des groupements de station Chironomidae (Gx' ; Figure 54) avec les stations hydrologiques (ALx), afin d'attribuer à chacune des 5 stations environnementales un enregistrement faunistique moyen.

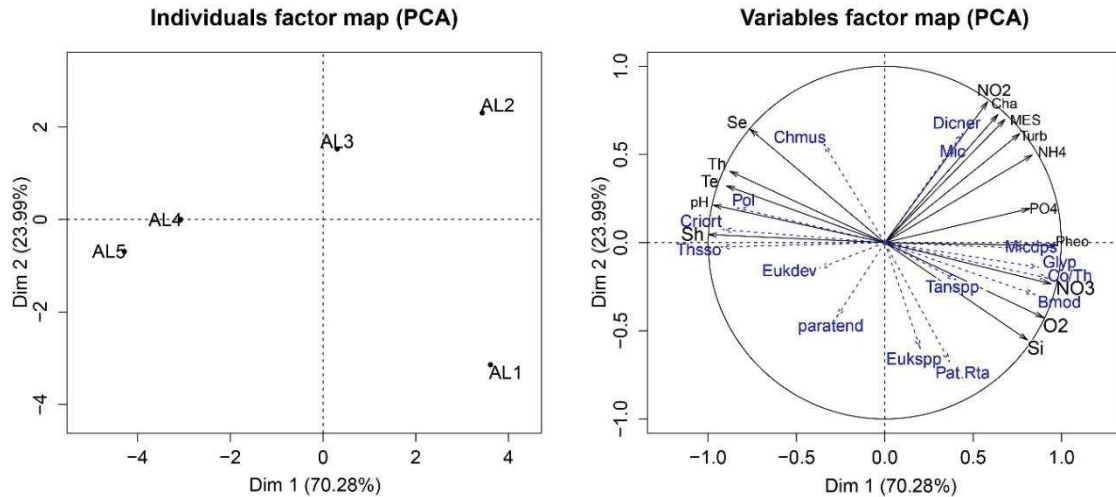


Figure 60. Résultats de l'ACP. Les variables complémentaires (taxons) sont représentées en bleu.

Les résultats de cette ACP montrent que les espèces *Polypedilum nubeculosum*-type, *Chironomus plumosus*-type, *Cricotopus/Orthocladius*, *Thalassosmittia* se situent sur le quadrant gauche de l'analyse, du côté des stations aval : AL4 et AL5, en opposition avec les taxons *Microtendipes pedellus*-type, *Glyptotendipes* spp et *Brillia modesta* du côté des stations amont. Cette séparation sur le premier axe est très certainement à rapprocher de celle mise en évidence à partir de l'ACP menée sur les paramètres physico-chimiques uniquement (Figure 51), à savoir une séparation basée sur la salinité et l'influence des paramètres physico-chimiques propres aux conditions fluviales telles que la turbidité et l'oxygénation des eaux.

III.3.4 BILAN DE L'APPORT DES DONNEES CHIRONOMIDAE DANS LE CADRE DE CETTE ETUDE

- RAPPELS DES ETUDES PRELIMINAIRES ET DES OBJECTIFS DE CETTE ETUDE

Les milieux côtiers sont des milieux qui fluctuent énormément au cours du temps, en fonction par exemple de la remontée progressive du niveau marin postglaciaire, de la formation des cordons dunaires ou de la rupture de ces derniers lors des épisodes de tempêtes. Dans le cas de la Rade de Brest au sens large et des différents sites étudiés dans le présent travail de thèse, il s'agit d'un environnement d'embouchure et notamment d'un système estuarien très complexe. Il était alors essentiel de compléter les connaissances sur l'écologie

des Chironomidae en milieu estuarien afin de disposer d'un outil pertinent de reconstruction paléoenvironnementale. À ce jour, et à notre connaissance, aucune tentative de calibration Chironomidae-Salinité n'a été tentée en milieu estuarien et, ce, malgré de nombreuses études menées sur la distribution des Chironomidae en fonction des paramètres environnementaux dans ce type de milieu (Williams et al., 1998b ; Williams et Hamm, 2002 ; Cranston et al., 2007. Dimitriatis et Cranston, 2007). Alors que les tests en laboratoire montrent que ces organismes sont sensibles aux variations de salinité (Williams et al., 1998a ; Dickson, 2014), il est souvent difficile de détecter une telle relation sur le terrain, et aucune typologie n'existe encore pour ces organismes dans ces milieux.

En milieu lacustre, donc en principe « moins contraint » que les estuaires, la réponse des Chironomidae aux variations de salinité est également mal connue. De nombreuses études montrent l'existence d'une faible corrélation entre la structure des communautés et la salinité sur des intervalles étroits, laissant penser que des facteurs autres que la salinité sont responsables des variations taxonomiques et que de larges variations de salinité sont indispensables pour observer un changement dans les populations de Chironomidae (Williams et al., 1990 ; Walker et al., 1995). Ainsi, les Chironomidae répondraient à une variation haline par une adaptation physiologique dans un premier temps, mais continueraient à réagir aux autres fluctuations du milieu par la suite (Williams et al., 1990). Néanmoins, dans ces milieux lacustres, et malgré ces difficultés, Dickson et al. (2014) ont tout de même réussi à établir une fonction de transfert pour la reconstitution des niveaux marins à partir de l'échantillonnage de lacs côtiers situés sur un gradient de salinité répondant aux variations de niveau marin (zone sous l'influence du rebond isostatique). Ces auteurs n'ont observé, de fait, aucun taxon typiquement marin, mais seulement des taxons d'eau douce mais à large tolérance écologique vis-à-vis de la salinité (e.g. *Chironomus plumosus*-type). Au contraire, d'autres études paléoenvironnementales réalisées également sur des lacs côtiers et toujours en zone sous influence du rebond isostatique (Solem et al., 1997 ; Hoffman et Winn., 2000) ont, quant à elles, mis en évidence des taxons différents comme *Chironomus salinarius*-type, *Clunio marinus* et *Orthocladius/Halocladius*, ces deux derniers étant exclusivement inféodés aux zones intertidales. La présence de taxons intertidaux confirmerait alors le caractère permanent d'une influence marine forte vis-à-vis de la structuration des assemblages, tandis que la présence de taxons à larges tolérances écologiques (taxons euryhalins) indiquerait surtout des variations importantes de salinité mais toujours en rapport avec d'autres paramètres environnementaux tels que l'évaporation ou encore les niveaux de précipitations (e.g. lacs de la corne africaine ; Verschuren et al., 2004). Par exemple, certaines espèces comme

Microchironomus deribae ont été observées dans des milieux où les intrusions marines étaient fréquentes alors que *Chironomus salinarius* a, quant à lui, était observé dans des milieux à forte évaporation, engendrant de fortes fluctuations saisonnières de salinité (cf. Cranston, 1995).

• OBSERVATIONS GENERALES SUR L'AULNE

Dans l'estuaire de l'Aulne, les analyses multivariées ont montré que les stations aval, caractérisées par une forte salinité, enregistrent des assemblages faunistiques spécifiques caractérisés principalement par les taxons *Polypedilum nebulosum*-type, *Thalassosmittia*, *Chironomus plumosus*-type et *Cricotopus/Orthocladius*.

Parmi ces taxons, *Thalassosmittia* a déjà été décrit comme un genre marin intertidal par Cranston et Dimitriatis (2005). La présence de ce taxon suggère que certaines larves de Chironomidae vivent dans l'estuaire de l'Aulne *sensu stricto*, bien que les études de suivi du zoobenthos n'aient jamais relevé aucune larve de Chironomidae ou autres (Tagliarolo, 2008 ; sorties 1 et 2, cf. Tableau 3). Cette difficulté à trouver du matériel vivant peut s'expliquer : (i) par le fait que le nombre d'espèces de Chironomidae en milieu intertidal est faible (1 seule espèce recensée) ; (ii) par le caractère grégaire des populations larvaires; et (iii) par une méthode d'échantillonnage (carottier Kajak et Benne) restrictive du point de vue du type de sédiment prélevé et donc de l'habitat considéré (uniquement substrats meubles prélevés).

Chironomus plumosus-type et *Cricotopus/Orthocladius* sont, quant à eux, des taxons d'eau douce euryhalins, qui prospèrent dans des milieux où la salinité peut être très variable (Colbo, 1996). Dikson (2014) a montré que la large tolérance écologique de *Chironomus plumosus*-type vis-à-vis de la salinité permet à ce taxon de coloniser les parties estuariennes des fleuves, notamment en raison de l'absence de compétition vis-à-vis des taxons les moins tolérants au sel (Cartier 2010). *Cricotopus/Orthocladius* a également été reconnu comme pouvant supporter de fortes variations de salinité (Walker et al., 1995. Williams et Hamm, 2002 ; Zhang et al., 2007). Enfin, le caractère euryhalin du genre *Polypedilum* lui confère aussi la possibilité de s'adapter aux fluctuations importantes de salinité et sa présence dans la partie basse de l'estuaire de l'Aulne n'est donc pas surprenante puisque le genre *Polypedilum* a déjà été rencontré par Williams et Hamm (2002) en abondance dans les estuaires de Grande Bretagne, sans toutefois pouvoir l'attribuer à la salinité.

Enfin, il est intéressant de noter qu'un autre taxon, *Eukiefferiella devonica*-groupe (Figure 61), a été rapporté parmi les espèces situées en aval de l'estuaire de l'Aulne. L'identification de ce morphotype a été réalisée à partir de la clef de Brooks et al. (2007). Toutefois, ce morphotype montre des ressemblances avec le taxon *Semiocladius crassipenis* (Figure 62), décrit comme une espèce marine intertidale par Cranston et Dimitriatis (2005). L'absence récurrente d'antennes ne nous a malheureusement pas permis d'être catégoriques dans l'identification de ce taxon.

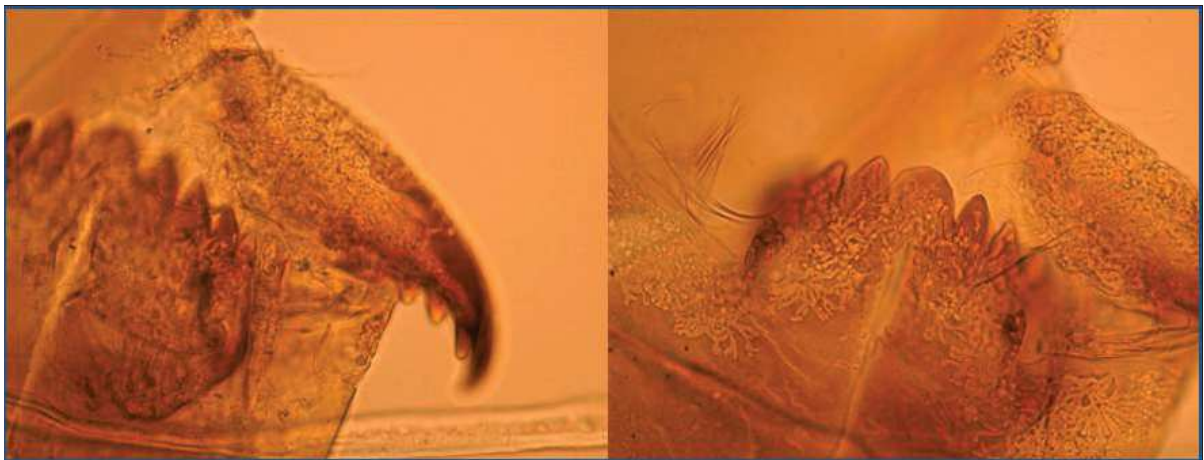


Figure 61. Photographies de l'espèce *Eukiefferiella devonica*-groupe trouvée dans l'estuaire de l'Aulne (10x50).

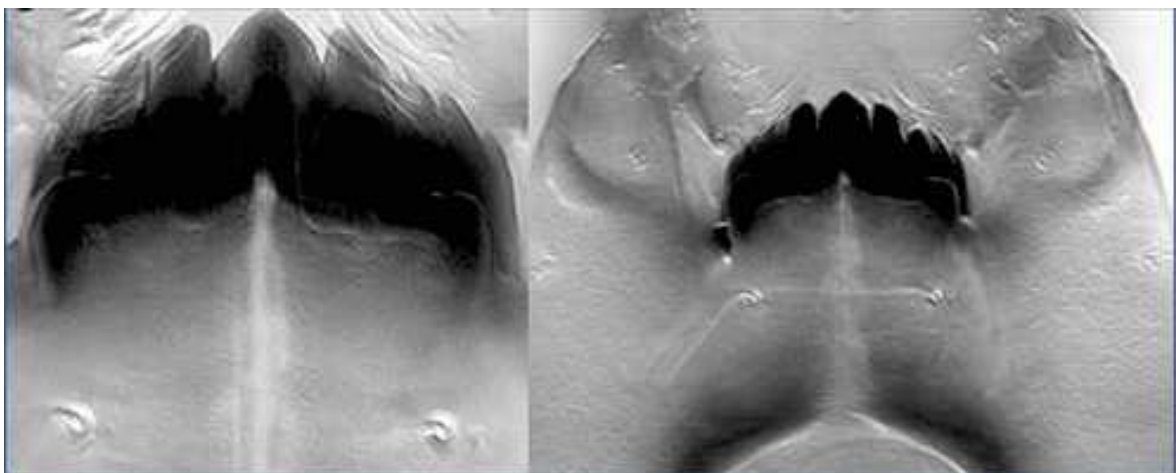


Figure 62. Photographies de l'espèce *Semiocladius crassipenis* (Cranston et Dimitriatis, 2005).

- UNE CALIBRATION CHIRONOMIDAE-SALINITE EST-ELLE ENVISAGEABLE EN MILIEU ESTUARIEN ?

Comme nous avons pu le constater, la complexité hydrodynamique des milieux estuariens rend très difficile l'analyse du gradient faunistique en fonction des paramètres environnementaux, notamment la salinité. En effet, les résultats issus du suivi des paramètres environnementaux sur l'Aulne (SAGE Aulne) ont montré une grande variabilité entre les stations. Au-delà du gradient de salinité qui s'accroît d'amont en aval, d'autres paramètres (sel nutritifs, température, pH) varient également en fonction de la position du site de prélèvement. Les stations situées en amont sont conditionnées par les apports de la rivière qui charrie une importante quantité de MES, de silice et de polluants d'origines agricoles tels que les nitrites, nitrates, phosphates. Cette grande variabilité physico-chimique contribue à créer une forte hétérogénéité spatiale et temporelle dans l'estuaire.

En parallèle, une redistribution de la thanatocénose a lieu dans l'estuaire en raison du fort hydrodynamisme qui caractérise ce milieu. Ce résultat est appuyé par la diversité taxonomique du milieu qui ne varie pas d'amont en aval (cf. Figures 54 et 55) alors que la diversité des larves de Chironomidae en milieu estuarien devrait diminuer drastiquement en fonction de ce même gradient (Williams et Hamm, 2002 ; Dimitriatis et Cranston, 2007). Ce remaniement qui caractérise les milieux estuariens constitue donc une vraie contrainte pour pouvoir attribuer avec certitude à chaque taxon une position précise dans l'estuaire, et par conséquent pouvoir calibrer les relations faunes-paramètres environnementaux.

Enfin, en milieu lacustre, Williams et al. (1990) ont montré que la diversité taxonomique des populations de macros-invertébrées, dont les Chironomidae, diminue rapidement entre 0 et 10 g/l de salinité. Au-delà de ce seuil, la diversité diminue moins vite, avec une pente moins abrupte (Figure 63). Ce constat montre la difficulté que l'on peut rencontrer lorsque l'on essaye de reconstruire quantitativement, de manière fiable et par des proxies biologiques, des niveaux de salinité dépassant les 10 g/l. Walker et al. (1995), sur des lacs canadiens, avaient également relevé la faiblesse de leur modèle à partir de 10 g/l de salinité. A partir de ce seuil, le nombre d'espèces indicatrices devient faible et génère *de facto* une moins bonne précision du modèle.

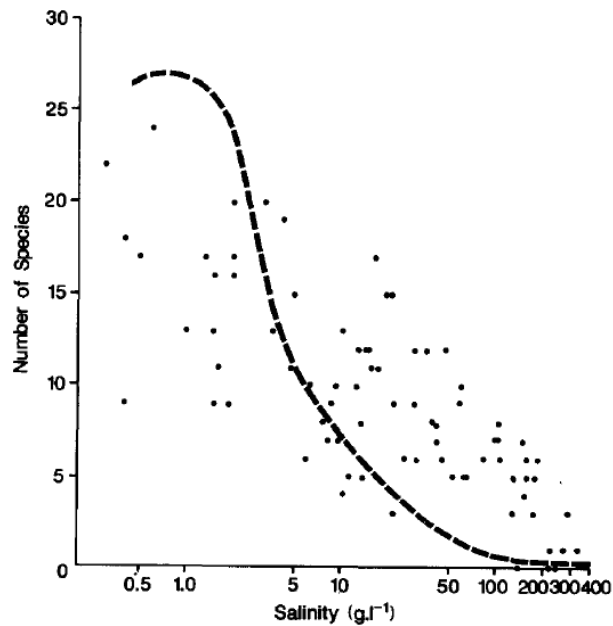


Figure 63. Variation du nombre d'espèces de macro-invertébrés en fonction de la salinité dans les lacs (Williams et al, 1990).

Par conséquent, dans le cadre de notre étude, les problèmes de remaniement et la faible diversité en taxons inféodés au milieu intertidal, sont autant de contraintes qui ne permettent pas d'envisager les Chironomidae comme bio-indicateurs quantitatifs de salinité, mais seulement comme outil qualitatif paléoenvironnemental. Cette étude a tout de même permis de mieux comprendre l'autécologie de certains taxons dominants dans les systèmes côtiers bretons. Ceci nous amène à tester ces nouvelles connaissances non seulement sur des séquences sédimentaires de (ou proche de) la Rade de Brest, à Landévennec, au Conquet et à Pors Milin (Fernane et al, sous presse / Chapitre 4).

III.4 DES DONNEES SUB-FOSSILES A L'ENREGISTREMENT PALEOENVIRONNEMENTAL : VERS UNE MEILLEURE COMPREHENSION DES SIGNAUX CHIRONOMIDAE FOSSILES

III.4.1 APPLICATION AU SITE DE LADEVENNEC

• STRATIGRAPHIE DE LA COUPE

La coupe d'environ 35 cm du Loc'h de Landévennec repose sur une nappe de galets colmatés par des argiles limoneuses grises. Elle est constituée de sables-limoneux, comportant une fraction organique importante et des fragments de bois.

Deux dates ont été réalisées sur des fragments de bois prélevés à la base et au sommet de la coupe (cf. Figure 63, Tableau 5). La coupe du Loc'h de Landévennec recouvre ainsi la période du bas Moyen Age entre 1,120 et 1,280 ans cal BP (830-670 AD). Il est à noter que cette même coupe avait été étudiée dans le cadre des travaux de thèse de Pierre Stéphane (2008). Il obtenait un âge moyen de 1,000 ans cal BP pour la base de la coupe, conformément aux dates que nous avons obtenues, aux incertitudes radiocarbone près qui incluent notamment les déviations par rapport à l'analyse en elle-même ou encore la calibration des âges bruts en âges calendaires selon l'option Intcal13 et l'aire moyenne 2σ (Reimer et al., 2013).

Tableau 5. Datations radiocarbone obtenues sur le sommet et la base de la coupe du Loc'h de Landévennec dans le cadre de cette étude mais aussi des travaux de P. Stéphane* (2013).

Coupe	Altitude (NGF m)	Code lab	Matériel daté	14C date (ans BP)	Age min-max (ans Cal.BP)	Age moy (ans Cal.BP)
Sommet	1.643	Poz-56579	Bois	1195 ± 30	1054-1184	1119
Base	2.154	Poz-60263	Bois	1355 ± 30	1240-1318	1279
Base du marais	-	Poz-57315	Racines	2515 ± 30	2490-2643	2567
Sommet*	-	Lyon 8870	Bois	950±25	796-886	841
Base*	-	Lyon 8871	Bois	1075±40	927-1061	994

• DESCRIPTION DES ASSEMBLAGES FOSSILES DE CHIRONOMIDAE

La coupe du site de Landévennec a déjà fait l'objet d'investigations sédimentologiques et micro-paléontologiques (Stéphan, 2008 ; Stéphan et al., 2013). Ces données ont ainsi permis de dresser une évolution très précise du complexe de flèches en chicanes qui caractérisent le site (cf. Chapitre II). Les assemblages de foraminifères benthiques, dominés par les taxons *Jadammina macrescens* et *Trochammina inflata* (Stéphan et al., 2013), ainsi que la végétation, caractérisée par la dominance des Chenopodiaceae (B. Hallegouët, com. Pers.), suggèrent un milieu de haut schorre (frange haute du marais maritime), c'est-à-dire immergé uniquement lors des pleines mers de vives eaux. Il s'agit ainsi pour nous de tester l'application des assemblages de Chironomidae fossiles et d'étudier leur dynamique temporelle spécifique dans un milieu saumâtre, à immersions intermittentes.

Au total, 45 taxons ont été identifiés sur les 13 niveaux issus de la coupe de Landévennec (Figure 64).

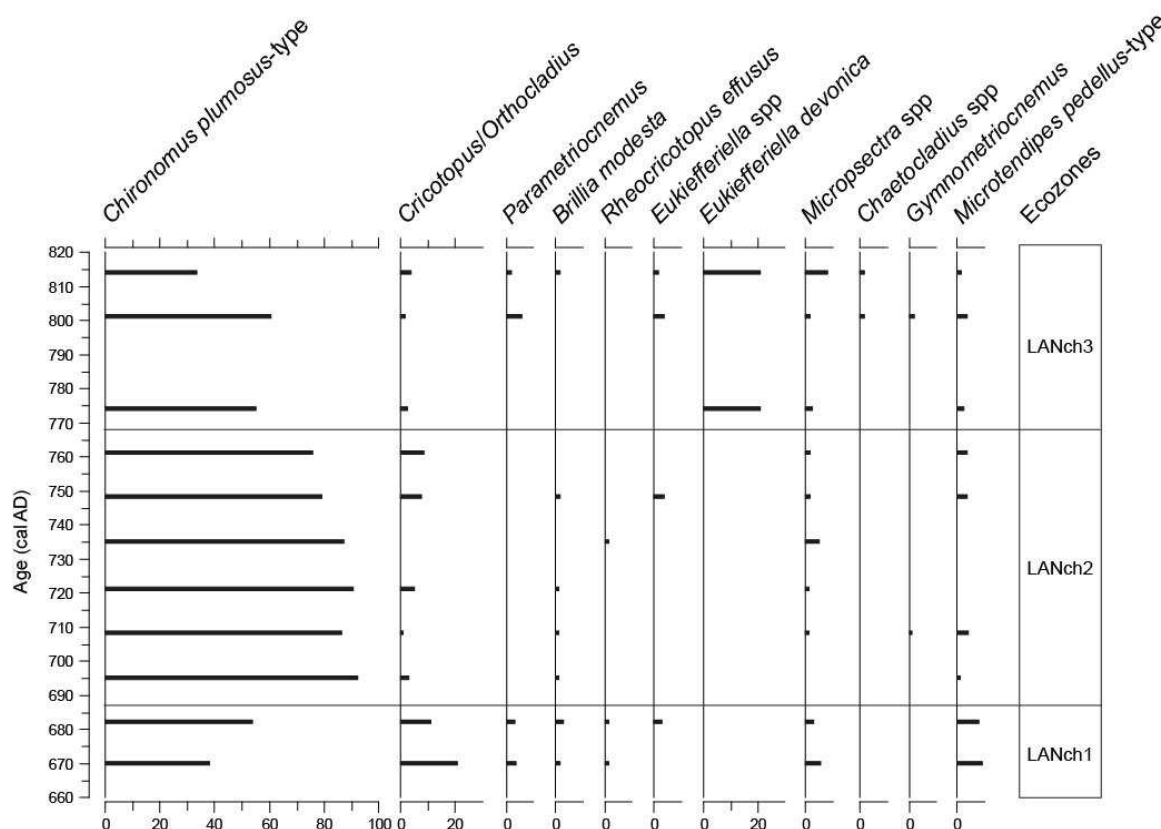


Figure 64. Diagramme présentant les principaux taxons de Chironomidae (>2%) retrouvés dans la coupe du Loc'h de Landévennec.

L'analyse spécifique en Chironomidae du Loc'h de Landévennec a permis de mettre en évidence des abondances relatives importantes de taxons ubiquistes eutrophes. En effet, cette coupe est dominée tout du long par des pourcentages élevés de *Chironomus plumosus*-type. Sur la base des variations temporelles observées au sein des assemblages, trois zones faunistiques ont pu être dégagées.

Dans la première zone (LANch1), des taux élevés de *Chironomus plumosus*-type (entre 40 et 50 %) et de *Cricotopus/Orthocladius* spp (~20%) sont relevés, ainsi que des taux plus faibles (<10 %) de *Microtendipes pedellus*, *Parametriocnemus* et *Brillia modesta*. Dans la seconde zone (LANch2), les taux de *Chironomus plumosus*-type approchent 90%, tandis que les pourcentages de *Cricotopus* baissent drastiquement. Dans la dernière zone (LANch3), les taux de *Chironomus plumosus*-type sont plus bas et atteignent 30% au sommet de la coupe. De plus, cette dernière zone est marquée par l'apparition très intéressante des taxons *Eukifferiella devonica*-groupe (20%), *Chaetocladius* et *Gymnometriocnemus* qui n'étaient pas enregistrés auparavant.

• INTERPRÉTATION PALEOENVIRONNEMENTALE

De manière générale, *Chironomus plumosus*-type domine largement les assemblages analysés. Ce taxon est reporté dans la littérature comme un taxon chaud et eutrophe (Larocque-Tobler et al., 2010), pouvant supporter de faibles concentrations d'oxygène (Johnson et Wiederholm, 1989). Cette espèce est aussi présente dans les milieux où les variations de salinité sont importantes. Ainsi, elle a été retrouvée dans les lacs côtiers canadiens caractérisés par les plus fortes salinités (Dickson et al., 2014). En Bretagne, dans les milieux à spartine, et dans les milieux de schorre, des larves de *Chironomus plumosus*-type dominent les assemblages de Chironomidae (observations faites au Conquet, résultats non publiés). Néanmoins, dans l'estuaire de l'Aulne, *Chironomus plumosus*-type a été retrouvé dans toutes les stations et ne montre pas d'affinité particulière à la section « estuaire marin ». Il est fort probable qu'en plus de la salinité, qui joue certainement un rôle déterminant dans la distribution des assemblages, d'autres facteurs combinés jouent aussi un rôle déterminant. Les sédiments du Loc'h de Landévennec sont marqués par une importante fraction organique (Stéphan et al., 2013). Il serait donc possible que les fortes teneurs en MO, associées à une salinité importante, aient pu privilégier la dominance de *Chironomus plumosus*-type sur ce site.

Les forts pourcentages de l'espèce *Eukiefferiella devonica*-groupe, observés au sommet de la coupe, confortent l'hypothèse d'une influence de la salinité sur ce site puisque cette espèce a été reportée comme tolérante aux variations de salinité dans les lacs côtiers (Dickson et al., 2014) et estuaires canadiens (Williams et Hamm, 2002), mais aussi dans l'Aulne où le taxon se retrouvait systématiquement de façon plus marquée en aval de l'estuaire. Enfin, en ce qui concerne *Cricotopus/Orthocladius*, ce taxon est reporté par de nombreuses études comme tolérant aux fortes variations de salinité (Walker et al., 1995 ; Hoffman et Winns, 2000). Dans le cadre d'un suivi des populations larvaires de Chironomidae dans la ria du Conquet (Fernane, non publié), *Cricotopus/Orthocladius* dominait également en aval de la ria. Les espèces *Chironomus plumosus*-type, *Eukiefferiella devonica*-groupe et *Cricotopus/Orthocladius* montrent ainsi une tolérance certaine pour les fluctuations de salinité mais il est important de prendre en compte le fait que la variation d'autres facteurs environnementaux vont aussi impacter l'établissement d'un assemblage particulier au cours du temps. Les autres espèces minoritaires reportées dans le diagramme faunistique (Figure 64), telles que *Brillia modesta*, *Micropsectra* spp, *Cheatocladius*, ou encore *Gymnometriocnemus* sont typiques d'un milieu fluviatile, et ont certainement été apportées par la rivière du Moulin.

Ainsi, les données actuelles/subactuelles acquises sur l'Aulne, nous permettent de mieux décrypter le signal Chironomidae analysé dans la coupe du Loc'h de Landévenec, et ainsi de caractériser un environnement principalement impacté par une variation du facteur salinité, conformément au milieu-type caractérisé par ailleurs par d'autres proxies biologiques (pollen et foraminifères benthiques). L'influence de la rivière sur le milieu de dépôt est donc maximale sur la zone LANch1, puis le milieu devient de plus en plus saumâtre et eutrophe sur LANch2 et LANch3, avec probablement de fortes variations saisonnières et journalières de salinité (influence de la marée).

III.4.2 APPLICATION AU SITE DU CONQUET

Une étude a été entreprise sur la ria sableuse du Conquet en 2011 où nous avons, par la suite effectué un sondage profond de 12 m, 2012). Il s'agissait de prélever, au cours de différentes saisons, les populations de larves présentes à l'interface eau-sédiment, une manipulation classique en hydroécologie. Ce travail, très lourd et fastidieux, a été effectué sur 6 stations à l'aide d'un chalut Surber. En raison de la nature sableuse des sédiments actuels de la ria, seulement trois espèces (*Halocladius*, *Cricotopus*, et *Chironomus plumosus*-type)

• STRATIGRAPHIE DE LA SEQUENCE SEDIMENTAIRE

Sur la séquence du Conquet, les altérites de nature micaschisteuse ont été atteintes à 11 m de profondeur (Figure 65). La première unité sédimentaire (unité I) d'une épaisseur de 60 cm est composée de sédiments argilo-sableux à charge micacée. A 10,40 m. débute l'unité sédimentaire II, avec la sous-unité IIa, correspondant à 60 cm d'un sable de granulométrie variable et à matrice argileuse. Il se poursuit ensuite à partir de 9,70 m (surface d'érosion) par des sables argileux de granulométrie variable mais le plus souvent grossière. A 8,40 m, la sous-unité IIb débute par 40 cm de vase grise de faible densité, puis passe ensuite à un limon sableux riche en fragments de bois. A 7,40 m, la sous-unité IIc présente un faciès de limon argileux, de faible densité, riche en matières organiques, notamment des fragments de roseaux. Sa limite supérieure est érosive. L'unité sédimentaire III, 6,70 à 5,50 m, se dépose également sur une surface érosive. Elle est composée de limons argileux avec une importante fraction organique et une faible densité. Cette vase à diatomées présente une odeur d'H₂S attestant d'une pyritization organique. La charge en sables grossiers augmente très rapidement vers le haut. L'unité sédimentaire IV débute à 5,50 est essentiellement sableuse. Elle commence par un sable fin interstratifié avec, vers la base, plusieurs horizons sableux organiques et noirâtres, avec fragments de bois, la sous-unité IVa. Des fragments de coquilles sont présents à 4,70m. De 3,50 à 3 m, plusieurs horizons sableux organiques et noirâtres sont de nouveau observés. De 3 à 1,50 m, la sous-unité IVb correspond à un niveau de sables grossiers dérivé de dunes, comme également observé en coupe le long du chenal de marée actuel. L'hétérogénéité de la sédimentation et la taille du grain médian (>100 µm sur tout le long de la séquence) témoignent de conditions de dépôt énergétiques.

Tableau 6. Datations radiocarbone obtenues sur la séquence du Conquet.

Prof (m)	Altitude (NGF m)	Code lab	Matériel daté	Date ¹⁴ C BP	Age Cal.BP min-max	Age Cal.BP Moy
1.5	1.5	Poz-48762	Fragment de bois	500±35	500-555	528
3.1	-0.1	Poz-48764	Fragment de bois	3595±35	3828-3985	3907
5	-2	Poz-48765	Fragment de bois	3565±35	3818-3934	3876
5.5	-2.5	Poz-48766	Macroreste	2480±30	2431-2722	2577
6	-3	Poz-48767	Macroreste	2860±35	2868-3075	2972
7.2	-4.2	Poz-48768	Fragment de bois	5055±35	5722-5906	5814
8	-5	Poz-48771	Fragment de bois	5365±30	6170-6223	6197
9.6	-6.6	Poz-48772	Fragment de bois	5440±40	6182-6306	6244
10.13	-7.13	Poz-48763	Fragment de bois	5615±35	6309-6466	6388

Neuf datations radiocarbone attribuent un âge moyen couvrant la période 6,400 - 500 ans cal BP à la séquence du Conquet (Tableau 6). Plusieurs inversions sont relevées, attestant probablement d'un remaniement important de certains facies ou fragments organiques dans la séquence.

• DESCRIPTION DES ASSEMBLAGES FOSSILES DE CHIRONOMIDAE

Seule une petite partie de la séquence, située entre 810 et 650 cm de profondeur (US II, Figure 64), contenait des capsules céphaliques de Chironomidae (Figure 64). La sub-famille la plus représentée est celle des Chironomini (80%), avec notamment les taxons *Glyptotendipes* spp, *Chironomus plumosus*-type, et *Cladopelma lateralis*, puis la sub-famille des Tanytarsini (20%), principalement représentée par le genre *Micropsectra* spp, et enfin la famille des Orthoclaadiinae (moins de 1%), représentée par le seul genre *Cricotopus*.

Les différentes évolutions faunistiques permettent de faire ressortir trois zones (CQch1-3 ; Figure 64). La première zone CQch1 (770-756 cm) est caractérisée par des pourcentages élevés de *Micropsectra* spp, *Glyptotendipes* spp et *Tanytarsus* sp. La seconde zone CQch2 (756-690 cm) est marquée par une augmentation importante de *Cladopelma lateralis*, qui atteint des valeurs maximales voisines de 40%, ainsi que de *Cryptochironomus*, *Phaenopsectra* spp et *Microtendipes pedellus*-type. La dernière zone faunistique CQch3 (690-650 cm) est, quant à elle, caractérisée par une importante augmentation de *Chironomus plumosus*-type, synchrone avec une quasi disparition du genre *Micropsectra* (Figure 65).

• INTERPRÉTATION PALEOENVIRONNEMENTALE

Dans le cadre de la thèse de Jérôme Goslin (2014), une étude micro-morphologique a été effectuée pour essayer de caractériser le milieu de dépôt des sédiments (continental, saumâtre, ou marin). La base du carottage du Conquet enregistre l'arrivée de la transgression dans la partie haute de la ria. L'unité I correspond essentiellement à des limons alluviaux avec déjà une contribution saumâtre, comme l'atteste une pyritisation synsédimentaire importante (micromorphologie, Goslin, 2014).

L'unité II débute vers 6,400 ans cal BP et correspond vraisemblablement à un estuarien moyen à la base (sous-unité IIa) avec un retour à des conditions plus internes, voire continentales vers le haut. La sous-unité IIb correspond plutôt à des limons alluviaux continentaux déposés entre 6,200 et 5,900 ans cal BP. La sous-unité IIc est une vase à diatomées, à dominante continentale en continuité sédimentaire avec la sous-unité précédente. Une pyritisation synsédimentaire modérée est observée (micromorphologie, Goslin, 2014), attestant d'un milieu de nouveau saumâtre vers le haut de l'unité. C'est dans cette seconde unité sédimentaire que des capsules céphaliques de Chironomidae ont été enregistrées (Figure 65).

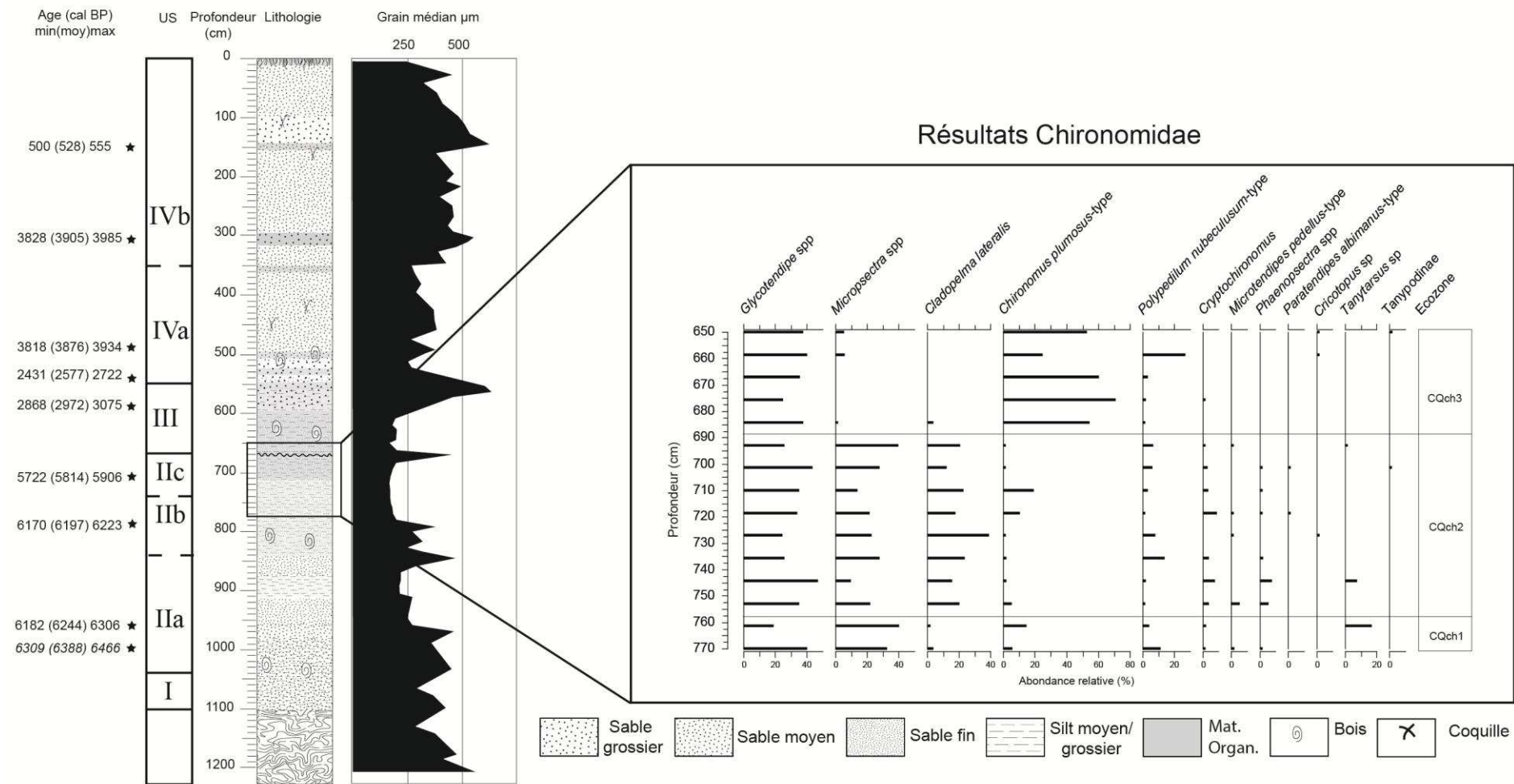


Figure 65. Diagramme présentant les principaux taxons de Chironomidae (>2%) retrouvés dans la séquence du Conquet, en parallèle à la description du faciès et aux analyses granulométriques réalisées sur l'ensemble de la séquence.

L'unité III est également une vase à diatomées, déposée après une troncature importante et avec une datation voisine de 2,950 ans cal BP. Elle est à dominante continentale avec néanmoins une composante saumâtre (H₂S). Une pyritisation synsédimentaire évidente et un apport grossier croissant atteste d'un milieu lagunaire partiellement ouvert (granulométrie et micromorphologie, Goslin, 2014). La présence de foraminifères benthiques de type *Elphidium williamsoni* et *Haynesia germanica* traduisent l'établissement de conditions franchement saumâtres dans cette partie de la séquence, le domaine intertidal d'un estuaire moyen (Goslin, 2014). Le cordon de galets barrant l'estuaire a dû probablement être ouvert par une crue ou une tempête. La datation suggère une destruction définitive avec les tempêtes de 2,750 – 3,000 ans cal BP (Sorrel et al., 2012. Van Vliet-Lanoë et al., 2014b). Au vue de ces changements drastiques de milieu enregistrés dans le compartiment foraminifère, il apparaissait alors pertinent de s'interroger sur des changements éventuels relevés au sein des assemblages de Chironomidae.

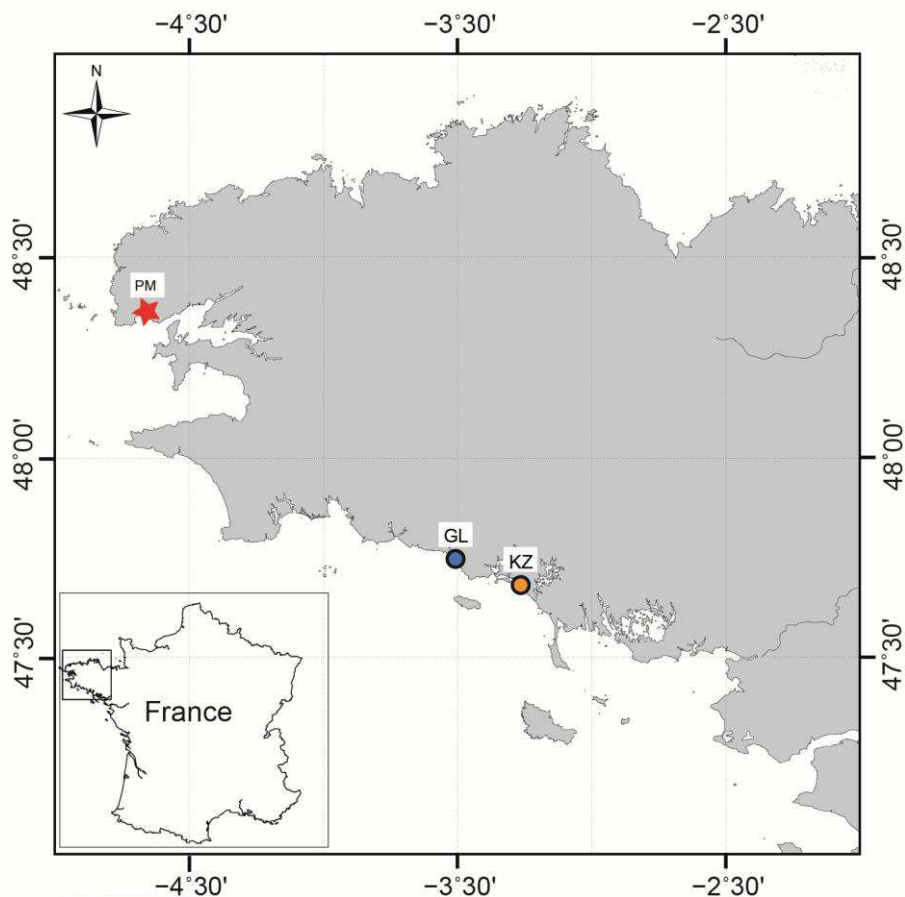
En bilan, à la base de la première unité sédimentaire, les conditions franchement marines de dépôt ont probablement contribué à limiter la présence des Chironomidae. L'apparition des capsules céphaliques dans la seconde unité sédimentaire, caractérisée par une faible pyritisation, suggère l'établissement de conditions plus favorables, davantage continentales. En effet, entre 810 et 715 cm, les assemblages faunistiques sont majoritairement dominés par des espèces d'eaux douces: *Glyptotendipes* spp, *Micropsectra* spp, et *Cladopelma lateralis*, *Microtendipes pedellus*-type, *Phaenopsectra* spp (Dickson et al., 2014). Ces taxons sont également actuellement distribués préférentiellement dans la partie haute de l'estuaire de l'Aulne. Ce n'est qu'à partir de 715 cm que les assemblages sont conjointement dominés par *Glyptotendipes* spp et *Chironomus plumosus*-type, ce dernier atteignant des pourcentages proches de 70%. En parallèle, certains taxons d'eau douce tels que *Cladopelma lateralis*, *Microtendipes pedellus*-type, *Phaenopsectra* spp et *Paratendipes albimacrus*-type disparaissent complètement. La dominance de *Chironomus plumosus*-type entre 715 et 650 cm, taxon souvent rapporté comme tolérant face aux fortes variations de salinités (Cranston, 1995 ; Dickson et al., 2014), pourrait ainsi traduire le passage vers un milieu plus saumâtre, tel que suggéré conjointement par les foraminifères benthiques. Ainsi, une fois de plus, nous démontrons la pertinence du signal Chironomidae validé par la comparaison avec les autres indicateurs paléobiologiques.

III.4.3 BILAN ET PERSPECTIVES

Les deux campagnes réalisées dans l'estuaire de l'Aulne présentent des assemblages de Chironomidae relativement similaires, à l'exception de quelques espèces rares à pourcentages très faibles. Ceci est important au regard des reconstitutions paléoenvironnementales. En effet, malgré les contraintes discutées dans ce chapitre qui ne permettent pas d'envisager une calibration quantitative, nous observons que le signal subfossile reste quasi-identique et, par conséquent, que les sédiments de surface estuariens enregistrent un signal homogénéisé temporellement moyenné. Ceci nous permet de comprendre les assemblages subactuels (Kajak) mais aussi de mieux interpréter les séquences sédimentaires paléoenvironnementales prélevées en milieu estuarien qui sont analysées avec des résolutions pluriannuelles voire pluriséculaires et qui ne sont pas interprétables à des échelles saisonnières.

Néanmoins, le faible nombre d'espèces intertidales et leur faible probabilité de préservation peut fausser le signal et son interprétation. Pour remédier à cela, de plus amples études centrées sur la taxonomie seraient nécessaires afin de mieux séparer certaines espèces à tolérance écologique large de celles inféodées aux milieux strictement salés, comme c'est le cas notamment de *Chironomus plumosus*-type, *Chironomus salinarius*-type, ou encore *Eukiefferiella devonica*-groupe de *Semiocladius*. Enfin, un suivi plus régulier des communautés larvaires, ou exuvies, fournirait des informations précieuses sur l'écologie de certaines espèces clés en paléoécologie.

CHAPITRE IV RECONSTITUTIONS PALEOENVIRONNEMENTALES : PORS MILIN, GUIDEL ET KERZINE

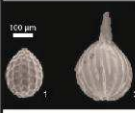



Sites Finistère




★ Site: **Pors Milin**
Code: PM (PM1, PM3, PM4, PM5)
Coordonnées GPS:
PM3 & PM4: 48°21'24.88"N, 4°40'44.41"O
PM1 & PM5: 48°21'18.67"N, 4°40'45.10"O
Outil: Chironomidae et pollen (E.Gandouin)

Sites Morbihan

● Site: **Guidel**
Code: GL (GL1, GL2)
Coordonnées GPS:
GL1: 47°45'43.63"N, 3°30'10.83"O
GL3: 47°46'10.26"N, 3°29'58.64"O
Outil: Foraminifère, pollen (E.Gandouin)

● Site: **Kerzine**
Code: KZ
Coordonnées GPS:
GZ: 47°41'3.91"N, 3°15'30.27"O
Outil: Foraminifère, pollen (E.Allan)

PLAN CHAPITRE IV

IV.1 COASTAL PALAEOENVIRONMENTAL RECORD OF THE LAST 7 KA BP IN NW FRANCE: SUB-MILLENARY CLIMATIC AND ANTHROPIC HOLOCENE SIGNALS..... 139

ABSTRACT.....	139
IV.1.1 INTRODUCTION	140
IV.1.2 ENVIRONMENTAL SETTING AND STUDIED MATERIAL	141
• SEDIMENTARY CONTEXT	141
• PRESENT-DAY CLIMATIC CONTEXT AND ASSOCIATED VEGETATION COVER	142
• ANTHROPOGENIC CONTEXT	142
IV.1.3 METHODOLOGY	143
• SEDIMENTOLOGICAL ANALYSIS AND CHRONO-STRATIGRAPHY	143
• CHIRONOMID PREPARATION.....	147
• POLLEN PREPARATION	147
IV.1.4 RESULTS	148
• CHIRONOMID ASSEMBLAGES	148
• POLLEN ASSEMBLAGES	150
IV.1.5 DISCUSSION.....	152
• VEGETATION CHANGE: GENERAL EVOLUTION FROM THE MID-HOLOCENE TO PRESENT	152
• CLIMATE VARIABILITY OVER THE MID-HOLOCENE: MULTI-CENTENNIAL TO MULTI-DECADAL TIME-SCALE	153
• LAND USE OVER THE LATE HOLOCENE	157
• IMPACT OF CLEARANCE EVENTS ON THE INSECT FAUNA	158
• FAUNAL CHANGES: GENERAL EVOLUTION FROM THE MID-HOLOCENE TO PRESENT	158
IV.1.6 CONCLUSION	160

IV.2 HUMAN SETTLEMENT *VERSUS* HOLOCENE CLIMATES OVER THE LAST 7,000 YEARS CAL BP IN SOUTHERN BRITTANY COAST (NW FRANCE) 161

ABSTRACT.....	161
IV.2.1 INTRODUCTION	162
IV.2.2 ENVIRONMENTAL SETTING AND STUDIED MATERIAL	163
• GEOMORPHOLOGICAL CONTEXT AND FIELDWORK	163

• PRESENT-DAY CLIMATE AND ASSOCIATED VEGETATION	165
• ARCHEOLOGICAL CONTEXT	165
IV.2.3 METHODS	166
• SEDIMENTOLOGICAL AND CHRONO-STRATIGRAPHICAL ANALYSES ..	166
• POLLEN ANALYSIS	169
• FORAMINIFERAL ANALYSIS	170
IV.2.4 RESULTS	170
• RADIOCARBON AND SEDIMENTOLOGICAL RESULTS	170
• FORAMINIFERAL ASSEMBLAGES (GL1 CORE)	171
• POLLEN ASSEMBLAGES (GL3 CORE)	173
IV.2.5 DISCUSSION	176
• MID TO LATE HOLOCENE VEGETATION CHANGES RECORDED AT GUIDEL	176
• FORCING FACTORS RESPONSIBLE FOR HUMAN SETTLEMENT OR DEPARTURE AT GUIDEL OVER THE LAST 7,000 YEARS CAL BP	178
• LAND USE FROM BRONZE AGE TO MIDDLE AGES	181
IV.2.6 CONCLUSION	182
IV.3 ETUDE MULTIPROXIE (POLLEN, DINOKYSTES, FORAMINIFERES) SUR LES DERNIERS 7,000 ANS DANS LE SUD BRETAGNE (KERZINE, MORBIHAN) : UNE SYNTHÈSE CLIMATIQUE ET ANTHROPIQUE.....	183
RESUME	183
IV.3.1 INTRODUCTION	184
IV.3.2 CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL	185
IV.3.3 MATERIEL ET METHODES	186
• CHRONOLOGIE ET ANALYSES GRANULOMETRIQUES	186
• ANALYSES POLLINIQUES	187
• ANALYSES DES FORAMINIFERES BENTHIQUES	188
IV.3.4 RESULTATS	189
• SEDIMENTOLOGIE ET CHRONO-STRATIGRAPHIE	189
• EVOLUTION DES ASSEMBLAGES DE FORAMINIFERES BENTHIQUES ...	190
• EVOLUTION DU CORTEGE POLLINIQUE	193
IV.3.5 DISCUSSION	198
• LES DERNIERS 7,000 ANS ENREGISTRES A KERZINE: ESSAI DE CORRELATION STRATIGRAPHIQUE A L'ECHELLE DE LA REGION BRETAGNE	198
• IDENTIFICATION DES EVENEMENTS TEMPETUEUX MAJEURS	201

- LES FORCAGES INITIATEURS DE CES EVENEMENTS EXTREMES 202
- IMPACTS DES EVENEMENTS EXTREMES SUR LA VEGETATION 205
- ANTHROPISATION ET OCCUPATION DES TERRITOIRES 206

IV.3.6 CONCLUSION 208

IV.1 COASTAL PALAEOENVIRONMENTAL RECORD OF THE LAST 7 KA BP IN NW FRANCE: SUB-MILLENNARY CLIMATIC AND ANTHROPIC HOLOCENE SIGNALS

(*The Holocene, sous presse*)

Fernane A., Gandouin E., Penaud A., Van Vliet-Lanoë., Goslin J., Vidal M., Delacourt C.

ABSTRACT

To date, Holocene palaeoecological signatures on the Northwestern coast of France have not been thoroughly investigated. In this study, environmental changes related to both climate processes and human disturbances were reconstructed over the last 7,000 years cal BP, based on pollen and chironomid assemblages from four coastal cores retrieved in Western Brittany (Porsmilin beach, NW France). Pollen and chironomid records show an environmental response to both millennial and centennial-scale climate changes. During the mid-Holocene (until around 4,200 years cal BP), when human impact was low, Porsmilin's landscape was characterized by a mixed oak forest dominated by *Corylus* trees. Comparison of our data with other palynological data from the NW French Atlantic coast shows that this dominance may be related to more humid conditions prevailing at Porsmilin. Furthermore, over the mid-Holocene, *Corylus* and *Quercus* patterns appear anti-correlated, with *Quercus* declines appearing synchronous with major storms revealed by data recently compiled for the Holocene in Brittany, suggesting that cold conditions probably caused the *Quercus* contractions, which in turn favoured the rise of the heliophile taxon *Corylus*. Regarding chironomids over this period, our results show variations in lotic-lentic taxa related to hydrological conditions, more specifically changes in river runoff strength. Over the Late Holocene, the Porsmilin palynological record shows progressive vegetation changes mainly related to human settlement and development of agricultural activities.

IV.1.1 INTRODUCTION

Climate in the Holocene has not been uniformly warm, but was instead influenced at an orbital scale by decreasing summer insolation in the Northern Hemisphere (Berger and Loutre, 1991), and punctuated by abrupt climatic events at millennial time-scales (Mayewski et al., 2004). At sub-millennial timescales, as well as over the past two millennia, numerous climate reconstructions suggest various forcing mechanisms and climate feedbacks for Holocene climate fluctuations, generally involving NAO modes, solar activity, ocean circulation, or volcanic eruptions (Bond et al., 2001; Wanner et al., 2008; Fletcher et al., 2013; van Loon et Meehl, 2014). Consequently, multidisciplinary palaeoclimate studies from different ecosystems are necessary to understand how these forcing mechanisms interact to define Holocene climate at a regional/global scale. At a local scale, multiproxy investigations are also crucial since some ecosystems, such as coastal ones, do not respond homogeneously to global changes, as suggested by Najjar et al. (2000).

In the northern part of Brittany few palaeoenvironmental studies have been conducted, and have often applied a monodisciplinary palynological approach (e.g. Giot and Monnier, 1972; Van Zeist, 1963; Morzadec-Kerfoun, 1974). However, southern Brittany is well documented with continental (e.g. Bernard, 1995; Visset et al., 1994; Joly and Visset, 2009; Barbier and Visset, 1997; Gaudin, 2004) and marine (Naughton et al., 2007) palaeoenvironmental investigations. In this study, we present a multidisciplinary Holocene climate study based on pollen and chironomid (Insect, Diptera) analyses, as well as radiocarbon and lithological data from a Northwestern Brittany coastal area (Porsmilin; NW France; 48°21'N). Studies associating chironomid and aquatic botanical proxies, both considered to be fast migrating biotic proxies, have increasingly been used in palaeoecological analysis of past environmental changes. Chironomids have emerged as promising tools for palaeoecological investigations. Their modern characteristic assemblages give diversified information such as water trophic status (Walker and Mathewes, 1987), dissolved oxygen content (Francis, 2001), water-level change (Massafro and Brooks, 2002), types of alluvial habitats (Gandouin et al., 2006), and water (Rossaro, 1991) and air temperatures (Luoto et al., 2009). Their use has also enabled the successful detection of past human presence and its impact on water quality (Heiri and Lotter, 2003; Langdon et al., 2004; Ruiz et al., 2006; Taylor et al., 2013). Furthermore, pollen analysis can reveal climate variations and agro-pastoral activities over adjacent watersheds.

In this paper, we will attempt to decipher the respective influence of local *versus* regional/global factors over the last 7 ka BP at Porsmilin, based on a cross-correlated pollen-chironomid analysis. At a regional scale, the present study constitutes the first coastal palaeoenvironmental investigations based on chironomids in Brittany. Furthermore, it should help improve palaeological knowledge of river chironomids.

IV.1.2 ENVIRONMENTAL SETTING AND STUDIED MATERIAL

• SEDIMENTARY CONTEXT

The Porsmilin (PM) beach is located in Northwestern Brittany within the Bay of Bertheaume and is surrounded by the Iroise Sea (Figure 66a). More precisely, our studied site is located at the outlet of a short valley and consists today of a sandy pocket beach surrounded by cliffs and limited landward by a high sandy coastal bar (Figure 66b). This geomorphological configuration encloses a marshy depression located at +6.5 m NGF (“Nivellement Général de la France” which is a French reference system for sea level elevation), crossed by a small stream that flows seaward. On the lower part of the beach, extensive thick layers of peat are exposed at low tide (Figure 66b), resulting from retrogressive erosion of sandy barriers.

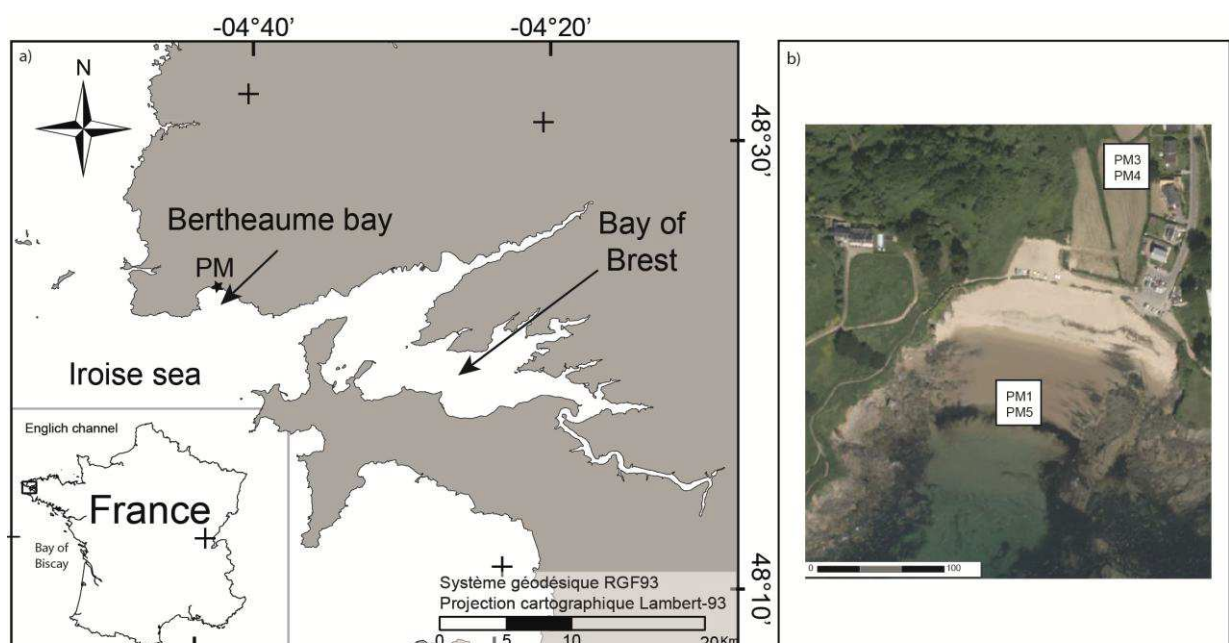


Figure 66. Location map of the Porsmilin (PM) study area: a) core sites b) Sediment core locations.

The PM beach was cored with a 5 cm diameter percussion corer (Eikjerkamp). Twin cores were extracted in the marsh (PM3 and PM4; 48°21'24.88"N, 4°40'44.41"W; Figure 66b) and in the intertidal zone (PM1 and PM5; 48°21'18.67"N, 4°40'45.10"W; Figure 66b). The accessibility of the PM marsh did not allow us to drill intermediate cores to better constrain the geometry of the marsh infill.

• PRESENT-DAY CLIMATIC CONTEXT AND ASSOCIATED VEGETATION COVER

The climate in Brittany is characterized by temperate oceanic conditions (due to the North Atlantic Ocean influence) with generally cool, rainy winters and fresh summers. Mean annual precipitation is close to 800 mm, and the mean annual temperature is around 11°C with weak thermic seasonal amplitudes. Meteorological conditions over Brittany mainly result from the North Atlantic Oscillation (NAO) pattern (Hurrell, 1995). This natural pattern of atmospheric variability directly influences temperatures and hydrological conditions (precipitation, river discharges, and water table levels), which in turn influence vegetation cover (Gouveia et al., 2008).

Regarding current vegetation, the flanks of the PM valley are partly covered by a forest composed of *Quercus*, *Corylus avellana*, and *Carpinus betulus*. The bottom of the valley is surrounded by woodlands dominated by *Salix fragilis* and several other herbaceous species such as *Cyperus longus*, *Juncus effusus*, *Limonium dodartii*, *Mentha suaveolens*, *Polygonum aviculare*, *Potentilla anserina*, and *Rumex obtusifolius*.

• ANTHROPOGENIC CONTEXT

Brittany's coasts are escarped, with intertidal zones that provide both shelter and fishery facilities which have favoured human settlement and economic development (Daire et al., 2011). Nevertheless, the human settlement chronology in Brittany is still obscure due to the scarcity of well-dated and continuous palynological records. In Southeastern Brittany, *Cerealia* pollen grains are sporadically recorded at the end of the Mesolithic and at the beginning of the Neolithic, indicating probable early human activity at that time (Ouguerram et al., 2001; Visset et al., 2002). In Northern Brittany, the earliest agricultural activities are marked by the presence of *Cerealia* and clearing events at the beginning of the Sub-Boreal period, i.e. at the end of the Bronze Age (Morzadec-Kerfourn, 1974; Marguerie et al., 1992;

Barbier and Visset., 1997). The first millennium BC (i.e. from 3 ka BP), covering the period of the late Bronze Age, the Iron Age, and the first decades of the Gallo-Roman period, constitutes a key period concerning land use for agro-pastoral activities. Based on archeological studies, human colonization of Northern Brittany at the beginning of the Bronze Age (4 ka BP) appears conditioned by the presence of dense forest, with the first clear events related to cultural activities occurring during the mid-Bronze Age (e.g. Daire et al., 2011). At the end of the Iron Age, from 450 to 50 BC (2.5 to 2 ka BP), clearing events are intensified in parallel with a demographic expansion recorded in Western France (Giot et al., 1995). This period is marked by the development of enclosures and human settlement increases on coastal areas, which favored marine exploitation (salt production, fishing) and maritime exchanges (e.g. Daire et al., 2011).

Nowadays, anthropic infrastructures such as the Atlantic Wall (relic of the Second World War), boarding dock, wastewater pipe, car park, and access stairs, artificialize PM beach. Over the last decades, agricultural activities have strongly declined in favour of tourism infrastructures such as hiking trails and camping areas, which contribute strongly to deterioration of the environment, especially coastal dune vegetation which is very sensitive to human trampling.

IV.1.3 METHODOLOGY

• SEDIMENTOLOGICAL ANALYSIS AND CHRONO-STRATIGRAPHY

The lithology of the cores is mainly characterized by dense peats deposited in fresh water conditions, and is interrupted by sand layers (Figure 67). A detailed sedimentological and stratigraphical analysis of the coastal sedimentation of PM was recently undertaken by Goslin (2014). According to this author, major discontinuities represented by sandy layers appear related to dune breakdowns occurring during huge storm events (Goslin et al., 2013).

Twenty-one AMS ^{14}C dates were obtained on PM cores (PM1, PM3, PM4, and PM5) at the Poznań (Poland) and Saclay (Paris) Radiocarbon Laboratories (Table 7). Calibration of all dates was performed using the Clam program (version 2.2; Blaauw, 2010) associated with the statistical software R (version 3.0.1; R Development Core Team, 2013) and the non-marine (IntCal09) radiocarbon calibration (Reimer et al., 2013).

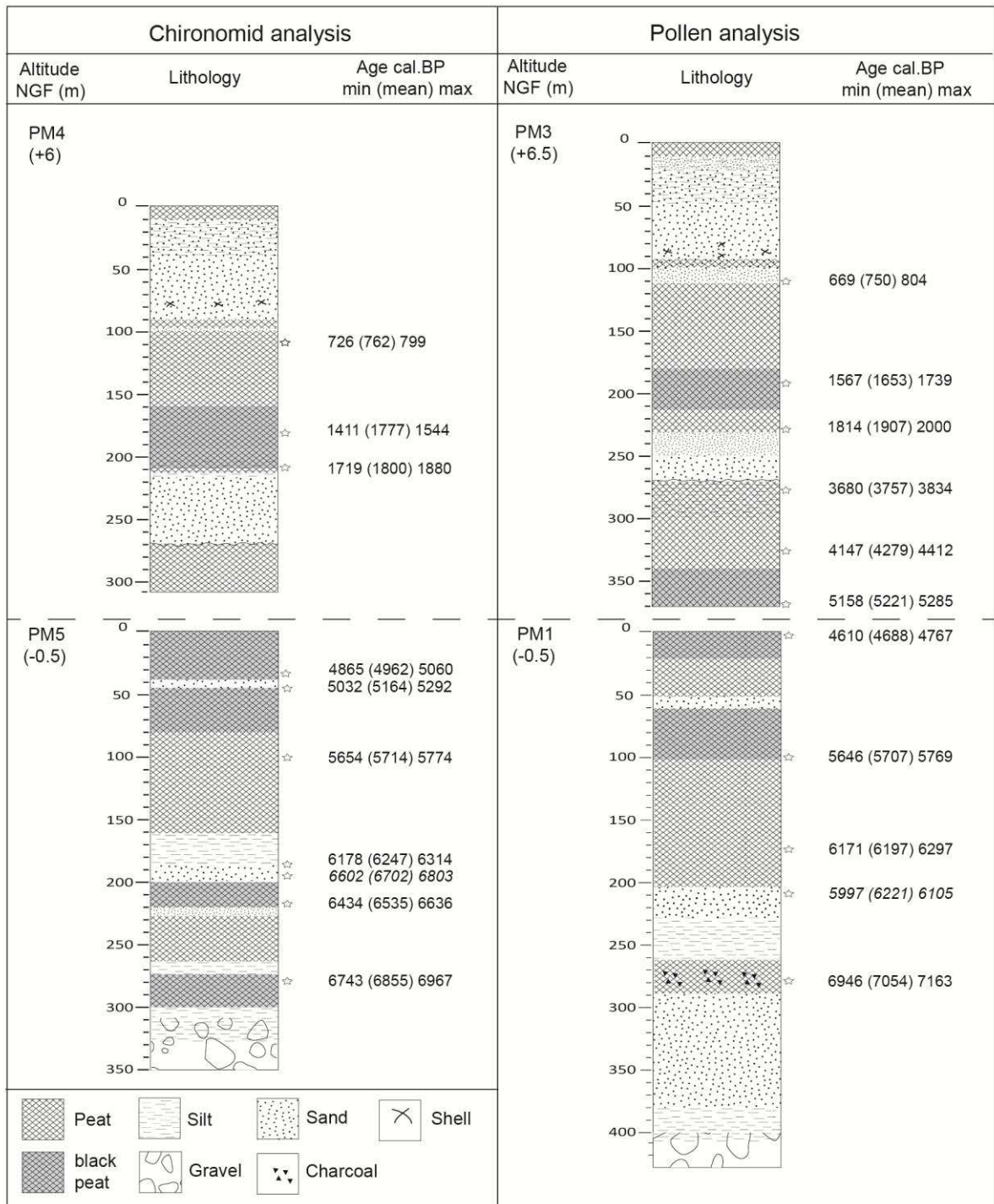


Figure 67. Stratigraphic logs of study cores.

Table 7. List of all ^{14}C dating obtained on Porsmilin cores. (* rejected dates).

Depth sample in PM cores (cm)	Altitude NGF (m)	Laboratory Code	Dated material	Date (^{14}C BP)	Age min -max (Cal BP)	Mean Age (Cal BP)
PM4 / MARSH / +6 m NGF						
110	4.90	Poz-48775	Peat	865+/-25	726-799	762
180	4.20	Poz-49814	Wood fragment	1600+/-30	1411-1544	1477
210	3.90	Poz-48774	Peat	1870+/-35	1719-1880	1800
PM3 / MARSH / +6.5 m NGF						
109	5.41	SacA 26803	Peat	870+/-40	696-804	750
190	4.60	Poz-43078	Wood fragment	1760+/-30	1567-1739	1653
230	4.20	SacA 26804	Organic silt	1950+/-45	1814-2000	1907
280	3.70	Poz-43080	Wood fragment	3470+/-35	3680-3834	3757
330	3.20	SacA 26805	Wood fragment	3840+/-45	4147-4412	4279
370	2.80	SacA 26806	Wood fragment	4460 +/-30	5158 - 5285	5221
PM5 / INTERTIDAL ZONE / -0.5 m NGF						
35	-0.85	SacA 26807	Peat	4410+/-45	4865-5060	4962
40	-0.90	Poz-48777	Peat	4480+/-30	5032-5292	5164
100	-1.50	Poz-48776	Peat	5010+/-40	5654-5774	5714
185	-2.35	SacA 26808	Organic silt	5445+/-45	6178-6317	6247
195	-2.45	SacA 26809*	Wood	5890+/-50	6602 - 6803	6702
220	-2.70	SacA 26810	Peat	5725+/-35	6434-6636	6535
275	-3.25	SacA 26811	Peat	6015+/-50	6743-6967	6855
PM1 / INTERTIDAL ZONE / -0.5 m NGF						
0	-0.50	Poz-42857	Wood fragment	4189+/-40	4610-4767	4688
100	-1.50	Poz-42858	Wood fragment	5000+/-35	5646-5769	5707
175	-2.25	Poz-42860	Wood fragment	5365+/-35	6171-6223	6197
210	-2.60	SacA 26802 *	Peat	5350+/-50	5997-6221	6109
280	-3.30	Poz-42861	Charcoal	6150+/-40	6946-7163	7054

Because of discontinuities recorded within peat deposits and the occurrence of a sediment hiatus recorded in the PM cores (at 270 cm in PM4, and at 220 cm in PM3; Figure 67), we did not establish a complete age-depth model for PM cores. This hiatus, which corresponds approximately to the interval 3,700 to 2,000 years cal BP, is recorded all over Brittany and has been recently reported to relate to a major stormy period (Goslin, 2014). However, for the homogeneous and well-dated part of the PM cores, from 6,221 to 4,688 years cal BP (PM1 core), we carried out a linear interpolation between radiocarbon pointers (Figure 68).

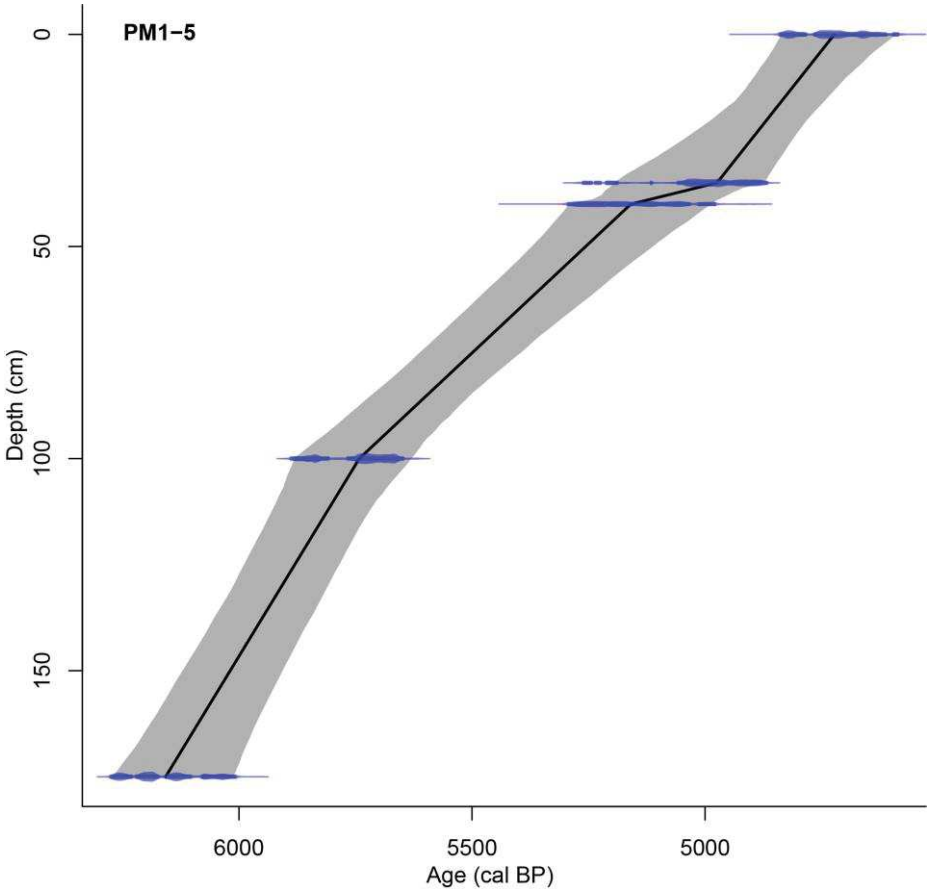


Figure 68. Calendar age-depth model based on ¹⁴C dates (cf. Table 7).

• CHIRONOMID PREPARATION

The PM5 and PM4 cores have both been entirely sampled for chironomid analysis (5 cm interval), representing 62 and 75 levels respectively. Subfossil chironomid head capsule extractions followed the laboratory procedures of Rolland and Larocque (2007). Firstly, 60 g of sediments were deflocculated in heated 10% KOH solution for 20 minutes. The solution was then sifted through a 100 µm mesh sieve, and petroleum flotation was used to condense the chironomid sub-fossils in each sample. The floating fraction was then decanted and removed in a sieve similar to that used previously. The residue was washed with detergent and stored in a beaker containing a solution of 90% alcohol. Chironomid head capsules were sorted out with fine tweezers and mounted on glass slides with glycerine, ventral side up. In this study, head capsules have been identified according to Wiederlhom (1983), Klink and Moller Pillot (2003), and Brooks et al. (2007). A minimum of 50 head capsules per sample were counted under a stereomicroscope at 400X magnification. It is worth noting that on the PM5 and PM4 cores, only 22 and 18 samples, respectively, contained head capsules. However, many of these samples contained less than 50 head capsules and were thus merged with subsequent samples for a complete chironomid stratigraphy. A total of 20 samples are therefore presented in the simplified chironomid diagrams (10 samples for both PM4 and PM5 cores, Figure 69).

• POLLEN PREPARATION

Rich organic sediments of PM1 (intertidal zone) and PM3 (marsh) were sampled at 9 and 3 cm intervals, respectively. Pollen extraction followed the laboratory procedures of Moore et al. (1991). A minimum of 300 pollen grains per sample were counted under a stereomicroscope at 500X magnification (oil immersion). Pollen frequencies for trees and herbs are expressed as percentages *versus* the main pollen sum, classically excluding aquatic plants, Cyperaceae, and spores. *Alnus* pollen grains were also excluded from the main pollen sum since they are generally over represented in alluvial plain sediments. A total of 46 samples are presented in the simplified pollen diagrams (20 samples for PM3 core and 26 samples for PM1 core, Figure 70). Selected pollen taxa have been grouped according to ecological affinities in order to facilitate the interpretation of catchment dynamics with respect to land use change (Behre, 1981).

IV.1.4 RESULTS

• CHIRONOMID ASSEMBLAGES

Chironomid diversity is illustrated by 51 and 39 different taxa within the PM4 and PM5 cores, respectively. Main chironomid taxa changes are presented in Figure 69. Based on differences in the composition of chironomid fauna, four stratigraphic changes (Pmch1-4) have been established. In both PM cores, Chironomini (e.g., *Polypedilum*, *Microtendipes*, *Chironomus*) and Tanytarsini (e.g., *Micropsectra*) are the most represented tribes recorded in fossil assemblages. Among main chironomid taxa reaching percentages higher than 15%, we observe more specifically *Polypedilum nubeculosum*-type, *Chironomus plumosus*-type, *Microtendipes pedellus*-type, *Brillia modesta*, *Limnophyes*, and *Micropsectra* spp. (Figure 69). Differences between both cores are mainly attributed to individual relative abundance values and especially the *C. plumosus*-type, *P. nubeculosum*-type, *M. pedellus*-type, and *B. modesta* percentages.

The lower part (PMch1) of the intertidal core PM5 is characterized by a low number of head capsules (<50), and consequently some levels have been merged. This part of the core is marked by high percentages of *Micropsectra* spp and *B. modesta*. The second ecozone (PMch2) is marked by an increase of total head capsules (>50) accompanied by an increase in abundances of ubiquitous and lentic taxa such as *P. nubeculosum*-type, *C. plumosus* (up to 50%), *Limnophyes*, and *M. pedellus*, while percentages of the stream taxa *B. modesta* decrease. In the ecozone PMch3, the faunal assemblage is characterized by a substantial increase of *Limnophyes* synchronous with the appearance of *H. grimshawi*, *Gymnometriocnemus*, *Pseudorthocladius*, *Metriocnemus*, and *C. edwardsi*. In the last ecozone (PMch4), major changes consist of the disappearance of several species, especially *B. modesta*, synchronously with the exclusive dominance of the ubiquitous taxa *P. nubeculosum*-type, with abundances reaching 80%.

The high chironomid diversity observed in PM coastal cores, with the presence of lentic, ubiquitous, lotic, and some terrestrial taxa, is consistent with the spatial heterogeneity and hydrological complexity which prevail in this coastal area.

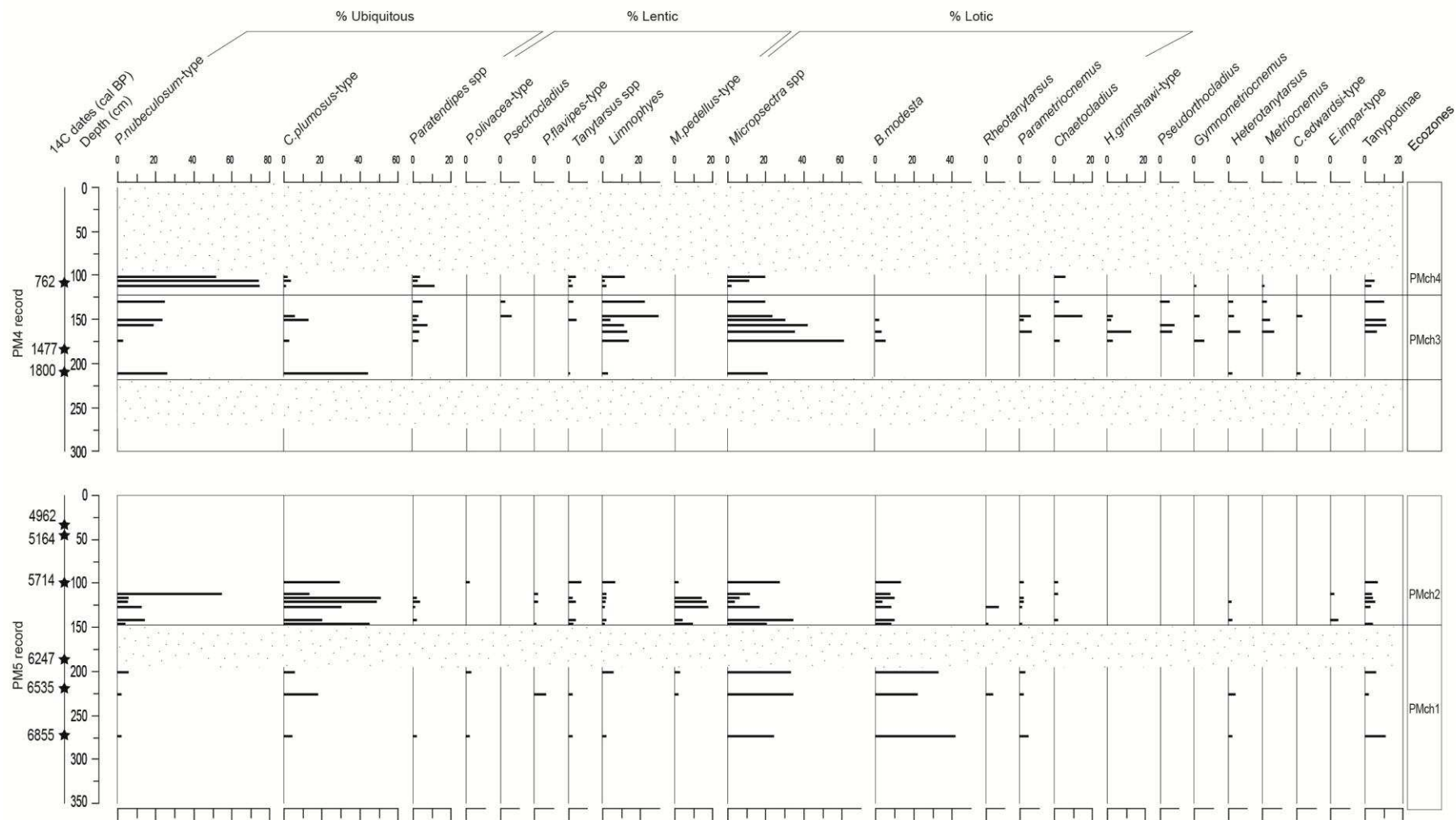


Figure 69. Percentages of chironomid species identified in PM cores. The bands represent the breakdown of the sandy dune.

• POLLEN ASSEMBLAGES

The distribution of main pollen taxa observed in both cores is displayed in Figure 69, with a diversity of 67 and 64 different taxa for the PM1 and PM3 cores, respectively. Globally, the PM1 core is relatively homogeneous in terms of vegetation, while the PM3 core is characterized by significant successive changes in terms of woodland and anthropogenic pollen grain percentages. PM vegetation dynamics between 7,000 and 700 years cal BP (Figure 70) can be summarised as a general progression from a forested landscape dominated by arboreal taxa (Neolithic to Bronze Age), to a disturbed and cultivated landscape (Gallo-Roman period and Middle Ages).

Based on the evolution of arboreal pollen percentages, three main palynozones have been established (Pmp1-3). Based on the variation of herbaceae taxa, additional sub-palynozones have been proposed (Figure 70). Palynozone Pmp1a is dominated by high percentages of arboreal taxa (AP: 98%) such as *Corylus*, *Quercus*, and *Ulmus*. The riverine forest mainly composed of *Alnus* is also highly represented in pollen assemblages. The following palynozone Pmp1b is marked by the appearance of some herbaceae such as Apiaceae and Primulaceae, suggesting a slight opening of the forest. Palynozone Pmp2a, at about 300 cm (start of the Gallo-Roman period), shows a significant decrease of arboreal forest (50%) revealed by a sharp decrease of the dominant arboreal taxa *Corylus*. This is synchronously associated with the presence of Apiaceae, *Artemisia*, and Cyperaceae. Palynozone Pmp2b is characterized by a diversification of the herbaceae taxa with the presence of Asteraceae, *Plantago*, *Rumex*, and aquatic taxa such as *Potamogeton*. A clear increase of anthropogenic taxa such as *Rumex* and *Plantago* is then observed within Pmp2c, suggesting increased pastoral/agricultural activities at the studied site. The last palynozone Pmp3 is characterized, from the base to the top, by a persistent increase of Poaceae, *Galium*, *Cerealia*, and *Cannabis*, synchronously with a collapse of tree populations, indicating an opening of the forest directly related to human activities.

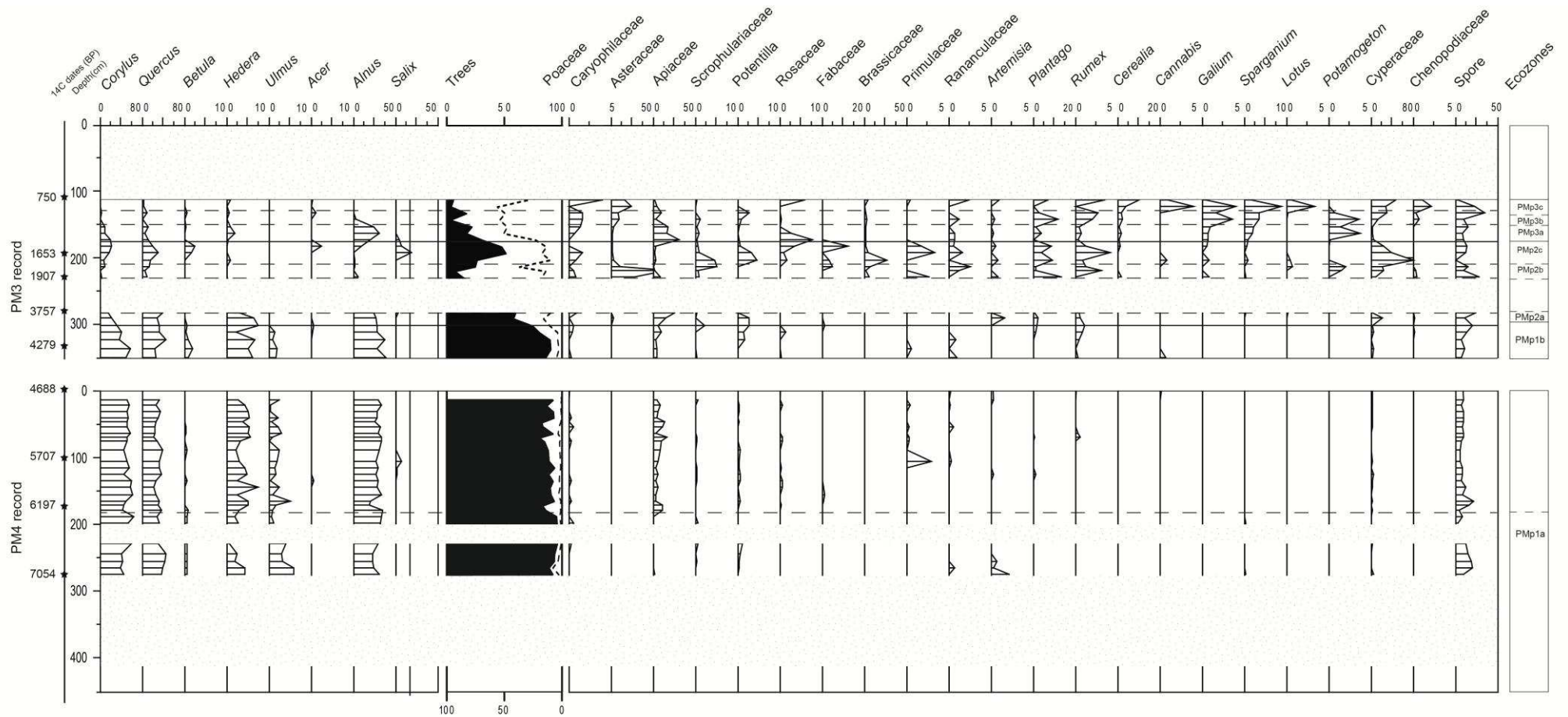


Figure 70. Percentages of pollen species identified in PM cores. The bands represent the breakdown of the sandy dune.

IV.1.5 DISCUSSION

- VEGETATION CHANGE: GENERAL EVOLUTION FROM THE MID-HOLOCENE TO PRESENT

The PM pollen records reflect vegetation changes between 7,000 and 700 years cal BP with a clear gap from ca 3,750 to ca 1,910 years cal BP (Figure 70), probably related to a major storm period reported in northern Europe (Sorrel et al., 2012) and Western Brittany (Van Vliet-Lanoë et al., 2014b). Our data suggest that the surrounding landscape was dominated by woodlands between 7,000 and approximately 4,200 years cal BP (Figures 70 and 71), with high percentages of *Quercus* and especially *Corylus*; the latter probably occupying the drained slopes of the watershed, while *Alnus* developed on the alluvial plain and surrounding marsh. Conversely, the late Holocene from 4,200 years cal BP to present shows a decreasing abundance of arboreal trees (Figure 69), mainly linked to agro-pastoral practices at the onset of the Bronze Age. These results are in agreement with archeological and palaeobotanical observations carried out in Northern Brittany, suggesting human installation in littoral arboreal areas at the Bronze Age (Marguerie, 1992; Daire et al., 2011). Furthermore, previous studies carried out on littoral peats revealed that the whole Iron Age occurred in a context of open landscape (Morzadec-Kerfourn, 1974) in agreement with our observations from 2,000 years cal BP (Figure 70).

At PM, the vegetation recorded during the mid-Holocene, between 7,000 and 4,200 years cal BP, is characterized by a dominance of *Corylus* (Figures 70 and 71). However, in Brittany, it is widely recognized that this period is marked by the dominance of *Quercus* over *Corylus* (Morzadec-Kerfoun, 1974; Barbier and Visset, 1997; Joly and Visset, 2009). *Corylus* is a thermophilous and heliophilic arboreal taxon, and has a wider ecological tolerance as compared to the other thermophilous taxa (Huntley, 1993). Several palynological studies carried out over Europe showed that the *Corylus* expansion at the onset of the Holocene was related to a high seasonality signal (Tallantire, 2002; Naughton et al., 2007) directly caused by the orbital configuration (Berger and Loutre, 1991) (Figure 71). Pollen-based temperature reconstructions carried out on a marine core from the northern Bay of Biscay, close to our studied area, showed that cold winter and warm summer conditions prevailed during the early Holocene, implying a high seasonality signal especially from 8,700 to 8,000 years cal BP, that probably favored the expansion of *Corylus* (Naughton et al., 2007). After the well-known cooling event recorded at 8,200 years cal BP, a collapse of *Corylus* is observed (Naughton et

al., 2007). The same observation is reported from Swiss Lake (Tinner and Lotter, 2001) and the authors attribute this observation to the irreversible change in climatic conditions, consisting of a significant decrease in drought seasonal stress, which probably allowed the establishment of the other thermophilous taxa, confirming the role played by climate in vegetation changes. The persistent dominance of *Corylus* from 7,000 to 4,200 years cal BP in our study suggests that seasonality, which varied over this period, is not the main driver explaining arboreal vegetation recorded at PM (Figure 71). Throughout the mid-Holocene, contrary to our observations at PM, the palynological record from the Bay of Biscay (Naughton et al., 2007) displays a persistent dominance of *Quercus* over *Corylus*. This difference may be related to the fact that the Bay of Biscay marine core recorded a wider continuous regional signal throughout the Holocene while PM is a coastal core recording a more local signal of vegetation. The marine site is influenced by the huge and more meridional rivers situated along the Atlantic coast, including the Loire, Gironde, and other French rivers (Naughton et al., 2007). Conversely, high percentages of *Corylus* recorded during the Sub-Boreal at PM may be related to local environmental conditions. Furthermore, a regional Holocene palynological study for Brittany based on a compilation of coastal pollinic spectra evidences the dominance of *Corylus* in the arboreal pollinic spectra during the Sub-Boreal (Gaudin et al., 2008). The spatial analysis of *Corylus* distribution furthermore indicates that the highest percentages of this tree characterize sites located in the most humid areas (Gaudin et al., 2008). The same result is reported from Germany where the spread of *Corylus* during the early Holocene mainly occurred in sites characterized by wetter conditions (Theuerkauf et al., 2014). In addition, *Corylus* is more adapted to an oceanic climate compared to *Quercus*, which is considered as being more continental, as reported from a Holocene study carried out in Scandinavia (Giesecke et al., 2008). Hence, at an orbital scale at PM, the dominance of *Corylus*, synchronously with significant percentages of other taxa that require moist conditions (*Ulmus*, *Alnus*; Figure 70), is probably related to prevailing humid conditions during the mid-Holocene at our studied site.

• CLIMATE VARIABILITY OVER THE MID-HOLOCENE: MULTI-CENTENNIAL TO MULTI-DECADAL TIME-SCALE

It is worth noting that the whole mid-Holocene is characterized at PM by recurrent short-term contractions of *Quercus* coeval with a short-term increase of *Corylus*,

superimposed on the long term vegetation pattern described above, still dominated by *Corylus* trees (Figure 72). These *Quercus* drops are recorded around approximately 4,000, 4,500, 5,400, and 6,000 years cal BP and possibly 6,500 years cal BP according to the radiocarbon pointers we have. The same anti-correlation pattern between these two taxa has been reported in the Armorican domain over the mid-Holocene and has been related to human impact (Joly and Visset, 2009). At PM, the absence of anthropogenic taxa through the PM1 core leads us to consider an alternative hypothesis and to examine more deeply the possibility of climate forcing. On the other hand, it is well known that several cold millennial-scale events, or Bond events, have been recorded in the North Atlantic throughout the Holocene and are attributed to variability in solar activity and/or internal ocean-atmosphere mechanisms (Bond et al., 2001; Moros et al., 2004; Nesje et al., 2004; Mayewski et al., 2004; Wanner et al., 2008; Giraudeau et al., 2010). These major periods of drift ice measured in deep-sea sediment cores (Bond et al., 2001) are also the basis of significant reduction of North Atlantic Deep Water production (Bond et al., 2001; Mayewski et al., 2004). Furthermore, palaeo-hydrological conditions reconstructed from peat bogs in Brittany (Langdon et al., 2003) suggest that Holocene Bond events were synchronous with humidity increases in the peat record. As for investigated areas in Southern Europe, repeated Mediterranean Forest collapses during the Holocene have been observed at multi-centennial timescales in the Iberian margin (Chabaud et al., 2014) and the Alboran Sea (Fletcher et al., 2010), reflecting repeated dryness and/or cold conditions at multi-centennial timescales related to Bond events. They were interpreted as decreases in the North Atlantic subtropical gyre SST driven by freshwater inputs and thermohaline circulation slowdown. We therefore also observe in Western Brittany the impact of the Holocene North Atlantic SST on the coastal arboreal vegetation through our observed *Quercus* drops at PM and increases in humidity. Furthermore, we also find that short-term *Quercus* contractions - *Corylus* expansions coincide with major Holocene storm events reported for Northern Europe (Sorrel et al., 2012) and Western Brittany at the Holocene scale (Van Vliet-Lanoë et al., 2014a) (Figure 72). According to Sorrel et al. (2012), storm events at that time may have been induced by a global reorganisation of North Atlantic oceanic and atmospheric configurations, resulting in a southward shift of the subtropical gyre and in a major change in the track and strength of the westerlies. This would also be consistent with our observed vegetation and faunal changes as mentioned above.

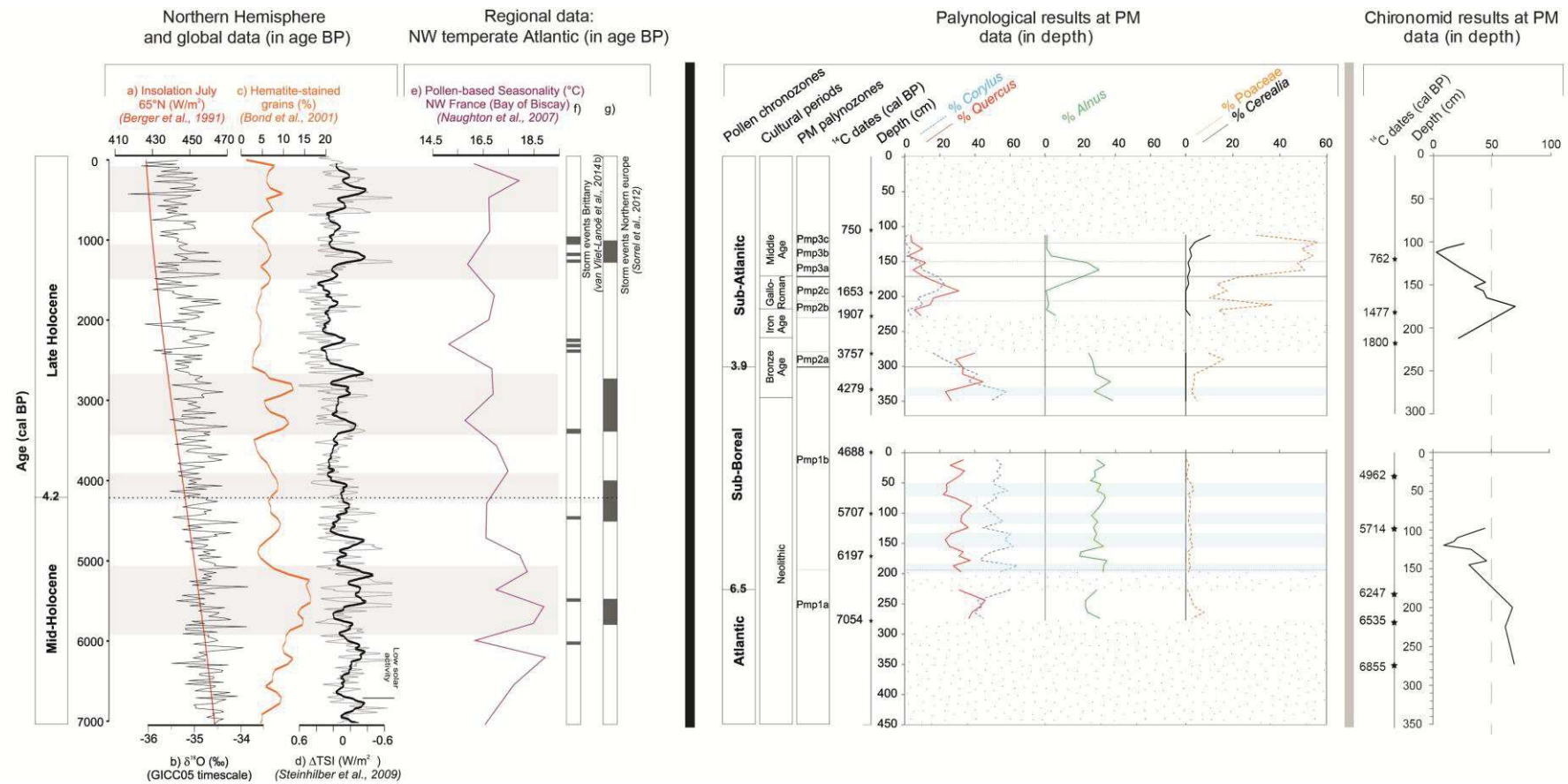


Figure 71. Palaeo environmental synthesis at Porsmilin in parallel with: (a) Summer insolation values at 65°N (Berger and Loutre., 1991). (b) δ¹⁸O record from Greenland ice core (NGRIP, GICC05 timescale). (c) Hematite-stained grain abundances recorded over the North Atlantic (Bond et al., 2001). (d) Total solar irradiance (Steinhilber et al., 2009). (e) Seasonality quantification (°C) from a pollen analysis carried out in the Bay of Biscay, France (Naughton et al., 2007). (f) Brittany storms events (Van Vliet-Lanoë et al., 2014b). (g) Northern Europe storms (Sorrel et al., 2012). Grey bands represent Bond events.

The time resolution of our palynological record during the period between 6,200 and 5,000 years cal BP (70 years on average) allows us to describe more precisely the two specific shifts centered on 6,000 and 5,400 years cal BP (Figures 71 and 72). We then identify contractions of *Quercus* synchronously with SST decreases and sea ice cover increases North of Iceland (Solignac et al., 2006). We can therefore argue that the significant and recurrent contractions of *Quercus* during the millennial climatic cold event 6-5 ka BP would be attributed to more humid, colder conditions and more frequent storms at that time (Figure 72). Our data would therefore suggest that *Quercus-Corylus* trends recorded at PM over the mid-Holocene are not an anthropic signal (Joly and Visset, 2009) but instead result from climate shifts that prevailed over the Northern Hemisphere, implying atmospheric and oceanic reorganizations.

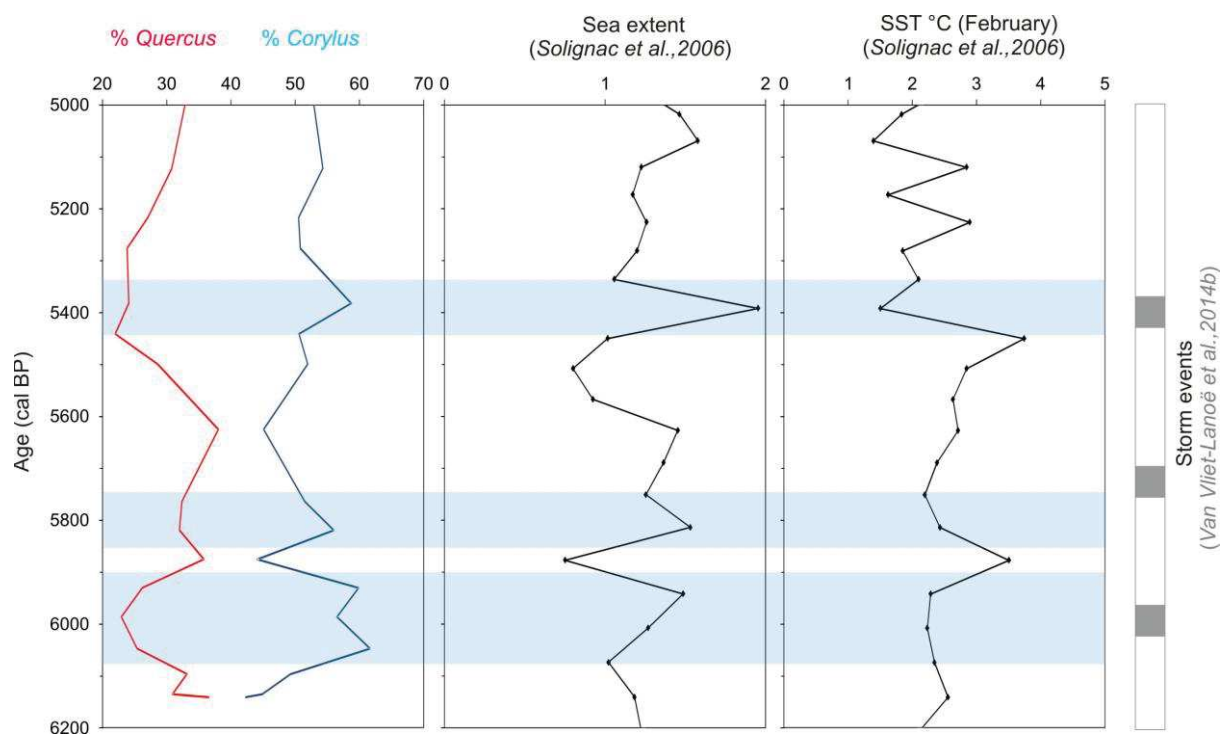


Figure 72. Zoom between 5 and 6.2 ka BP: (a) *C. avellana* vs *Quercus* relative abundances recorded in PM cores. (b) Sea surface temperatures reconstructed from dinocysts in Northern Iceland (Solignac et al., 2006). Sea ice extent reconstructed from dinocysts in Northern Iceland (Solignac et al., 2006). Blue bands indicate the *Corylus/Quercus* anticorrelations. Grey bands represent the storms identified in Brittany (Van Vliet-Lanoë et al., 2014b).

• LAND USE OVER THE LATE HOLOCENE

Major vegetation changes in PM can be observed at the transition between mid- and Late Holocene (PMp1-PMp2 limit around 300 cm, also equivalent to the Subboreal-Subatlantic limit, Figures 70 and 71). This change is characterized by a shift from a wooded landscape dominated by *Corylus-Quercus* to a cleared landscape (PMp2, Gallo-Roman period; Figures 70 and 71). Until the end of PMp2, any signal of cereals stays relatively weak as suggested by low percentages of *Cerealia* and *Humulus/Cannabis*. The good representation of *Plantago lanceolata* during PMp2-3 (Figures 70 and 71) probably marks both compaction and nitrogen enrichment of soil by increasing livestock activities. The persistence of a well-developed forest landscape at the beginning of the Bronze Age (4,500 years cal BP) at PM (end of PMp1 palynozone, Figure 70) is in good agreement with previous studies carried out in the Armorican domain, suggesting the late apparition of agricultural activities (Gaudin, 2004), as we observe just before 750 years cal BP (cf. PMp3c; Figures 70 and 71).

Then, a regional decrease of agro-pastoral activities is observed from about 1,800 to 1,653 years cal BP at PM, together with a slight but significant forest recovery (*Corylus-Quercus*) accompanied by alluvial trees (*Alnus*). This partial abandonment of agricultural practices has previously been observed in the Armorican domain (Visset, 1994; Barbier and Visset, 1997) and has been related to an economic decline all over Europe during the Roman Empire (beginning of the 3rd century AD). Climatically, the third century is also reported as being colder and drier in Western Europe (McCormick et al., 2012) as also marked by the onset of historical dune development in Western Brittany (Van Vliet-Lanoë et al., 2014a). These climate variations disrupted food production over decades and arboreal vegetation was restored during these dark periods.

After this agricultural regression observed at PM, a major new clearing event is observed after 1,653 years cal BP (start of PMp3 palynozone, Figure 70) on the watershed, with a significant decrease of *Corylus-Quercus* marking the start of the Middle Age (Figures 70 and 71). This major forest drop is followed by the decrease of *Alnus* around 200 years later and the anthropisation reached its maximum before 750 years cal BP (i.e. around the XII-XIIIth century AD) with a maximum of *Cerealia* and *Cannabaceae* recorded at PM (PMp3c; Figures 70 and 71).

- IMPACT OF CLEARANCE EVENTS ON THE INSECT FAUNA

Regarding the Sub-Atlantic period, the decrease of *Alnus* at PM is mainly related to clearing events associated with human settlement, including (i) direct cutting in order to develop farming activities on alluvial plains and (ii) increases in water supply caused by deforestation and agricultural use of the surrounding dry land areas (Barthelmes et al., 2010). Several studies around Europe have previously shown the relationship between *Alnus* declines and human settlement during the late Sub-Atlantic period in England (Brown, 1988), Finland (Sarmaja-Korjonen, 2003), and in the eastern Baltic Sea (Saarse et al., 2009).

Simultaneous faunal declines associated with waterlogged forests, such as *Brillia modesta* (Cranston et al., 1983), are evidence that the floodplain deforestation by cultivators, and its transformation into humid meadow by drainage, lead to faunal habitat loss. Disappearances of insects related to vegetation changes have been observed several times, allowing for the detection of human impact (Andrieu et al., 1997; Ponel et al., 2007). A previous insect-based study carried out in Northern France on peat bogs evidenced a disappearance of tree-dependent insects from 4,000 years cal BP (Gandouin and Ponel, 2010). Major ecological changes related to large-scale forest clearance have also been attributed to the spread of cultivation and pastoralism during the Neolithic period. At Saint-Omer (Northern France), pollen data also shows evidence of deforestation post 4,000 years cal BP (Gandouin et al., 2009) while, before 4,000 years cal BP, the coleopteran record did not contain any species associated with cultivated grounds. On the contrary, several coleopteran species typical of pristine, undisturbed primeval forests were identified (Ponel et al., 2007). These results suggest that insects can be used as clearing event indicators. In the case of PM, we suggest that *Brillia modesta*, which is reported to prosper in woods, can also be used as an indicative species for the development of undisturbed alluvial forests.

- FAUNAL CHANGES: GENERAL EVOLUTION FROM THE MID-HOLOCENE TO PRESENT

Chironomids are sensitive to several factors such as temperature, oxygen, trophic level, and precipitation. At PM, chironomid changes are not directly related to temperature, since quantitative reconstructions show that there is no significant correlation between chironomid distribution and temperature. In floodplain areas, according to Gandouin et al.

(2005), some chironomids can be qualitatively assigned to different ecological conditions related to current speed (lentic *versus* lotic conditions), and hence allow for reconstruction of hydrodynamic conditions. At PM, variations of lotic- and lentic-based taxa show that the level of connection of the studied site to the river has probably impacted faunal assemblages. During the mid-Holocene, from about 6,900 to 6,600 years cal BP, high percentages of lotic taxa such as *B. modesta*, *Chaetocladius*, and *Micropsectra* spp (Figure 68), synchronously with low percentages of *Limnophyes* which presently occurs in very shallow water (Hofmann, 1998) characterized by low precipitations (Hofman, 1998; Massafero and Brooks, 2002), indicate that the site was humid and that river run off was high at that time. Later, from about 6,000 to 5,700 years cal BP, higher percentages of lentic taxa such as *C. plumosus*-type and *M. pedellus*-type, associated with a slight decrease of *B. modesta* percentages may suggest a slight decrease of river run off, probably related to lower precipitation as suggested by the slight increase of *Limnophyes*. This hypothesis is confirmed by the decrease of *Corylus* (Figures 70 and 71). Many of the changes observed in chironomid assemblages can be also related to eutrophic conditions, as reported for *C. plumosus*-type and *P. nubeculosum*-type. Between 6,000 and 5,700 years cal BP, lentic taxa increases such as *C. plumosus*-type percentages and ubiquitous taxa such as *P. nubeculosum*-type could then be related to eutrophic changes. However, changes in vegetation observed at that time, illustrated by a decrease of the humid taxa *Corylus*, exclude the trophic level as a trigger factor.

Regarding the upper core, the period from 1,800 to 1,000 years cal BP is marked by a collapse of lotic taxa, especially *B. modesta* (Figures 70 and 71), associated with an increase of lentic taxa such as *Limnophyes* and ubiquitous taxa such as *P. nubeculosum*-type. This suggests a probable decrease of river run off related to agricultural activity, as suggested by the increase of anthropogenic taxa such as *Plantago*, *Rumex*, and *Cannabis* (Figures 69 and 71). Between 1,000 and 750 years cal BP, the increase of *P. nubeculosum*-type associated with the disappearance of several chironomid taxa (Figure 69) is contemporaneous with the expansion of agricultural activity in the region as suggested by the increase of *Cerealia* and *Cannabis* (Figures 70 and 71). The chironomid signal detected throughout PM4 then indicates that human disturbance is present and has certainly impacted faunal assemblages. Changes of current speed observed during this period may then directly be related to the development of agricultural activities; natural areas have been embanked and drained, inducing a loss of chironomid habitats.

IV.1.6 CONCLUSION

This present work represents the first study using combined Holocene chironomid and pollen analysis in a coastal marsh environment in Brittany (Porsmilin studied site, Northwestern France). We demonstrate the great potential of this sedimentary context to record widespread climatic variation over the mid-Holocene (7 to 4.2 ka cal BP) as well as anthropization forcing on the Late Holocene (from 4.2 ka to 750 years cal BP). Dense arboreal mixed forests, composed of thermophilous taxa (*Corylus-Quercus*), clearly prevailed over the mid-Holocene with a clear dominance of *Corylus*, related to the humid oceanic conditions prevailing at Porsmilin. Furthermore, superimposed on the long Holocene climate trend, the well-dated and resolved pollen results between 6 and 5 ka BP reveal a short-term anti-correlation between slight *Corylus* expansions and *Quercus* contractions at 6, 5.8, and 5.4 ka cal BP, with a probable signature of oceanic and atmospheric reorganizations at that time. Concerning chironomid records, our data show variations attributable to river flooding and temperature fluctuations, probably related to climate changes over the mid-Holocene. Regarding the late Holocene (Sub-Atlantic), starting with the late Bronze Age, vegetation and chironomid changes appear to be related to human activities as suggested by synchronous high abundances of pollinic anthropogenic taxa and decline in chironomids associated with alluvial forest.

IV.2 HUMAN SETTLEMENT *VERSUS* HOLOCENE CLIMATES OVER THE LAST 7,000 YEARS CAL BP IN SOUTHERN BRITTANY COAST (NW FRANCE)

(Quaternary Science Reviews, soumis)

Fernane A., Penaud A., Gandouin E., Goslin J., Van Vliet-Lanoë., Goubert E., Le Cadre V.

ABSTRACT

Relationships between climate variations, vegetation dynamics and early human activities during the Neolithic are reconstructed from high-resolution pollen and foraminiferal record obtained from cores retrieved from coastal wetland located at Guidel (Southern Brittany, France). Our data reflect that Guidel surroundings corresponded to a dense temperate forest locally replaced by riparian forest in the marsh, without any human disturbance during the early Neolithic. During the mid-Neolithic, between 6,500 and 5,500 years cal BP, the first episode of probable human settlement is recorded, as suggested by the increase of anthropogenic plants. This early record of early human activity record is consistent with archeological studies which signal a high concentration of funeral monuments around Guidel during this cultural period. This phase is interrupted with the disappearance of anthropogenic influence coinciding with a cold/humid climate period in the region characterized by recurrent major storms. At the transition between middle and late Neolithic at 5,500 years cal BP, a new phase of human retreat is signaled by both vegetation dynamics and archeological records, this phase also coinciding with a climatic deterioration marked by cold/humid conditions recorded in the region. The results of the present study imply that human settlement/departure over the Neolithic was probably influenced by climatic variations. During the Bronze Age, Iron Age, and Middle Ages, a progressive decline of the arboreal forest, synchronous with an increase of anthropogenic plants, confirm the high and persistent human activity around the site. Finally, our results at Guidel suggest a different anthropic trend between North and South Brittany. The anthropogenic impact is well recorded during the Neolithic at Guidel while, in the northern part of Brittany, human settlement is not recorded before the Bronze Age, consistently with previous archeological data.

IV.2.1 INTRODUCTION

High resolution paleoclimatic and palaeoenvironmental studies over the Holocene are crucial to understand past forcing mechanisms and future climate trends superimposed on increasing human impacts. Millennial-scale climate oscillations are now well recognized through the Holocene (O'Brien et al., 1995; Bond et al., 2001; Mayewski et al., 2004; Wanner et al., 2011) and palaeoclimate studies from different archives increase worldwide so as to better understand the nature, timing and causes of these oscillations, e.g. solar activity and/or internal forcing relative to the climate system and involving atmospheric and oceanic re-organizations through time (Bond et al., 2001; Mayewski et al., 2004; Wanner et al., 2008, 2011; Mann et al. 2009; Fletcher et al., 2013) . Holocene mechanisms and global-scale representations are still far from being well understood and regional studies are required to understand the spatiotemporal complexity.

This is even true at a local scale when considering coastal zones that evolve fast and specifically to global changes including sea-level, air temperature and continental precipitation changes, or human disturbances. Multiproxy investigations, and especially bio-indicator analyses, are therefore crucial to detect ecosystem changes in response to climatic and anthropogenic controls. Maritime marshes represent remarkable coastal ecosystems in temperate regions. They constitute dynamic ecological systems responding to changing environmental conditions such as sea level changes, or river discharge variations. Hence, they enclose both continental and marine influences. Grand Loc'h (GL) of Guidel, located South of Brittany (NW France, Figure 73), consists of an ancient progressively transformed into a maritime coastal marsh during the Holocene transgression. It is protected from direct marine intrusion by a late Holocene sandy dune barrier. GL marsh therefore constitutes a perfect area to undertake palaeoenvironmental studies over the Holocene period and thus through long sediment records. Additionally, several studies conducted around Brittany previously confirmed that coastal environments represent pertinent and key study areas to decipher Holocene climatic and/or anthropic changes (Baltzer et al., 2014; Sorrel et al., 2010, 2012; Van Vliet-Lanoë et al., 2014; Fernane et al., in press).

Based on a multi-proxy approach combining pollen and benthic foraminiferal assemblages on two sediment drilling from southern Brittany, we therefore discuss the palaeoenvironmental history of the region over the last 7,000 years cal BP. Benthic foraminifera within salt-marsh sediments provide accurate and precise tools able to

reconstruct relative sea level changes through time, mainly due to their strong relationship with sea elevation (Horton et al., 2006). Furthermore, their modern ecology and spatial distribution have been well studied in northern Brittany (Stephan, 2008; Stéphan et al., accepted) as well as in southern Brittany (Rossi et al., 2011 ; Baltzer et al., 2014). Pollen analyses will allow us to discuss in parallel, climate fluctuations as well as agro-pastoral activities over the surrounding GL watersheds. Hence, the present multidisciplinary palaeoenvironmental study should enable us to: 1) detect past environment changes directly link to the climate pattern, 2) detect human impacts and shed light on the beginning of the agricultural activity in western France, and 3) supply information about human expansion impact on ecosystems through time.

IV.2.2 ENVIRONMENTAL SETTING AND STUDIED MATERIAL

- GEOMORPHOLOGICAL CONTEXT AND FIELDWORK

The study area, Guidel (“Grand Loc’h”, GL, Figure 73), is a maritime coastal marsh located in southern Brittany (NW France). The site is fully incised in Palaeozoic gneiss bedrock, and its permeability induces rapid and superficial drainage over the watershed as well as towards the Ocean. Despite its present low altitude, less than +2 m NGF (“*Nivellement Général de la France*”, French reference system for sea level elevation), and the prevailing macro-tidal regime, the marsh is protected from marine intrusion by a sandy dune barrier. At present, these coastal dunes support a recent road that isolates GL sites from a sandy beach of about 500 m long (Figure 73).

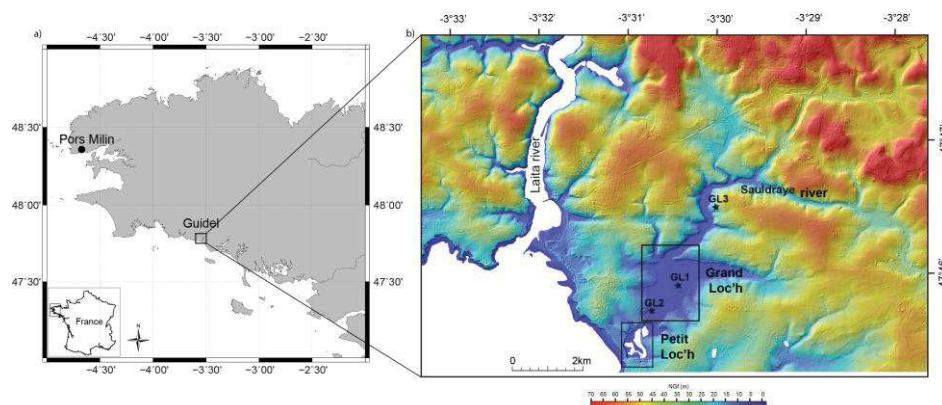


Figure 73. a) Location map of Guidel study area, b) sediment precise cores locations.

Present-day GL marsh surface, stretching from North to South, covers 70 ha, and its surrounding catchment covers about 2,600 ha. GL marsh consists of two asymmetrical parts: the northern part or “Grand Loc’h” (GL) and the southern part or “Petit Loc’h” (PL), this latter being partly embanked during the 1960s (Figure 73). The two parts are separated by a small dam constructed over the XIXth century in order to stop marine intrusion toward GL and to allow agriculture activities. Furthermore, between 1942 and 1945, Germans created an airport and the superficial scraping perturbed the top of the stratigraphical sequence. According to these anthropogenic morphological configurations, hydrological differences can be observed between both Loc’hs. Brackish hydrological conditions dominate in PL due to its connection to the sea *via* a tide gate (1884 AD). During the summer period, PL is dry with few permanent brackish ponds, while the rest of the year PL marsh is subject to marine submersion. In contrast, GL surface waters are today fully protected from the influence of sea water, and GL shows more complex environmental processes over the year. Hence, GL marsh is subject to fluctuating fresh (river discharges) and marine water conditions (via PL) from winter to late spring while, during late summer, marine water prism may reach the surface, resulting in brackish to salty vegetation establishment. In the upstream part of GL, a persistence of high groundwater level leads to a continuous freshwater peat development, within a depression disconnected from the Sauldraye river by fluvial sandy banks (Figure 73b). The spatial heterogeneity of Guidel marsh, consisting in a total of 5 km of channelled rivers, as well as in permanent/temporary small ponds, offers diversified and numerous habitats for floral and faunal species. Several endangered species, especially birds living in the area, depend on good management and wise use of Guidel wetlands. Since the last century, Guidel wetlands are therefore classed within natural European sites of ecological importance (referred as “Natura 2000 network”).

Guidel marsh, and more specifically GL, was drilled during two field campaigns conducted in spring 2012 (Figure 73b). GL1 (47°45'43.70"N, 3°30'10.75"O; 11 m long) and GL2 (47°45'33.42"N, 3°30'26.46"O; 10 m long) cores were extracted with an auger drilling (1m sections of 10 cm wide) with the help of the French geological survey (BRGM “*Bureau de Recherches Géologiques et Minières*”). GL3 core (47°46'13.90"N, 3°30'2.60"O; 6m long) was extracted with a Russian corer taking core sections of 1m long and 8 cm wide. The present paper aims at better understanding the paleoenvironmental history of Guidel marsh through these three long sediment sequences, by characterizing their sedimentological facies, micropaleontological assemblages (benthic foraminifera) and vegetation changes.

• PRESENT-DAY CLIMATE AND ASSOCIATED VEGETATION

The climate in Brittany is characterized by temperate oceanic conditions (due to the North Atlantic Ocean influence) with generally cool, rainy winters and fresh summers. Mean annual temperature ranges between 10.9 and 12.6°C with weak thermic seasonal amplitudes. Mean annual precipitation rate ranges from 800 to 850 mm. Brittany climate is mainly controlled by the North Atlantic Oscillation (NAO) pattern that governs the strength and persistence of the westerly winds (Hurrell, 1995). This natural pattern of atmospheric variability directly influences temperatures and hydrological conditions (precipitations, river discharges, and water table levels) which, in turn, influence vegetation cover (Gouveia et al., 2008). Based on stratigraphic and radiocarbon dates, Van Vliet-Lanoë et al. (2014b) reconstructed Brittany paleo-storm events over the last 6,000 years cal BP. These authors showed that the highest occurrences of huge storms mainly resulted from NAO and AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation) specific configurations, and more frequently to combined negative NAO modes with positive AMO modes.

Regarding current vegetation, Guidel marsh was extensively cultivated until the last decade of the 20th century. Nowadays, only pastoral activities subsist. In this area, vegetation is constituted by several kinds of meadows characterized by associations of different species. Among these, notable and rare species are observable such as *Salicornia ramosissima*, *Puccinellia disptans*, *Agrostis Stolonifera*, *Potamogeton crispus*, *Eleocharis palustris*, *Trifolium fragiferum*, *Trifolium resupinatum*, *Prunus* sp., *Potentilla naumanianna*. Some other species such as *Carex punctata*, *Orchis laxiflora* are classed as endangered species. The landscape throughout Guidel marsh is mainly open and the weak and scattered woodland of the surrounding area is dominated by *Salix*, *Quercus*, *Fraxinus*, *Fagus*, and *Corylus*.

• ARCHEOLOGICAL CONTEXT

Human settlement and development in Brittany is attested by several well preserved coastal archeological sites and megalith monuments erected between 6,700 and 4,000 years cal BP. At Guidel, the presence of several megaliths attests high human settlement during the Neolithic in this area. Numerous studies carried out in this region were mainly focused on architectural and typological issues but information related to human organisation, occupation strategy, and spatial distribution are still under-documented (López-Romero González de la

Aleja, 2008). Furthermore, data related to the beginning of agricultural activities are discrete and still debated. Several studies based on pollen reconstructions from southern Brittany have reported the presence of *Cerealia* pollen grains in association with ruderal taxa such as *Plantago lanceolata* since the Mesolithic (Visset et al., 1996; Joly and Visset, 2009). These works suggested an early regional Neolithisation. Nevertheless, this hypothesis has been rejected by Marchand (2005, 2014) because of issues regarding pollen identification and chrono-stratigraphical uncertainties. Then, from the Bronze Age (from 4,500 years cal BP) to the Middle Ages, southern Brittany had been subjected to persistent and increasing agro-pastoral activities. Nowadays and since the 1970's ("green agricultural revolution"), Brittany has become a leading French agricultural region.

In Brittany, evidences for Neolithic wooden houses are rare and it is difficult, if not impossible, to infer the size, structure and distribution of the Neolithic population, i.e. paleodemographic study, at that time. Funeral stone monuments are however abundant all over Brittany and the concentration of these Neolithic structures in the region is the highest recorded in France (Blanchard, 2012). The Neolithic is commonly divided into three sub-periods, early, middle and late Neolithic, each period being marked by specific burial monuments (Giot, 1981). The concentration of these monuments is then indirectly used to infer human densities. Migratory population dynamics can be then reconstructed by careful studies of the spatial distribution of burial monuments through time. At Guidel and its surroundings, numerous archaeological explorations have been carried out and recent inventories exist for the Neolithic cultural period (Gouezin, 1994, 2007; Gonzalez González de la Aleja, 2008; Nicolas et al., 2013; Pailler and Nicolas, 2014).

IV.2.3 METHODS

- SEDIMENTOLOGICAL AND CHRONO-STRATIGRAPHICAL ANALYSES

Sedimentological studies of GL1 and GL2 cores were carried out in order to track changes in depositional processes within Guidel marsh (Goslin, 2014; Figure 73). It consists of grain size analyses performed with laser diffractometer (Malvern Mastersizer 2000) on the detritic fraction after extracting the organic matter with H₂O₂ (Goslin, 2014; Figure 74).

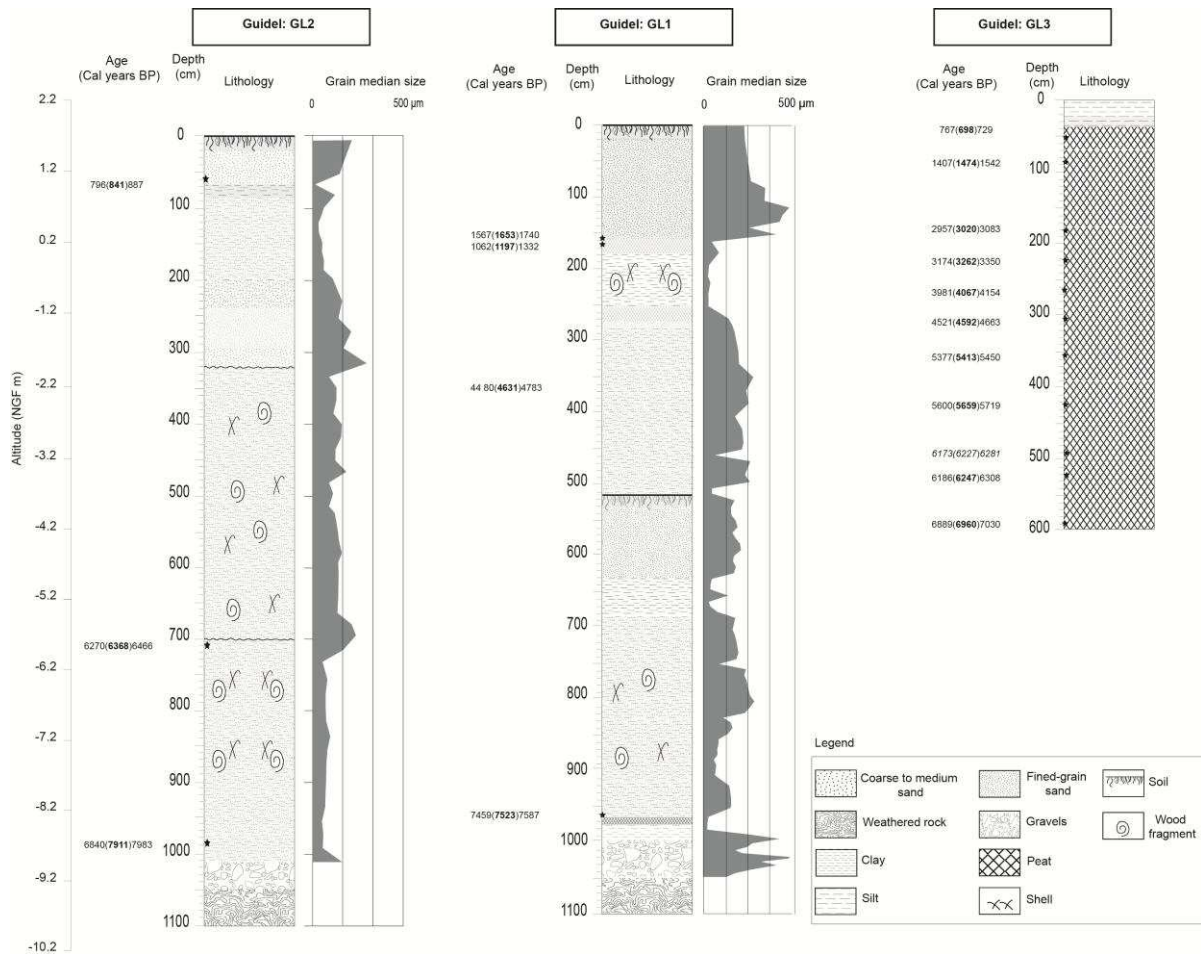


Figure 74. Stratigraphic logs of the studied cores and granulometric analyses (Goslin, 2014).

Eighteen AMS ^{14}C dates were obtained on Guidel cores (GL1: 4 dates, GL2: 3 dates, and GL3: 11 dates) at the Poznań (Poland) and Saclay (Paris) Radiocarbon Laboratories (Table 8; Figure 74). Calibration of all dates was performed at two sigma using the Clam program (version 2.2; Blaauw, 2010) associated with the statistical software R (version 3.0.1; “R Development Core Team”, 2013). Non-marine (IntCal13) or marine (Marine13) AMS ^{14}C dates were converted to calendar ages using the radiocarbon calibration curve (Reimer et al., 2013). For accommodating local effects on marine samples (*Scrobicularia* dated material), we have introduced the regional marine reservoir correction Δr of about -40 ± 23 years for Brittany (Mangerud et al., 2006).

Table 8. List of all ^{14}C dating obtained on Guidel cores (* rejected dates for GL stratigraphy).

Depth (m)	Altitude NGF (m)	Laboratory code	Dated materiel	14C date BP	Age Cal. BP min -max	Age Cal. BP mean
GL1 +1.73 m NGF						
1.6	0.33	Poz-49809	Organic matter	1760 ± 35	1567-1740	1653
1.7	0.23	Poz-49805	Organic matter	1300 ± 70	1062-1332	1197
3.7	-1.97	Poz-49806	<i>Scrobicularia</i>	4395 ± 35	4480-4783	4631
9.6	-7.87	Poz-47039	Organic silt	6650 ± 40	7459-7587	7523
GL2 +1.51 m NGF						
0.61	+0.9	Poz-48578	Organic silty sand	970 ± 30	796-887	841
7.11	-5.6	Poz-48773	<i>Hydrobia ulvae</i>	5910 ± 40	6270-6466	6368
9.91	-8.4	Poz-49808	Organic mud	7090 ± 40	7840-7983	7911
GL3 +2,20 m NGF						
0.53	1.67	SacA 29575	Organic silt	760 ± 30	667 - 729	698
0.85	1.35	SacA 29576	Peat	1585 ± 30	1407 - 1542	1474
1.88	0.32	SacA 29578	Peat	2905 ± 30	2957 - 3083	3020
2.23	-0.03	SacA 29577	Peat	3050 ± 30	3174- 3350	3262
2.64	-0.44	SacA 29579	Peat	3730 ± 30	3981 - 4154	4067
3.02	-0.82	SacA 29580	Peat	4105 ± 30	4521-4663	4592
3.74	-1.54	SacA 29581	Peat	4605 ± 30	5377 - 5450	5413
4.34	-2.14	SacA 29582	Peat	4930 ± 30	5600 - 5719	5659
4.92	-2.72	SacA 29583	Peat	5380 ± 30	*6173 - 6281	6227
5.33	-3.13	Poz-49810	Silty peat	5450 ± 40	6186 - 6308	6247
5.92	-3.72	SacA 29584	Gyttja	6105±30	6889 - 7030	6960

The auger drilling method applied to GL1 and GL2 cores and their heterogeneous sedimentation (Figure 74) did not allow performing age-depth models for these two cores. Nevertheless, the age model of GL3 core is based on a linear interpolation between the ten radiocarbon dates obtained on the core (Figure 75).

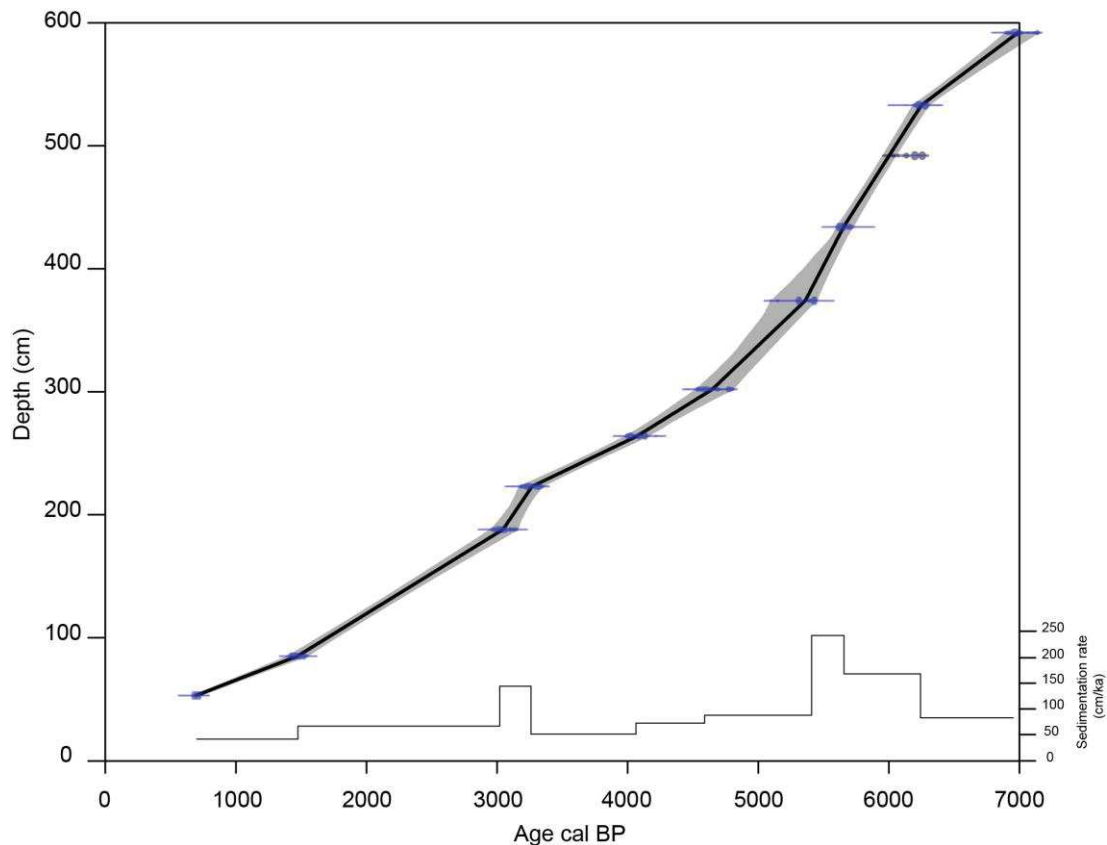


Figure 75. Calendar age-depth model based on the ten ¹⁴C dates obtained from GL3 (cf. Table 8). One date is rejected from the age model

• POLLEN ANALYSIS

Seventy-seven samples were analysed for pollen analyses on GL3 peaty core with a sampling resolution ranging from 5 to 10 cm. Pollen extraction followed Moore et al. (1991) laboratory procedures. A minimum of 300 pollen grains per sample were counted under a stereomicroscope at X1000 magnification. Pollen frequencies are expressed relative to the main pollen sum of all trees and herbs; *Pinus*, helophytic and hydrophytic plants, Pteridophyta and *Cyperaceae* being commonly excluded from this main pollen sum. Riparian forest (*Alnus*, *Salix* and *Fraxinus*) and Chenopodiaceae pollen grains were also excluded from the total pollen sum since they are generally over represented in coastal marsh environments. In purpose to discuss the results, selected pollen taxa have been grouped according to ecological affinities in order to facilitate the interpretation of catchment dynamics with respect to land use change (Behre, 1981; Visset et al., 2001).

- FORAMINIFERAL ANALYSIS

Eighty-eight samples were analysed for benthic foraminiferal assemblages on GL1 core with a sampling resolution of about 10 or 20 cm. For each sample, a defined volume of sediment was washed through a series of 2 mm, 500 μm , 125 μm and 45 μm sieves. Residues were then oven dried (40°C) and weighed. Because of the high proportion of sand in the 125 μm fraction, each sample has been treated with carbon tetrachloride. The 125 μm fraction has then been observed under a stereo-microscope at X40 magnification. A minimum of 300 specimens were counted and identified at species level. Palaeoenvironmental reconstructions presented here are based on ecological and morphological groups of regional benthic foraminifera such as determined by Goubert et al. (2001). We also calculated diversity indices (Shannon and Equitability) using the “Past” software program (version 3.01, 2013) in order to explore the evolution of species diversity through time within the marsh.

IV.2.4 RESULTS

- RADIOCARBON AND SEDIMENTOLOGICAL RESULTS

Radiocarbon dates acquired on GL1 core reveal Holocene deposits starting at approximately 7,500 years cal BP (Figure 74). The last upper two dates performed at 160 and 170 cm depth give reversed ages, probably related to the complex depositional conditions prevailing in this area, but consist approximately in an organic deposit dated around 1,500 years cal BP. GL1 core consists in a succession of silty sand and clayey sand sediments, punctuated by organic-rich intervals centred at around 960, 650, 510, and 250-160 cm (Figure 74). The lower (from about 1,050 to 1,000 cm) and upper (from about 160 to 0 cm) parts of GL1 core show median grain-sizes with peak values greater than 400 μm , while median grain-size varies globally between 250 and 150 μm for the rest of the record, except for the organic intervals characterized by silt values below 50 μm (Figure 74).

Regarding GL2 core, retrieved in the downstream part of the marsh (Figure 73), the lithostratigraphy is also characterized by the alternation of silty sand and clayey silt deposits. Two erosional surfaces are detected at 700 and 320 cm. According to the preliminary sedimentological analysis, GL marsh is a coastal area that was exposed to fluctuating

energetic conditions over the past, mainly linked with hydrodynamics controlled by both marine and fluvial regimes.

The upper stream core GL3 is characterized by homogeneous and continuous sedimentation, mainly composed by peat deposits. This well preserved record will allow reconstructing vegetation dynamics at Guidel since the Neolithic.

- FORAMINIFERAL ASSEMBLAGES (GL1 CORE)

A total of sixty three different species were identified through the 11m long record. Agglutinates and hyaline groups are the most represented in fossil assemblages (Figure 75), while porcelaneous taxa occur with low percentages (maximal abundances around 2%). Main benthic foraminiferal species (> 5%) are represented by *Trochammina inflata*, *Jadammina macrescens*, *Elphidium williamsoni*, *Haynasina germanica*, *Ammonia* group, *Cibicides refulgens*, *Lobatula lobatula*, *Elphidium aculeatum*, *Asterginata mamilla*, *Planorbulina mediterraneensis* and *Lagena* spp (Figure 76).

No foraminifera have been found at the base of the record (Sediment Unit I or SU-I, according to Goslin, 2014) suggesting a probable complete isolation of the marsh from marine influences at that time. Then, foraminiferal results clearly show successive faunal changes according to two different patterns. A first recorded assemblage is characterized by high percentages of non-calcareous taxa and a low diversity index (150 to 270 cm, 510 to 530 cm, and 640 to 700 cm), while the second type of foraminiferal assemblage is characterized by the dominance of calcareous taxa associated with a high diversity index (0 to 150 cm, 270 to 510 cm, 530 to 640 cm, and 700 to 950 cm).

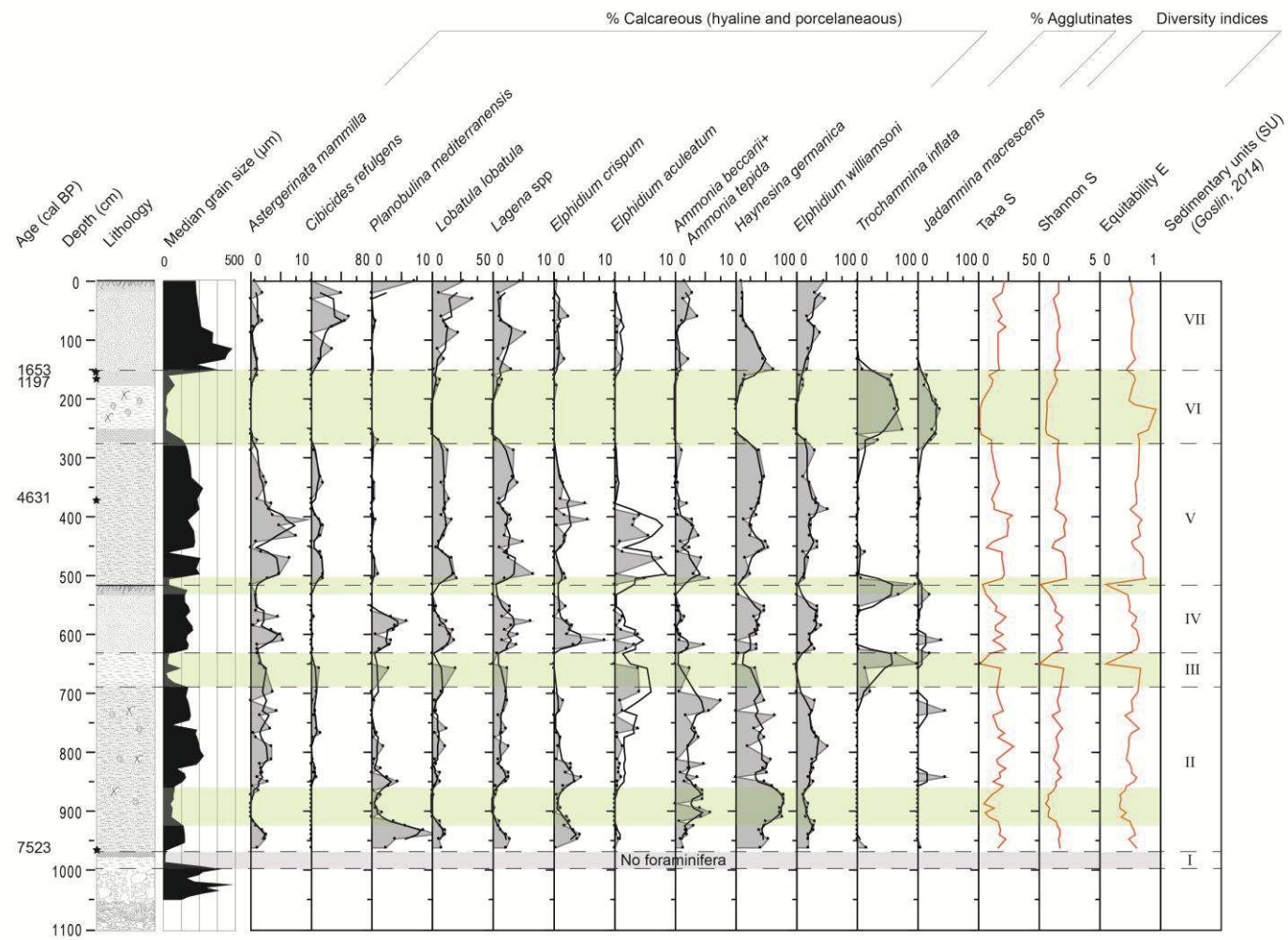


Figure 76. Main foraminiferal species (>5%) identified in GL1 core represented in percentages. Grey bands underline phases characterized by non-calcareous species

This faunal oscillation is well correlated with the lithofacies as evidenced through the median grain size curve, with non-calcareous foraminifera (*Trochammina inflata* and *Jadammina macrescens*) occurring synchronously with fine detritic sediments (< 50 µm), and conversely (Figure 76). This is especially true for *Astergerinata mammilla* calcareous foraminiferal percentages. Among calcareous foraminifera, *Haynesina germanica*, *Elphidium williamsoni* and *Lobatula lobatula* are largely dominant throughout the coarser detritic parts of the core. *Cibicides refulgens* also clearly dominates assemblages in coarser sediments, and especially at the top of the core.

From an ecological point of view, it has already been evidenced that non-calcareous species dominate in the upper part of the schorre in Brittany (Rossi et al., 2011; Stephan et al., in press) while calcareous foraminifera dominate in sub-tidal, tidal and marine environments (Liu and Fearn, 1993; Collins et al., 1999; Scott, 2001; Murray, 2006).

• POLLEN ASSEMBLAGES (GL3 CORE)

Ninety-four different pollen taxa have been identified on GL3 core. Distribution of main pollen taxa (> 2%, except for *Castanea* and *Juglans*) observed in the core is drawn in Figure 77. Based on the evolution of arboreal pollen (AP) percentages, three main palynozones have been established (GL3p1 to GL3p3). Then, additional subzones have been proposed based on some specific taxa dynamics (Figure 77). Globally, our pollen analysis shows a progressive transformation of both marsh and its surrounding catchment from a close/wooded area to an open/cultivated or meadow area.

The first palynozone (GL3p1) is characterized by high AP percentages (80% in average). Pollen results that characterize GL3p1a subzone (90 % of deciduous *Quercus* and *Corylus*) suggest the establishment of a temperate continental mixed oak forest around the site, on the drained watershed. Synchronously, into the marsh, *Alnus* is the dominant wetland tree with percentages reaching 40 % in average. High percentages of *Plantago* (up to 20%) simultaneous with low percentages of *Artemisia* and some occurrences of *Cerealia* are also recorded in this subzone, suggesting probable episodes of landscape clearance. Nevertheless, very low values of *Cerealia* type can't allow us to categorically attribute this clearance event to human activities such as agricultural practices.

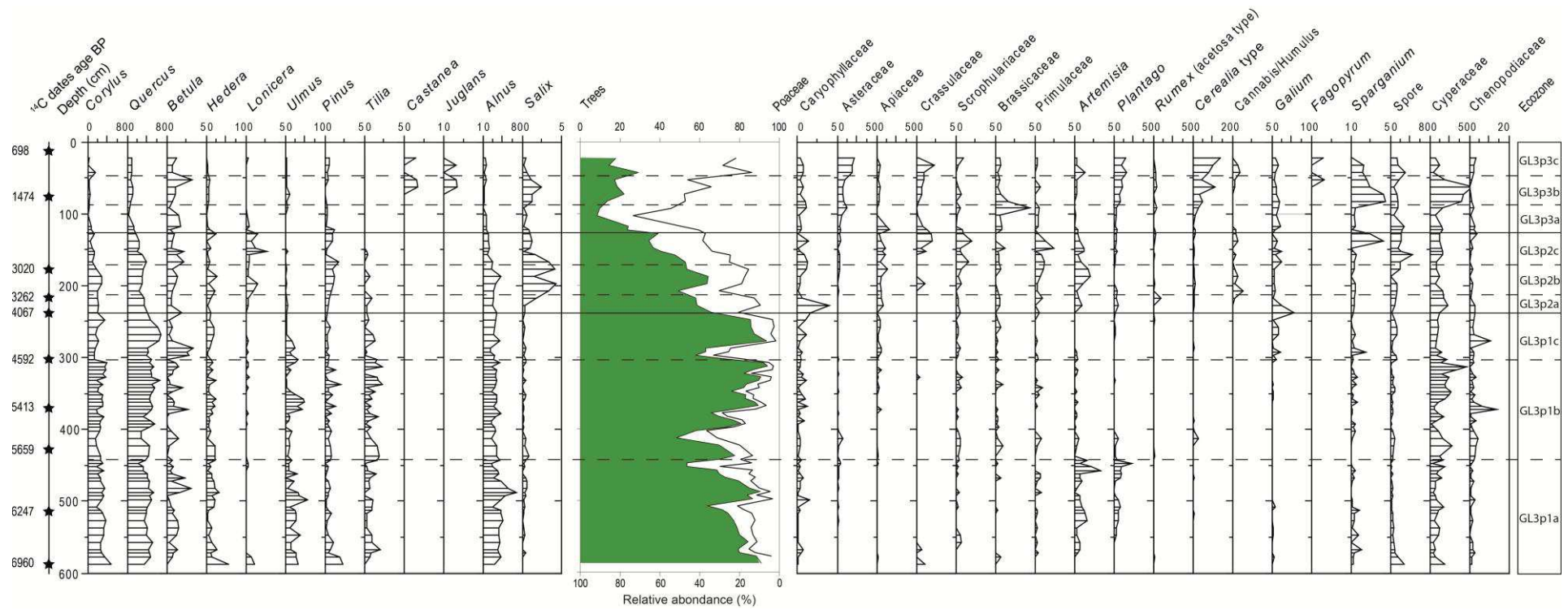


Figure 77. Percentages of pollen species identified in GL3 core.

Plantago extension is currently attributed to extensive trampling and nitrogenous enrichment of soils by megafauna (Stewart, 1996). Hence, significant representation of *Plantago* associated to the attested record of an open landscape through *Artemisia* and *Poaceae* occurrences could be related to probable pastoral activities over Guidel marsh. At the start of GL3p1b, the sharp decrease of *Plantago* and *Artemisia* accompanied by a rise in AP percentages such as *Tilia* and *Quercus* suggest the recovery of the forest. *Quercus* shows increasing percentages within the following subzone GL3p1c where its highest values are recorded (up to 65%), while *Corylus* and *Ulmus* decrease significantly.

The second palynozone (GL3p2) is marked by a sharp and then progressive decrease of arboreal taxa (60% in average), synchronous with the first rise in several anthropogenic taxa abundances such as *Humulus/Cannabis*, *Rumex* and *Galium*. This rise is accompanied by: (i) increasing percentages of steppic plants such as *Artemisia*, and (ii) the first continuous presence of *Cerealia* pollen type. More specifically, within GL3p2a, a sharp decrease of arboreal taxa associated with increasing herbs such as Caryophyllaceae and *Artemisia* are observed, later followed by the increase in *Cannabis/Humulus* and *Artemisia* within GL3p2b. This marks the beginning of the arboreal forest collapse in the area. This trend is confirmed and strongly expressed in GL3p2c, where low percentages of trees such as *Quercus* and *Corylus* are observed. *Tilia* definitively disappears, *Alnus* percentages strongly decrease and high percentages of *Poaceae* are also recorded.

Finally, pollen results within GL3p3 zone show a second drastic decrease of AP percentages in parallel with the rapid and progressive rise of agricultural pollen markers, i.e. *Cerealia* type pollen grains (20% in average). Subzone GL3p3a is marked by a second drastic collapse of *Corylus* and *Quercus* while *Poaceae* increase sharply. Within GL3p3b subzone, *Juglans* and *Castanea* occur for the first time, probably growing into the surrounding and cleared woodland. Anthropogenic taxa such as *Fagopyrum* occur at the end of the subzone. Synchronously, the wetland tree *Salix* as well as aquatic/marsh taxa such as *Sparganium* increase. Within the last subzone GL3p3c, the agricultural activity appears maximal, as suggested by the highest *Cerealia* percentages (about 20%) of the pollen record. *Fagopyrum*, *Plantago* and *Cannabis/Hummulus* occurrences suggest then diversified human activities at the end of the record.

IV.2.5 DISCUSSION

• MID TO LATE HOLOCENE VEGETATION CHANGES RECORDED AT GUIDEL

CHRONO-STRATIGRAPHY OF VEGETATION DYNAMICS OVER THE LAST 7,000 YEARS CAL BP

At a regional scale (Brittany), vegetation dynamics at Guidel show coherent palynological trends responding to Holocene climatic and anthropogenic forcing (Morzadec-Kerfourn, 1974; Fernane et al., in press), but at a local scale, substantial differences are observed at Guidel. Indeed, important differences exist between sub-regional areas making it difficult to model vegetation dynamics for the entire Brittany region (Gaudin, 2004). This highlights the necessity to undertake several local palynological studies to establish a precise paleoenvironmental scenario, as it has been proposed for a recent synthesis of Holocene palynological studies in the Parisian Basin (David, 2014). At Guidel, from 7,000 to 4,000 years cal BP, temperate trees such as *Quercus* and *Corylus* dominated the vegetation throughout the drained watershed. The riparian forest dominated by *Alnus* is also well developed in the surrounding marsh (Figure 77). Then, at the beginning of the Bronze Age (4,500 years cal BP), *Quercus* is well developed at Guidel (highest percentages of the record) suggesting low human impact on the forest cover (Figure 77). Later, at about 4,000 years cal BP, a continuous decrease of the arboreal forest is observed while anthropogenic taxa are increasing significantly (Figure 77). It is consistent with previous pollen data previously reported from the region which identifies the beginning of an intensive clearance event at that time (Morzade-Kerfourn, 1974, Barbier and Visset, 1997; Fernane et al., in press).

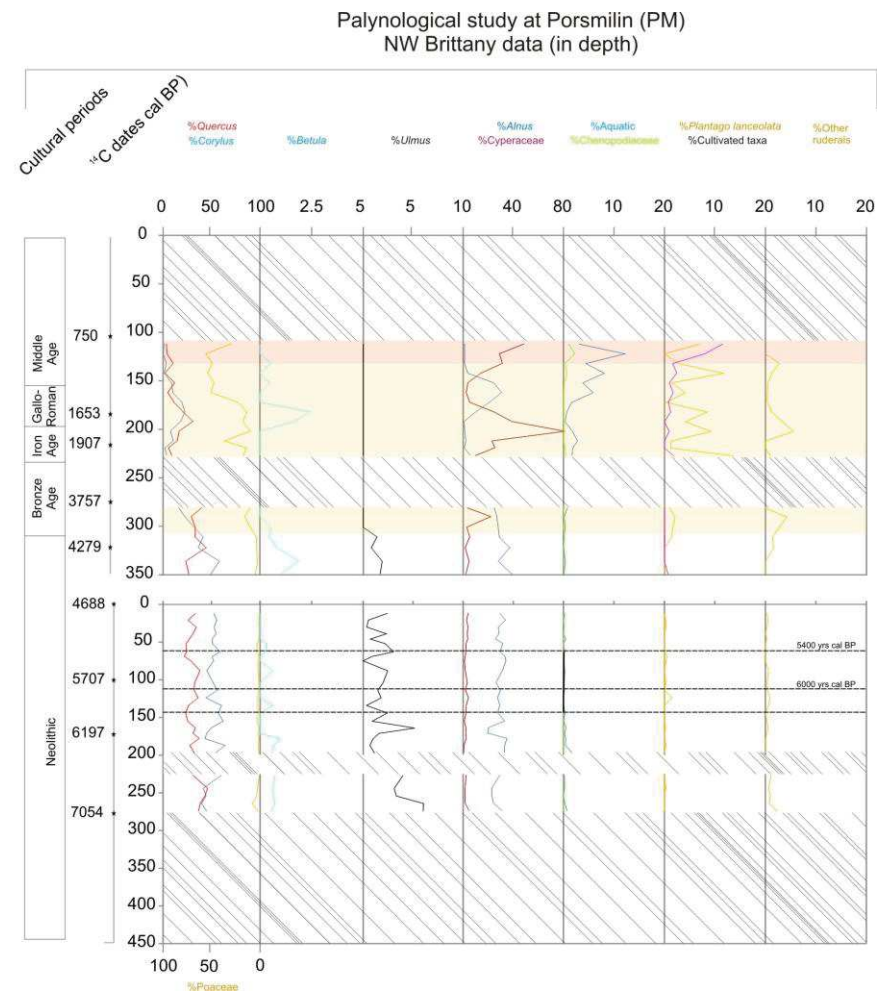
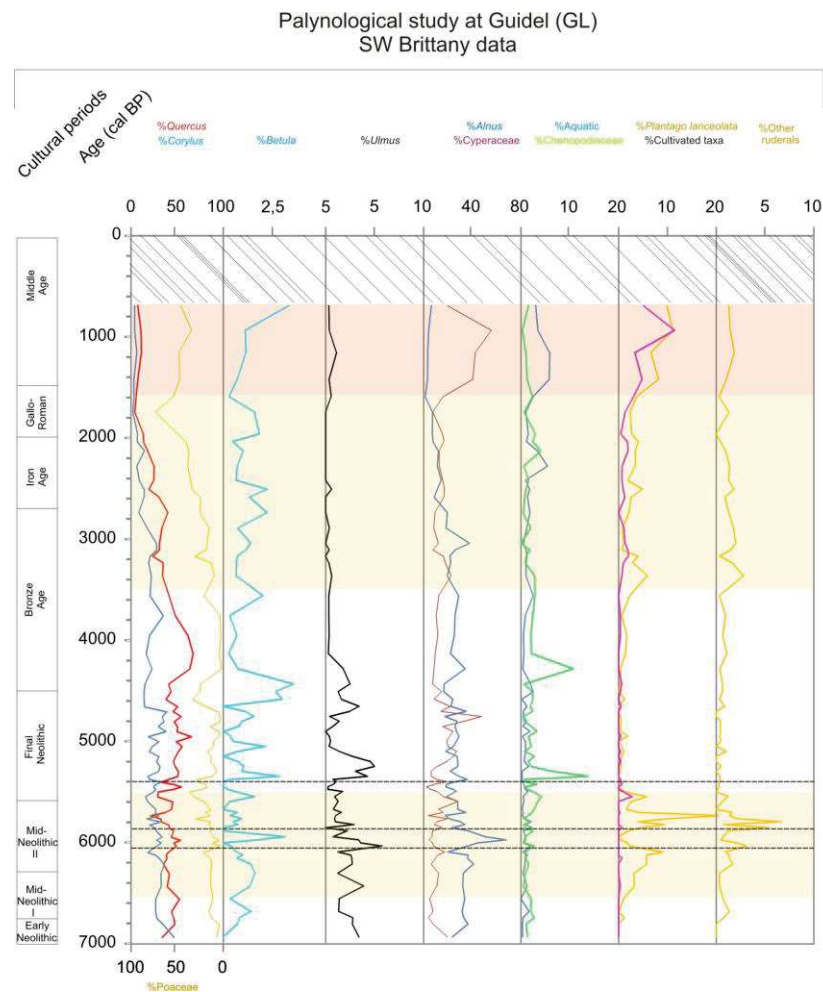


Figure 78. Palaeoenvironmental synthesis from Guidel (this study) and Pors Milin (Fernane et al., sous presse) sites. Yellow bands underline increasing human activity. Red bands represent intensives phases of human activity starting mainly during Middle Ages. Dotted Dotted lines mark the cold/humid periods characterized by major storm events reported from the region during the Neolithic (cf. Van-Vliet et al., 2014; Fernane et al., sous presse).

PROBABLE NEOLITHISATION RECORDED BETWEEN 6,500 AND 5,500 YEARS CAL BP

In spite of a well-developed forest until 4,000 years cal BP (as suggested by tree percentages up to 60%), significant occurrences of herbaceous taxa such as Poaceae, *Plantago* and other ruderal plants, coupled with rare occurrences of *Cerealia* pollen grains, and decreasing percentages of arboreal taxa (*Quercus*) as well as riparian forest (*Alnus*), may suggest a moderate human presence in the area during the mid-Neolithic, from 6,500 to 5,500 years cal BP (Figure 77). Previous studies, based on archeological evidences, suggest a start of anthropogenic forest clearance at 7,000 years cal BP (Marchand, 2014). Palaeobotanical evidences in the Gulf of Morbihan, situated 35 km east of the Guidel marsh, have also reported occurrences of clearance events since the early Neolithic period (Visset, 1994; Visset et al., 1996). Finally, other studies, based on pedological evidences, have reported clear land degradation directly related to agricultural activities during the mid-Neolithic, especially in coastal areas (Gebhard, 1993; Gebhard and Marguerie, 2006).

In our study, it is interesting to note that among this interval, from 6,000 to 5,800 years cal BP, the anthropic pressure at Guidel probably declined, as suggested by the drop of herbaceous and ruderal plants percentages, synchronously with a full absence of *Cerealia* pollen grains (Figure 77). The comparison between Guidel and Pors Milin, where no anthropic influence is observed until the Bronze Age, highlights major differences in regional vegetation trends, more or less influenced by early anthropic pressure.

• FORCING FACTORS RESPONSIBLE FOR HUMAN SETTLEMENT OR DEPARTURE AT GUIDEL OVER THE LAST 7,000 YEARS CAL BP

CLIMATE *VERSUS* HUMAN IMPACTS OVER THE NEOLITHIC

Various hypotheses can be assessed to explain the abandonment of GL by the population previously installed on the marsh and its surroundings around 6,000 years cal BP. It includes climatic factors, resistance to adaptation, economic marginalisation, mercantile exploration and hostile neighbourhood interaction (D'Andrea et al., 2011). Pollen-based quantitative climate reconstructions (combined with pluri centennial-scale paleohydrological

data) have been reported from a marine core retrieved in the Bay of Biscay (Naughton et al., 2007), but these kind of data are rare and discontinuous on Brittany continental sites. It is therefore difficult to relate our observations to either population displacement with a socio-economical perspective or climate change. However, previous studies carried out in Europe have successfully related climate variability and archeological settlement (Magny, 2004). Indeed, based on hydrological reconstructions from mid-European lakes, Magny (2004) has previously suggested that human establishment was favoured by warm and dry conditions. At Guidel, the sharp decrease of ruderal plants synchronous with maximal values of *Alnus*, growing in waterlogged soils (Barthelmes et al., 2010), suggests the establishment of wetter conditions around the site between 6,000 and 5,800 years cal BP. In coastal areas, *Alnus* development is controlled by fluctuations of the water table, this latter being influenced by variations in sea level or precipitations. At Guidel, the stability of halophilous plants (e.g. Chenopodiaceae) suggests that wetter conditions probably resulted from increasing precipitations and not from the expansion of salt meadows related to the Holocene sea level rise. We then propose a direct relationship between past hydro-climatic changes and human settlement in Guidel alluvial and maritime plains.

Climate conditions recorded over Europe suggest sharp climate deterioration between 6,500 and 6,000 years cal BP (Bond et al., 2001; Mayewski et al., 2004). Besides, cold and humid conditions were reported between 6,300 and 6,000 years cal BP in French and Swiss alpine lakes (Magny et al., 2004). Cooler summer temperatures were also reported around 6,200-6,000 years cal BP in Sweden (Grudd et al., 2002), and a climate deterioration occurred around 6,000 years cal BP in Ireland, responsible for human retreatment (Soltze et al., 2013). Recent studies also evidenced colder and wetter conditions around 6,000 years cal BP in North-western Brittany (Fernane et al., in press; Figure 77) and in the western Mediterranean region (Sabatier et al., 2012), as well as more frequent huge storms in Brittany (Van Vliet-Lanoë et al., 2014). We therefore suggest that the collapse of agro-pastoral activities recorded at Guidel around 6,000 years cal BP may be related to a climate deterioration characterized by cooler and wetter conditions.

After this collapse, and from 5,500 to 4,500 years cal BP, the complete retreat of human presence is confirmed by the absence of cultivated taxa and the subsequent recovery of the forest (*Quercus* and *Corylus*) while the riparian forest stays stable (Figure 77). This period is also marked by a sharp increase of Chenopodiaceae, especially around 5,300 years cal BP, suggesting marine influences to the study site. Hydrological disturbance in the coastal area,

and then human departure, can be either attributed to more frequent storms or to sea level rise. A regional sea level curve has recently been reconstructed for Brittany, over the last 8,000 years cal BP, showing sea level rise characterized by progressive decelerating rates with no significant pulses and stabilization periods around 7,000, 6,000, 4,600 and 3,200 years cal BP (Goslin et al., 2013; Goslin, 2014). Furthermore, Van Vliet-Lanöe et al. (2014) showed that climatic deterioration marked by major storm events have been recorded in western Brittany around 5,500 years cal BP. Major storms could explain the transient rise of *Chenopodiaceae* at Guidel. According to pollen data analysis conducted in central Europe (Davis et al., 2003) and Alpine lakes (Magny et al., 2004), this period of climate deterioration is also recorded on a Europe-wide scale. We therefore suggest that human abandonment during the late Neolithic at Guidel may have been induced by the persistence of cold and frequently humid commonly associated with the recurrence of major storm events (Langdon et al., 2003; Mayewski et al., 2004; Sorrel et al., 2012; Van Vliet-Lanöe et al., 2014), possibly associated with floods (storm and river) inundating the marsh.

MIGRATORY POPULATION STRATEGIES

Foraminiferal data on GL1 core evidence that the downstream part of the Guidel marsh was submitted to continuous marine influences over the last 7,000 years cal BP with a high tide level close to -7 m NGF (Goslin, 2014). These observations appear consistent with archeological data that showed high concentrations of mid-Neolithic passage graves only in the upstream part of the Guidel marsh (Billoud et al., 1995; Gouezin, 2007). According to Gouezin (2007) no funeral structures have been recorded in the downstream part of Guidel, contrary to the coastal area of Ploemeur situated East of Guidel (cf. Figure 73). This discrepancy could be explained by permanent marine influences at Guidel, and especially through storm floods preventing human settlement close to the coast in the study area.

The study of gallery graves (passage graves) shows that human populations previously installed around Guidel moved at that time from the coast to inland as proven by the absence of burial monuments in the surrounding (Gouezin, 1994, 2007; Pailler and Nicolas, 2014). This even true for the late Neolithic at the scale of the entire Morbihan where archaeological data revealed landward migration at that time (Tanguy, 2002; Gaudin, 2004; González de la Aleja, 2008).

- LAND USE FROM BRONZE AGE TO MIDDLE AGES

At the beginning of the Bronze Age (from 4,500 years cal BP), *Quercus* forests are well developed at Guidel suggesting low human impact on the forest cover (Figure 78). Archaeological studies of population distribution around Guidel show that humans progressively moved to inland at the transition between the Neolithic and the Bronze Age (González de la Aleja, 2008; Nicolas and Pailler, 2013). This may explain low percentages of ruderal plants recorded over this period. The reappearance of *Plantago* associated with significant decreases of arboreal and riparian taxa is then recorded at 3,500 years cal BP, reflecting a re-cultivation of the Guidel marsh (Figure 77). During the Iron Age, the agricultural activity continues at a low level, while decreasing arboreal taxa, in parallel with increasing ruderal plants, suggest episodes of massive clearing for pastoral activities rather than for agricultural ones (Figure 78). Regarding agricultural activities, archeological studies mention the presence of Iron Age villages in the upstream part of Guidel site (González de la Aleja, 2008). The first significant increase of *Cerealia* pollen grains is observed during the Gallo-Roman period (Figure 78), associated with a sharp decrease of the arboreal and riparian forests, this latter being relatively stable throughout the record until the Gallo-Roman period. This is also confirmed by archeological data which document the presence of Gallo-Roman sites on the Sauldraye river (González de la Aleja, 2008). This population may have cleared Guidel marsh in order to intensively develop agricultural activities. In the Bay of Brest (Pors Milin), the same observation has been made from a sharp decrease of the alluvial forest (mainly *Alnus*) at the start of the Gallo-Roman period (Figure 78). At the top of the record, covering the Middle Ages, the apparition of *Fagopyrum* signs regional introductions of exotic plants *Juglans* synchronously with maximum development of *Cerealia* suggest an intensification of agricultural activities, probably related to a major population growth during the Middle Age Optimum. The introduction of *Juglans* in the Armorican Domain, especially in the southern part of the region, signs commercial practices. An early introduction of *Juglans* is suggested by several authors (Visset et al., 2002; Barbier et Visset, 1997), while it is commonly recognized that this taxon was introduced by Romans (Pitte, 1986; Andrieu et al., 1996) (Figure 78).

IV.2.6 CONCLUSION

Brittany is a perfect location in which to study past human settlement because of the numerous archeological sites and monuments found inland and along the coast. The present multiproxy study based on fossil bio-indicator (pollen and benthic foraminifera) permits the reconstruction of environmental changes that took place on multi-decadal to centennial-time scales. At Guidel, both palaeoenvironmental and archeological data allows us to discuss the role played by both human and natural factors on vegetation changes. Comparison of vegetation shifts recorded at Guidel with Neolithic archaeological record suggests that human activity was important around the site and has impacted vegetation fluctuations between 6,500 and 5,500 years cal BP, but also that human displacement have probably been provoked by climate shifts (major storms). This study also points out the substantial differences existing between the Neolithisation process characterizing northern and southern Brittany.

IV.3 ETUDE MULTIPROXIE (POLLEN, DINOKYSTES, FORAMINIFERES) SUR LES DERNIERS 7,000 ANS DANS LE SUD BRETAGNE (KERZINE, MORBIHAN) : UNE SYNTHÈSE CLIMATIQUE ET ANTHROPIQUE

RESUME

Une analyse paléoenvironnementale multiproxies a été réalisée sur une séquence Holocène d'environ 7.90 m de long prélevée sur le site de Kerzine, près de Lorient (Bretagne Sud). L'évolution des assemblages floristiques (pollen et dinokystes) et faunistiques (foraminifères benthiques) permet de discuter les changements paléoenvironnementaux des derniers 7,000 ans BP liés aux forçages climatiques et anthropiques dans la région. Au cours de l'Holocène moyen, l'impact humain est faible et le paysage est composé de chênaies mixtes dominées par *Quercus* et *Corylus*. L'assemblage pollinique montre, toutefois, à plus haute fréquence, des périodes d'augmentation de *Corylus* et *Betula* en parallèle avec des augmentations des assemblages de foraminifères benthiques de type intertidaux. Ces oscillations pourraient être liées à des phases climatiques plus froides, récurrentes, et bien décrites sur l'Holocène dans l'Atlantique Nord, et aussi documentées à l'échelle régionale par des épisodes tempétueux majeurs. Malgré le manque de contraintes stratigraphiques sur la séquence de Kerzine, l'emploi d'une approche multi-proxies a permis de discriminer, au sein de l'enregistrement sédimentaire de Kerzine, ces périodes de tempêtes bien documentées régionalement et de discuter, en parallèle, leurs impacts sur l'évolution de la végétation locale. La partie supérieure de Kerzine est davantage caractérisée par l'impact de l'homme sur la végétation et montre une déforestation massive au milieu de la période de l'Age du Bronze et une nette installation des cultures durant le Moyen Age, marquée notamment par une forte augmentation des Cannabaceae. La discussion autour de Kerzine nous a permis de proposer une synthèse régionale des données paléoenvironnementales couvrant les derniers 7,000 ans BP en comparant les données acquises à celles obtenues à Pors Milin (Nord Bretagne) et Guidel (Sud Bretagne), sur des séquences sédimentaires bien contraintes chronologiquement.

IV.3.1 INTRODUCTION

Dans un contexte de changement climatique et de pression anthropique croissante sur les écosystèmes, la compréhension de la dynamique spatio-temporelle à l'Holocène requière des reconstructions paléoenvironnementales menées à très haute résolution. De nombreuses synthèses Holocène ont été produites ces dernières années à des échelles globales (Mayewski et al., 2004 ; Wanner et al., 2008, 2011), européennes (Davis et al., 2003), ou à l'échelle du Bassin Méditerranéen (Magny et al., 2012 ; Fletcher et al., 2013) et de la Marge Ibérique (Chabaud et al., 2014) par exemple. Les mécanismes et réponses régionales de la variabilité environnementale Holocène représentent aujourd'hui un enjeu en paléoclimatologie et ce, d'autant plus, dans des environnements clés tels que les écosystèmes côtiers où l'impact anthropique est très marqué. L'hétérogénéité spatiale qui caractérise le peu d'études paléoenvironnementales Holocène menées sur la région Bretagne (Morzadec-Kerfourn, 1974, pour la partie Nord-ouest du Massif Armoricaïn) pose un réel problème lorsque l'on cherche à dresser une évolution régionale et continue du paysage sur l'Holocène. Ainsi, une récente étude qui a tenté de modéliser l'évolution du couvert végétal Holocène dans le Massif Armoricaïn s'est trouvée confrontée à la disparité des données disponibles dans la région, limitant fortement la fiabilité des reconstructions paysagères et de leurs dynamiques temporelles (David, 2014). De toute la région Bretagne, c'est le littoral su qui a fait l'objet du plus grand nombre d'études archéologiques Holocène, et principalement le Golfe du Morbihan (Visset et al., 1995, 1996 ; Gaudin, 2004 ; Visset et Bernard, 2006). L'attention portée par les chercheurs à ce secteur s'explique notamment par sa richesse en termes de sites archéologiques recensés. Une synthèse des travaux sur l'ensemble du Massif Armoricaïn a par ailleurs été produite par Marguerie (2009).

A Kerzine, une longue séquence sédimentaire continue a été prélevée, enregistrant les derniers 7,000 ans BP. Localisé actuellement en milieu côtier, ce site est soumis aux influences fluviales et marines, impliquant des interactions écologiques et environnementales complexes. Afin, de comprendre au mieux l'origine des signaux environnementaux analysés, il est recommandé de mener une approche paléoécologique multidisciplinaire (Birks et Birks., 2006). Nous avons ainsi conduit une approche multidisciplinaire basée sur des assemblages polliniques (végétation continentale) et faunistiques (foraminifères benthiques : organismes zooplanctoniques marins), le tout mené en parallèle avec des études sédimentologiques (description des faciès lithologiques et

analyses granulométriques). Les données acquises sont replacées dans le contexte régional des données palynologiques bretonnes récemment acquises (Fernane et al., sous presse, soumis), élargies aux données palynologiques vendéennes (Visset et al., 1994, 2002 ; Joly et Visset, 2005, 2009) ainsi qu'aux données paléoclimatiques du Nord-Ouest Europe (Sorrel et al., 2010, 2012 ; Van Vliet-Lanoë et al., 2014b ; Baltzer et al., 2014). Ces comparaisons multisites ont pour objectif de discuter :

- l'évolution conjointe climat-paysage à l'échelle de la côte sud-bretonne : impact des tempêtes notamment sur les données environnementales,
- l'évolution de l'influence anthropique en lien avec les premiers défrichements liés au développement des pratiques agro-pastorales en Sud Bretagne (Kerzine et Guidel), et leurs comparaison avec les données acquises pour la côte Nord Bretagne (Pors Milin).

IV.3.2 CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL

Plusieurs prélèvements sédimentaires (KZ1, KZ2, et K3) ont été réalisés à Kerzine (47°41'2.09"N, 3°15'50.51"O; Figure 79), à l'arrière du cordon dunaire de Plouhinec, par la tarière à vis motorisée SEDIDRILL du BRGM (cf. Chapitre 2 de ce manuscrit). Il s'agit d'un petit graben Eocène (com. pers. B. Hallégouët) sur le bord sud duquel s'appuie un cordon littoral sableux. La lagune située en arrière, a probablement été fermée dès l'époque romaine (présence d'un site romain le long de la lagune de Gâvre). Le cordon littoral a été envahi par les dunes à partir du XI^{ème} siècle (Van Vliet-Lanoë et al., sous presse). L'étang actuel de Kerzine est délimité par une route dont la construction remonte à la période 1945 et 1960.

Parmi les prélèvements réalisés, KZ1 s'avère être la plus favorable par sa longueur et granulométrie, aux études paléoenvironnementale. Prélevée au Sud de l'étang de Kerzine, sa longueur atteint 7,7 m (cf. Figure 80). Chaque section de forage, d'une longueur de 1m, a été échantillonnée au fur et à mesure (chaque tour de spire) afin de réaliser des analyses sédimentologiques et micropaléontologiques sur les sédiments prélevés.

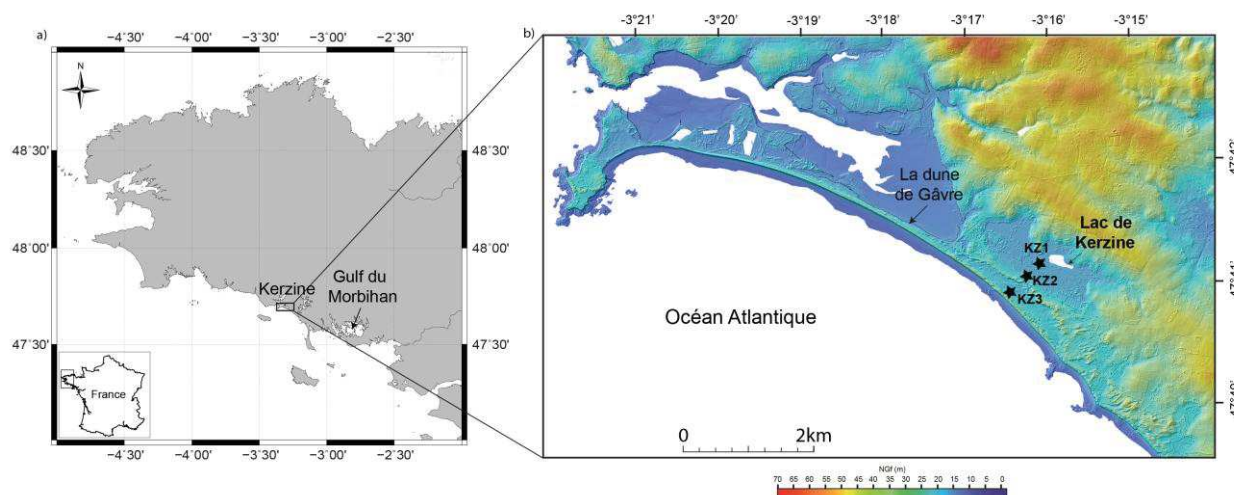


Figure 79. Localisation du site d'étude. a) localisation de Kerzine à l'échelle de la Bretagne, b) localisation du site de prélèvement KZ1 (données LIDAR, SHOM, IGN, LITTO-3D).

IV.3.3 MATERIEL ET METHODES

• CHRONOLOGIE ET ANALYSES GRANULOMETRIQUES

Au total, 4 datations AMS-¹⁴C ont été effectuées sur de la matière organique aux laboratoires de Poznań et Saclay (Tableau 9). La conversion des âges radiocarbone bruts en âges calibrés BP a été effectuée au moyen du programme R (Version 3.1.1.) et du module CLAM (Blaauw, 2010), en suivant l'option de calibration « IntCal13 » ou « Marine13 » en fonction de la nature continentale ou marine du matériel daté (Reimer et al., 2013). Nous sommes actuellement en attente de 4 datations supplémentaires, récemment envoyées à Saclay (ARTEMIS).

L'hétérogénéité des faciès (silts fins à sables grossiers, cf. Figure 80 pour le log lithologique dans la partie résultats), causée principalement par le fort hydrodynamisme qui caractérise le milieu côtier, n'a pas permis d'établir un modèle d'âge continu pour cette séquence à partir des trois dates actuellement disponibles. Afin de caractériser plus finement les faciès et conditions de dépôt associées, des analyses granulométriques (69 échantillons) sur la fraction détritique de la carotte (cf. chapitre 2 de ce manuscrit, et Goslin, 2014, pour la description du protocole mis en oeuvre) ont été réalisées en parallèle des études paléocéologiques (palynologie et foraminifères benthiques), entre 125 et 750 cm, à l'aide d'un granulomètre laser de type Malvern Mastersizer 2000.

Tableau 9. Datations radiocarbone (4 dates obtenues et 4 dates en attente de résultats) pour la séquence de Kerzine 1 (KZ1).

Profondeur (m)	Altitude (m NGF)	Code lab	Matériel daté	Date ¹⁴ C BP	Age Cal. BP min -max	Age moyen
3.21	-1.01	SacA38450	Fibre végétale	Post 1950	-	-
4.65	-2.45	Poz-56797	Matière organique	3880 ± 30	4234-4416	4325
5.45	-3.25	Poz-56798	Matière organique	3720 ± 30	3981-4150	4065
7.75	-5.55	Poz-56619	Tourbe	6080 ± 40	6796-7027	6911
6.00	-3.8	Sac	Scrobiculaire	-	-	-
4.92	-2.72	Sac	Hydrobies	-	-	-
3.8	-1.6	Sac	Fibres végétales	-	-	-
2.0	+0.2	Sac	Fibres végétales	-	-	-

• ANALYSES POLLINIQUES

Le traitement des échantillons et le montage des lames ont été réalisés au laboratoire EPOC (Université Bordeaux 1, Talence) pour les sédiments vaseux (64 échantillons) et au laboratoire IMBE (Université d'Aix-Marseille) pour les sédiments tourbeux (5 échantillons au sommet de la séquence) (cf. Chapitre 2 pour la méthodologie d'extraction des palynomorphes). Après traitement palynologique, la fraction résiduelle comprise entre 10 et 150 µm est montée entre lame et lamelle en montage mobile pour l'identification des grains de pollen au microscope (LEICA DM 2500) à un grossissement X630 à X1000.

Au total, 35 niveaux de la séquence KZ1 ont fait l'objet d'une analyse palynologique sur les 69 échantillons disponibles traités (stage Master 2 Estelle Allan, Brest). Visset et al. (2009) recommandent, pour les études polliniques en zone humide, l'exclusion de certains taxons pouvant être surreprésentés dans ce type de milieu. Par conséquent, sur chaque lame, un minimum de 300 grains de pollen a été compté en dehors des taxons aquatiques (*Nymphaea*, *Typha*,...), des arbres associés aux environnements lacustres (*Alnus*, *Salix*) dont

la présence est sur-représentés dans le cas d'un milieu humide proche, des Chenopodiaceae sur-représentés dans le cadre de cette étude, des Cyperaceae et de *Pinus* qui est un pollen transporté par le vent sur de longues distances. Il s'agit exactement de la même approche que celle conduite sur Pors Milin et Guidel, afin de comparer des sommes polliniques principales identiques dans l'approche intégrée des données palynologiques bretonnes acquises sur les derniers 7,000 ans BP au cours de cette thèse.

Lorsque la résolution de détermination le permettait, certains taxons ont été regroupés en fonction de leurs affinités écologiques dans le but de faciliter l'interprétation des diagrammes polliniques. Ces regroupements se sont principalement basés sur les recommandations de Gaudin (2004) et Visset et al. (2006).

• ANALYSES DES FORAMINIFERES BENTHIQUES

Sur la séquence KZ1, 64 niveaux ont été traités (prélevés tous les 10 cm environ) pour l'analyse des assemblages de foraminifères benthiques. Les sédiments ont d'abord été lavés et passés dans une série de tamis de 2 mm, 500 µm, 125 µm et 45 µm, puis mis à sécher à l'étuve. La forte concentration en sable nous a contraints à effectuer une flottaison des foraminifères au trichloréthylène (cf. Chapitre 2 pour la méthodologie concernant les foraminifères). Seuls les résidus de la fraction >125 µm ont fait l'objet d'un comptage (300 individus/niveau) sous loupe binoculaire à grossissement X40.

La Bretagne est une région fortement exposée aux tempêtes à l'actuel et l'a été également par le passé ; les mécanismes de forçage sont discutés à l'échelle de la Bretagne sur les derniers 6,000 ans BP par Van Vliet-Lanoë et al. (2014a, 2014b). Des évènements météorologiques peuvent être identifiés dans les archives sédimentaires côtières, à partir d'observations sédimentologiques couplées à des datations AMS-¹⁴C (Sorrel et al., 2010, 2012 ; Van Vliet-Lanoë et al., 2014a, 2014b).

La caractérisation de la microfaune fossile peut également permettre de reconnaître l'origine des dépôts de tempête (Sabatier et al., 2012), comme il est souvent réalisé à partir des diatomées (Pisaric et al., 2013), des mollusques (Sabatier et al., 2012) et des foraminifères (Collins et al., 1996, 1999 ; Scott et al., 2001, 2014). Dans les séquences sédimentaires de marais, comme c'est le cas à Kerzine, dans laquelle, les assemblages de foraminifères sont dominés par des espèces benthiques agglutinées, une passée sableuse contenant des espèces

calcaires d'origine marine benthique, peut signer l'enregistrement d'un évènement de tempête. Cette méthode est souvent employée dans les milieux abrités des courants de marée où les sédiments sont bien conservés, comme les milieux d'arrière-dune (Liu et Fearn, 1993), ce qui est le cas de Kerzine.

IV.3.4 RESULTATS

• SEDIMENTOLOGIE ET CHRONO-STRATIGRAPHIE

Le sommet de la série sédimentaire KZ1 se trouve à +2.2m NGF et la base de la séquence repose, quant à elle, à -5.7m NGF sur des altérites (7.90 m de long). De la base à environ 200 cm, la série sédimentaire est composée d'une fraction détritique fine composée de silts moyens à silts grossiers (médiane granulométrique inférieure à 63 μm) avec de rares passées sableuses ; un pic remarquable de sables grossiers est notamment enregistré à 370 cm. La partie supérieure de la séquence, entre 200 et 0 cm, est caractérisée par une composante détritique formée de sables grossiers (médiane > 500 μm), ponctués entre 165 et 125cm par un intervalle tourbeux. De plus, des restes végétaux (racines, fibres, bois), des coquilles (débris coquilliers et hydrobies), et des diatomées sont identifiés tout du long de la séquence (Figure 79). L'hétérogénéité de la granulométrie dénote une variabilité des conditions hydrodynamiques de dépôts. Cette variabilité environnementale sera prise en compte et discutée au regard des assemblages de foraminifères benthiques analysés.

Les datations sont peu nombreuses sur la séquence et en suggèrent une base à 6,943 ans cal BP (755 cm). Par ailleurs, l'inversion stratigraphique des 2 dates obtenues à 545 et 465 cm questionne quant à la fiabilité de ces pointeurs chronologiques, mais leur cohérence stratigraphique autour de 4,200 ans BP amène à les considérer en tant qu'âge moyen pour la partie de la séquence comprise entre 545 et 465 cm. D'autres échantillons sont actuellement en cours d'analyse et devraient compléter ce calage stratigraphique.

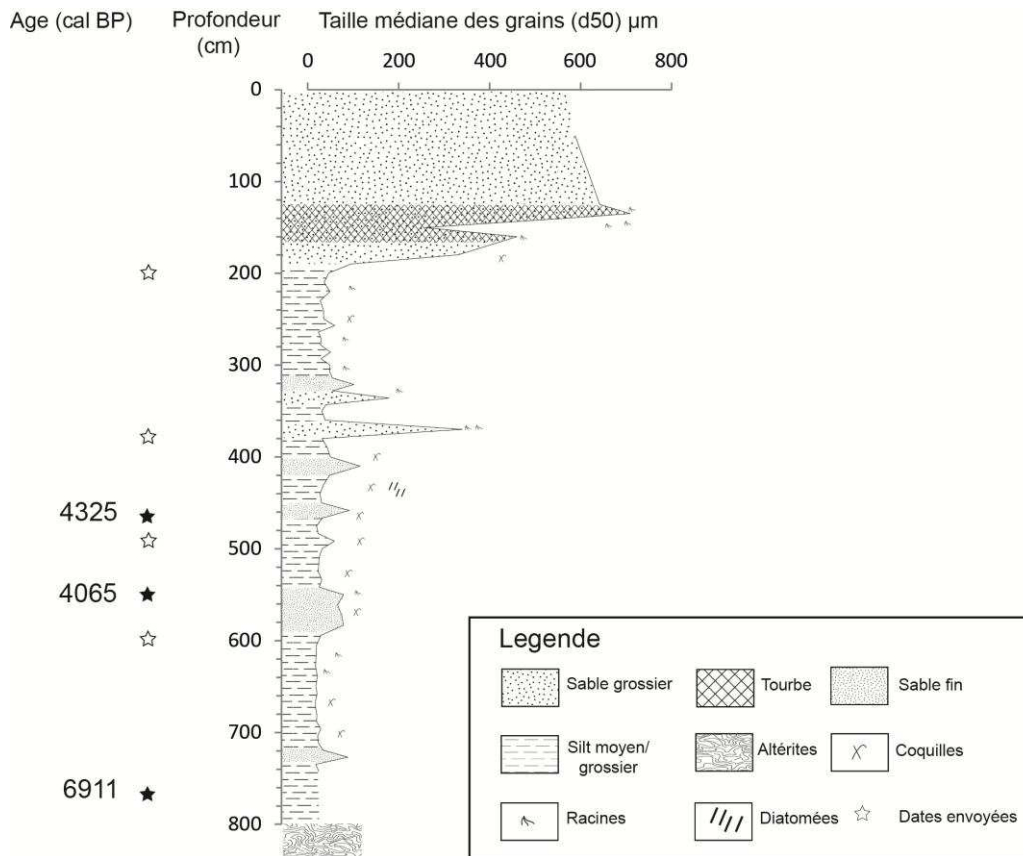


Figure 80. Log stratigraphique de Kerzine 1 (KZ1). Le sommet de la séquence se situe à +2.2 m NGF.

• EVOLUTION DES ASSEMBLAGES DE FORAMINIFERES BENTHIQUES

Au total, 64 niveaux ont été analysés et le sommet de la carotte (125-0 cm, fraction détritique très grossière) n'a pas été échantillonné. Entre 180 et 125 cm, aucun foraminifère benthique n'a été observé, ce qui coïncide avec les faciès tourbeux qui caractérisent un milieu continental franc (cf. Figure 80). Sur le reste de la séquence, neuf niveaux pour lesquels moins de 100 individus ont été comptés, ont été retirés du diagramme interprétatif final (Figure 81).

Les principaux taxons (>2%) identifiés sur KZ1 sont représentés par les deux espèces agglutinées *Trochammina inflata* (%max=100, %moy=57%) et *Jadammina macrescens* (%max=63, %moy=16%) ; les foraminifères agglutinés caractérisant des environnements de haut schorre. Toutefois, les pourcentages de ces taxons présentent à quelques reprises des valeurs très faibles (notamment entre 600 et 500 cm ainsi qu'entre 450 et 375 cm) qui sont alors compensées par des augmentations des fréquences relatives des foraminifères calcaires

(*Haynesina germanica*, *Ammonia tepida*, *Elphidium williamsoni*, *Cibicides refulgens*, *Elphidium gerthi*, *Elphidium crispum* et *Astergerinata mamilla*) (cf. Figure 80, bandes vertes). Les indices de diversité calculés à partir des assemblages à l'aide du logiciel Past montrent que pendant les phases dominées par des espèces agglutinées, l'indice de Shannon (indice de biodiversité reflétant la richesse spécifique d'un assemblage et donc aussi le nombre d'espèces par échantillon) diminue, et inversement pendant les intervalles caractérisés par la dominance de taxons calcaires. L'équitabilité, indice statistique variant entre 0 à 1, qualifie l'équi-répartition d'un assemblage. Plus l'indice est proche de 1 et plus les espèces présentent un nombre d'individus équivalent où aucune d'elles n'est dominante par rapport à l'autre. Ici, cet indice varie considérablement et augmente par paliers successifs depuis la base de la séquence (valeurs proches de 0 reflétant la quasi mono-spécificité de *Trochammina inflata*) jusqu'au top de la séquence (indice proche de 1 avec équi-répartition entre *Trochammina inflata* et *Jadammina macrescens*). Ces deux intervalles extrêmes de la séquence sédimentaire et différents en termes d'équitabilité présentent toutefois des indices de dominance identiques et élevés correspondant à la dominance des espèces agglutinées (Figure 80). La partie médiane de la séquence enregistre, quant à elle, une équitabilité moyenne qui correspond aux phases diversifiées caractérisées par la présence des foraminifères calcaires.

Afin d'exploiter au mieux les données de foraminifères benthiques obtenus à Kerzine, cinq regroupements écologiques ont été effectués à partir de Delaine et al (*sous presse*) (cf. Figure 81):

Groupement d'espèces de haut schorre: *Trochammina inflata*, *Jadammina macrescens*, *Lepidodeuteramina*.

Groupement d'espèces marines infralittorales: *Lagena* spp ; *Favulina* spp ; *Parafissurina* spp, *Palliolatella* spp ; *Rosalina* spp ; *Laobatulula Lobatulula*, *Asterigerinata mamilla* ; *Cibicides refulgens* ; *Planorbulina mediterraneensis* ; *Neoconorbina* spp ; *Bulminella* spp ; *Brizalina* spp.

Espèces de chenal de marée : *Elphidium* spp.

Espèce caractérisant les chenaux intertidaux sous forte influence fluviale : *Haynesina germanica*.

Espèce de slikke : *Ammonia tepida*

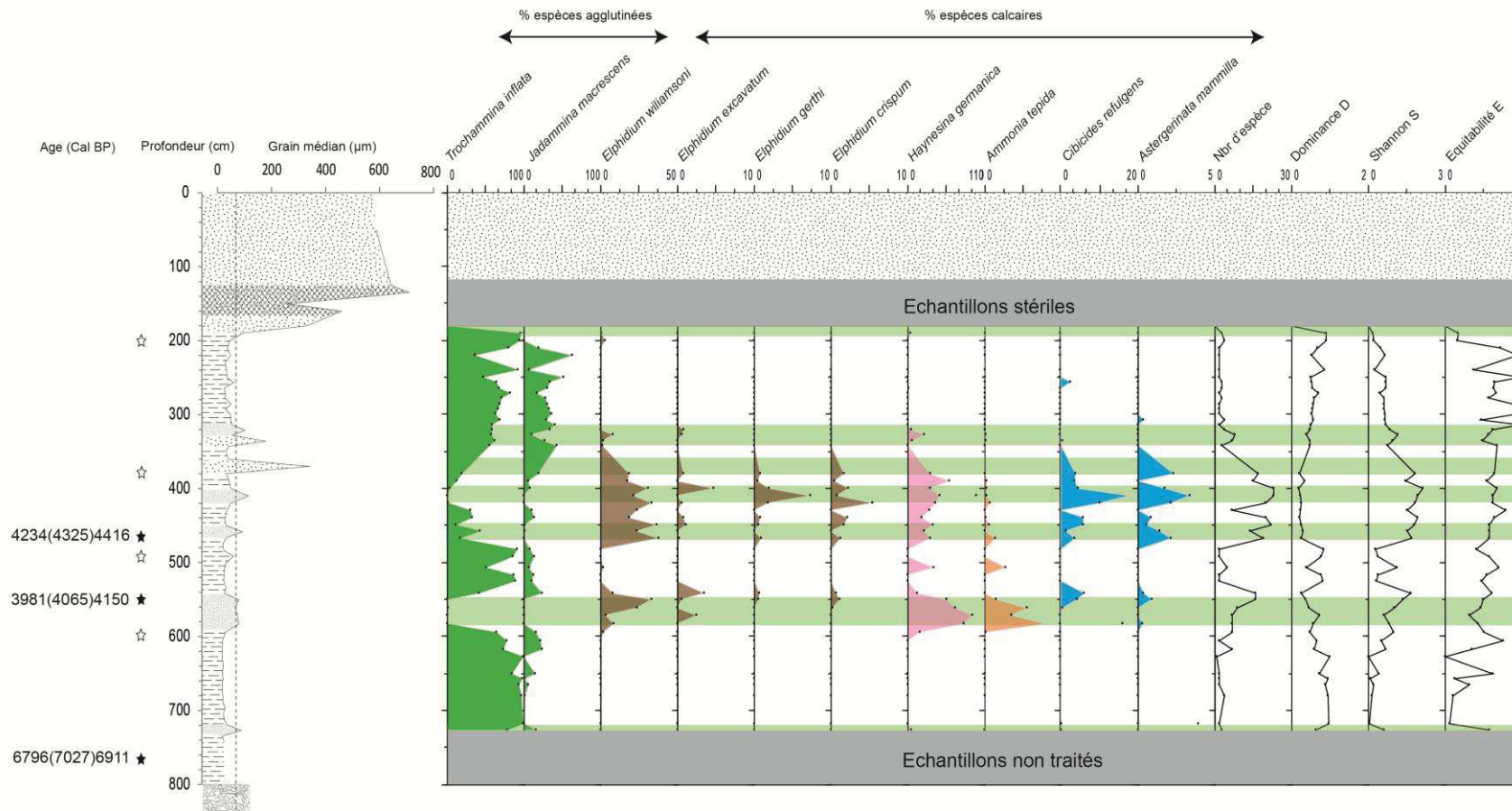


Figure 81. Diagramme présentant la variation des assemblages de foraminifères benthiques (abondances > 2%) ainsi que 4 indice statistiques paléo-écologiques, en parallèle à la granulométrie (médiane en µm). Les bandes vertes soulignent des intervalles dont la granulométrie détritique est supérieure à 63 µm.

• EVOLUTION DU CORTEGE POLLINIQUE

OBSERVATIONS GENERALES

Au total, sur les 35 lames analysées entre 742 et 125cm, 52 palynomorphes différents (incluant pollen, spores, kystes de dinoflagellés (dinokystes), champignons, algues et basales de foraminifères) ont été identifiés, dont 42 taxons polliniques différents. Les grains de pollen représentent la majorité des palynomorphes (65% en moyenne), les dinokystes viennent ensuite (15% en moyenne) puis les spores (10% en moyenne). Les basales de foraminifères (5% en moyenne), les champignons (3% en moyenne) et les algues (2% en moyenne) représentent une composante mineure des lames palynologiques étudiées. Parmi les grains de pollen, ceux des Chenopodiaceae sont les plus représentés (40% du total pollinique en moyenne). La forêt ripisylve ainsi que les plantes aquatiques sont représentées par des pourcentages moyens de 10% et 5%, respectivement. Les taxons pris en compte dans la présentation des résultats sont les 26 taxons qui dépassent 2% de représentativité par rapport à la somme pollinique principale (Figure 82). Les taxons arboréens majoritaires sont représentés par *Quercus*, *Corylus*, *Fagus*, *Fraxinus*, *Betula* ainsi qu'*Ulmus* et *Tilia*. Les taxons herbacés majoritaires sont représentés par les familles des Asteroideae, Cichorioideae, Brassicaceae et Poaceae. De manière générale, on note également que les Chenopodiaceae, toujours sur-représentées le long de la séquence avec des pourcentages moyens de 25% entre 750 et 165 cm, chutent drastiquement et définitivement autour de 165cm (Figure 82).

DESCRIPTION DES PALYNOZONES

Trois grandes zones polliniques ont été délimitées à partir de l'évolution des pourcentages des taxons arboréens (KZI, II et III, Figure 81). La première phase (KZI : 750-380 cm) est caractérisée par une forte représentation de la végétation arboréenne (pourcentages toujours supérieurs à 70%), la seconde phase (KZII : 380-220 cm) est marquée par un premier recul de la forêt (pourcentages moyens de 53%), et la dernière grande phase (KZIII : 220-125 cm) est caractérisée par une chute importante de la végétation arboréenne (12% en moyenne). Cette évolution à la baisse sur l'ensemble de la séquence depuis sa base est en grande partie expliquée par l'évolution de *Quercus* qui est un élément dominant de la

forêt. Les herbacées augmentent, en parallèle, en trois phases également, et ceci est d'autant plus vrai pour les Poaceae. Au sein de ces grandes chronozones polliniques, dix palynozones ont pu être définies à partir des variations des autres taxons polliniques, et notamment des plantes herbacées (Figure 82).

KZI peut ainsi être subdivisée en 5 sous-parties. Les deux premières zones (KZIa et Ib) correspondent à un assemblage pollinique de forêt mixte dominée par *Quercus* et *Corylus*, accompagnés de *Fagus*, *Ulmus* et *Tilia*. KZIa se distingue par un pourcentage d'arbres élevé tandis que KZIb est caractérisé par une diminution des arbres, avec notamment la baisse de *Corylus*, et l'augmentation de *Fagus*, *Ulmus* et *Tilia*. Les pourcentages d'herbacées augmentent en parallèle avec notamment l'augmentation des Asteroideae, Poaceae, rudérales (*Geranium* et *Urtica* notamment), et même la première apparition des céréales. La zone KZIc enregistre un regain de la forêt avec une augmentation surtout de *Corylus* et *Betula*, moins présents dans les niveaux sous-jacents, ainsi qu'une baisse de *Tilia* et d'*Ulmus*. La zone KZId est marquée par une décroissance des taxons arboréens et, en particulier, de *Quercus* et de *Betula*. Un pic de *Tilia* est noté ainsi qu'une augmentation des Poaceae et une légère augmentation des céréales. Enfin, KZIE enregistre une augmentation de *Betula*, des Poaceae, des rudérales et des adventices (notamment *Rumex*) (Figure 82). KZII peut être subdivisée en 3 sous-parties. KZIIa montre une hausse significative de *Fagus*, une chute de *Tilia* et de *Betula*. En parallèle, une hausse des Asteroideae, des plantes rudérales et adventices ainsi que des Poaceae, est observée. KZIIb enregistre, quant à elle, une hausse de *Betula*, une baisse des Asteroideae, ainsi qu'une hausse des céréales. KZIIc est caractérisée par une hausse de *Corylus*, *Fagus* et des Asteroideae (Figure 82). KZIII peut être subdivisée en 2 sous-parties. KZIIIa enregistre la plus forte chute du pourcentage d'arbres, ainsi que la hausse des taxons herbacés, comme notamment celle des Cichorioideae et Brassicaceae dans cette palynozone. Enfin, KZIIIb est atypique. Cette palynozone est caractérisée par une mise en cultures de la zone avec une forte augmentation des céréales, des Cannabaceae, des adventices et des Poaceae (Figure 82).

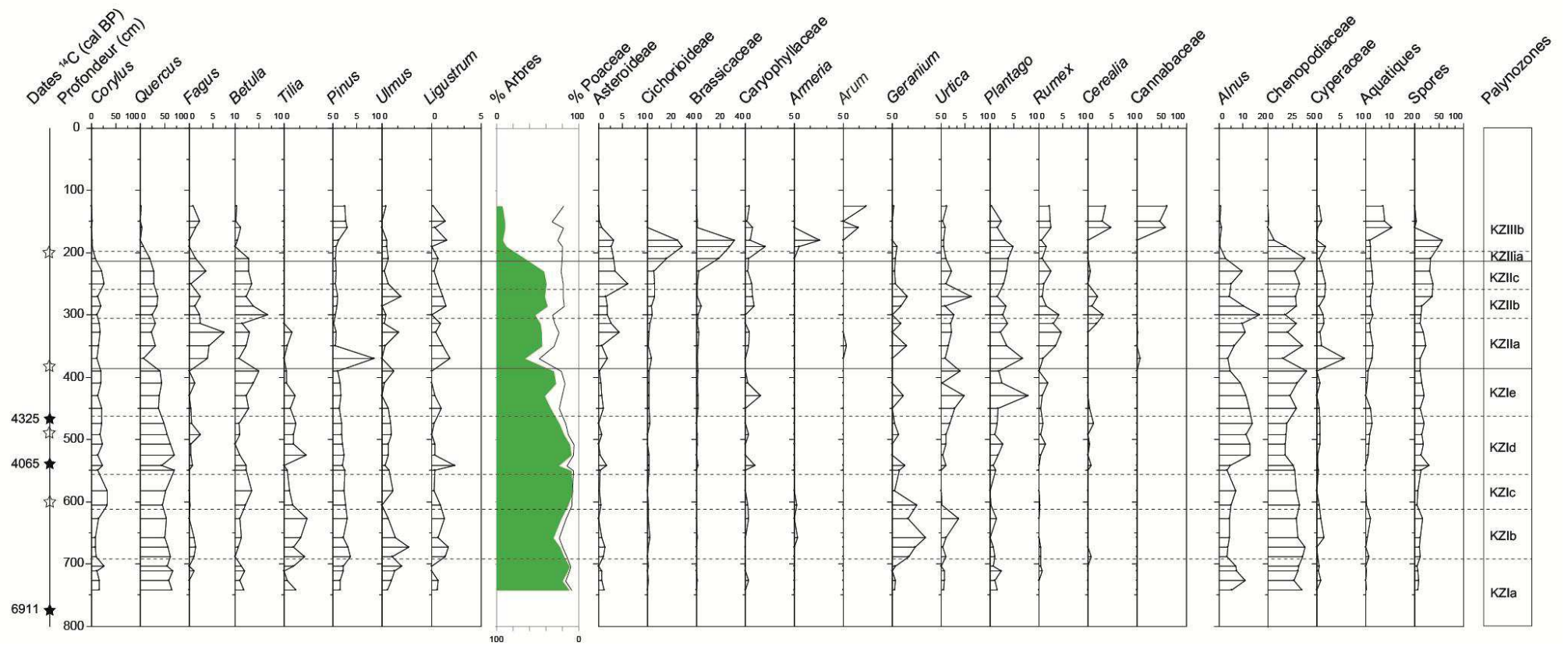


Figure 82. Principaux taxons polliniques (>2%) observés dans la séquence de Kerzine et exprimés en pourcentages

CONCENTRATIONS EN PALYNOmorphES

Les concentrations en pollen établies à partir du « total pollen+spores » et de la « somme pollinique principale » présentent les mêmes tendances (Figure 82). Les faibles valeurs de concentration se corrèlent généralement avec des pics de granulométrie $> 100 \mu\text{m}$ (sable). En effet, plus un sédiment est grossier, plus la concentration en palynomorphes est faible du fait de leur moins bonne préservation (oxydation) et de la dilution des grains dans une matrice plus grossière. Concernant les concentrations absolues en dinokystes, on note également des baisses significatives de concentrations à 370 et 500 cm, en lien avec les variations granulométriques (Figure 83).

Les ratios dinokystes / total pollen+spores a été calculé dans le but d'appréhender les influences respectives des apports marins et continentaux au sein des palynomorphes. Le ratio dinokystes / pollen est faible à la base de la séquence, entre 750 et 600cm, suggérant une plus forte contribution continentale dans la composition des palynomorphes. Un ratio nul est également calculé au top de la séquence à partir de 165 cm puisqu'aucun dinokyste n'a été dénombré dans l'intervalle tourbeux, attestant de conditions continentales franches. Au niveau de la partie médiane de la séquence sédimentaire, entre 600 et 350 cm environ, des pics du ratio dinokystes / pollen sont observés dans cet intervalle granulométrique caractérisé par des passées sableuses récurrentes (Figure 83). Cet intervalle médian correspond également aux plus fortes concentrations absolues en dinokystes calculées dans l'enregistrement palynologique. Cette observation laisse présager une origine marine aux passées détritiques grossières, au même titre que les foraminifères benthiques calcaires précédemment (Figure 81).

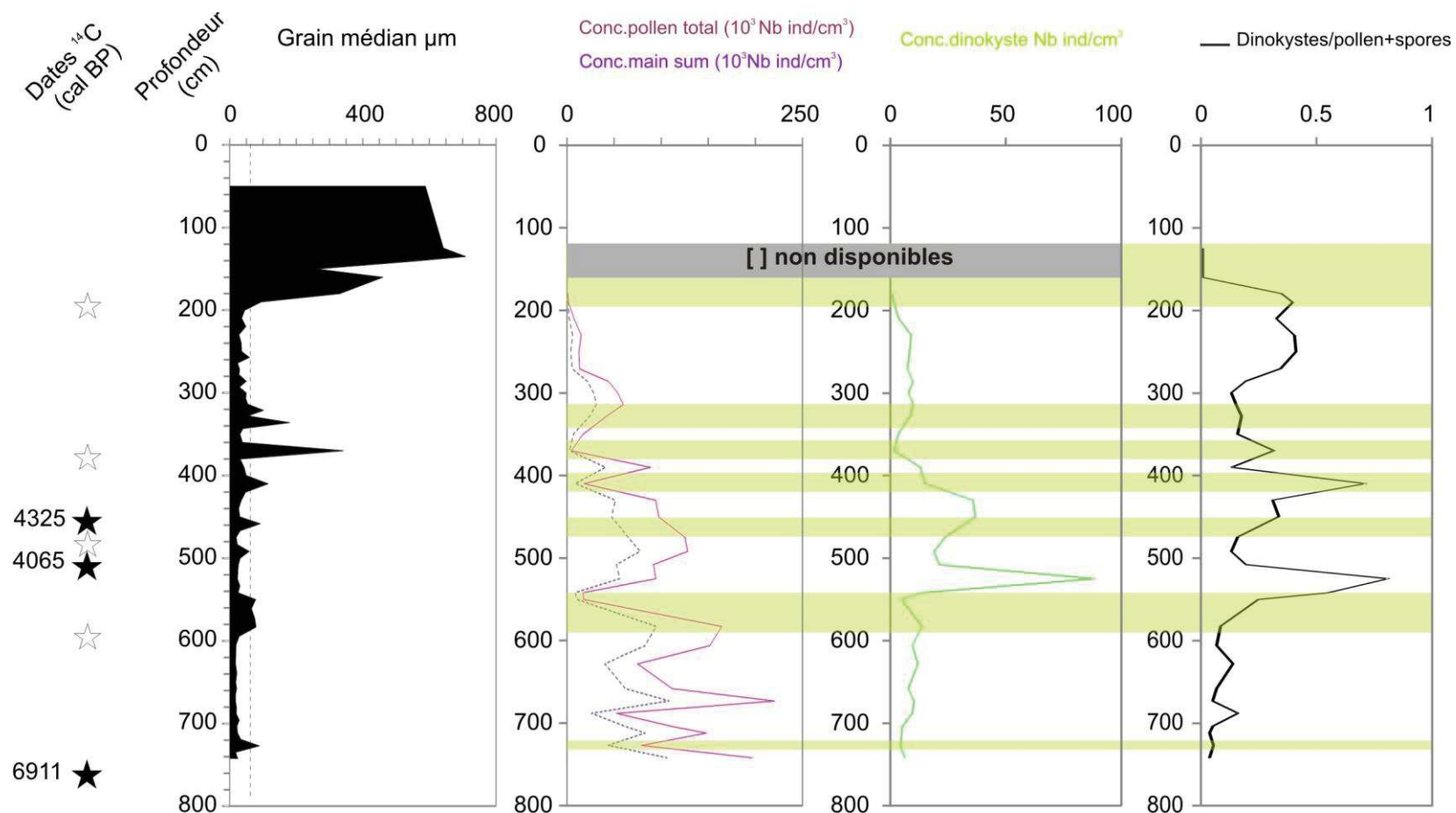


Figure 83. Concentrations en grains de pollen et dinokystes de la séquence de Kerzine avec de gauche à droite : la lithologie (μm), les concentrations absolues (10^3 Nb individus/ cm^3) en pollen et en dinokystes, et le ratio dinokystes/(pollen+spores). Les bandes surlignées correspondent à des intervalles où la granulométrie est $>$ à $63\mu\text{m}$.

IV.3.5 DISCUSSION

• LES DERNIERS 7,000 ANS ENREGISTRES A KERZINE: ESSAI DE CORRELATION STRATIGRAPHIQUE A L'ECHELLE DE LA REGION BRETAGNE

La dynamique temporelle de la végétation évolue de façon différente d'un secteur géographique à un autre, ou au sein-même d'une région. Cependant, de grandes subdivisions, basées essentiellement sur la végétation, sont bien connues durant l'Holocène. La période étudiée ici, i.e. les derniers 7,000 ans BP, peut ainsi être subdivisée en plusieurs périodes climatiques et culturelles en se basant sur l'évolution des paysages (pourcentage des taxons arboréens et anthropiques) connue pour la région Bretagne (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Gaudin, 2004 ; Marguerie, 2009 ; Fernane et al., sous presse). D'après ces auteurs, le groupement végétal majoritaire pour la période culturelle du Néolithique, synchrone de la période climatique de l'Atlantique, est caractérisé par l'association *Corylus - Quercus - Tilia - Ulmus*, avec des pourcentages moyens des taxons arboréens oscillant entre 50 et 70%. La période de l'Age du Bronze est définie, quant à elle, par un assemblage végétal caractérisé par une diminution de *Tilia* et d'*Ulmus* ainsi qu'une apparition des taxons marqueurs d'anthropisation. A l'Age du Fer, les marqueurs d'anthropisation sont plus représentés et notamment les rudérales, plantes qui poussent spontanément dans les friches, les décombres, le long des chemins, et souvent à proximité des lieux habités par l'homme. C'est à partir de l'époque Gallo-romaine, puis du Moyen Age, que l'impact de l'homme devient clairement visible dans toute la région, ce qui se traduit par une déforestation massive accompagnée par une augmentation importante des plantes rudérales et surtout des cultures. Cette évolution schématique simplifiée du paysage à l'échelle régionale permet, dans une première étape, de restituer le cortège végétal de Kerzine dans le temps en vérifiant notamment le peu de contraintes stratigraphiques obtenues jusqu'à présent sur ce site (3 dates).

De plus, afin de mieux contraindre l'évolution paysagère de Kerzine, nous avons tenté de corréliser le diagramme pollinique de Kerzine avec celui de la séquence de Guidel (à 20 km à l'ouest de Kerzine, Morbihan) dont la chronologie est très bien définie (11 dates sur 600 cm de séquence analysée). La comparaison entre les deux diagrammes montre de grandes similarités entre les deux sites (Figure 84). A partir de ces observations, nous suggérons ainsi d'attribuer un âge Néolithique aux palynozones KZ1a, Ib et Ic, toutes trois étant caractérisées par un pourcentage élevé de taxons arboréens quasi systématiquement supérieur à 70%

(Figure 84). La palynozone KZId, quant à elle, marquerait le début de l'Age du Bronze, conformément aux datations radiocarbone obtenues sur Kerzine qui suggèrent un âge d'environ 4,200 ans BP à 500cm de profondeur (Figure 84). La chute brutale de *Quercus*, également associée à une représentation significative des plantes rudérales, à la limite entre les palynozones KZId et KZIIe pourrait être synchronique de l'Age du Bronze moyen. Puis, la limite KZIIe - KZIIa pourrait être attribuée à la transition Age du Bronze (arbres avoisinant les 60-70%) - Age du Fer, ce dernier étant marqué à Guidel comme à Kerzine par une nouvelle chute des arbres (pourcentages voisins de 50% sur les 2 sites, Figure 84). La fin de l'Age du Fer est caractérisée par la dernière chute drastique des taxons arboréens à Guidel (début de l'époque Gallo-romaine ; 2,000 ans BP) comme à Kerzine (limite entre les palynozones KZIIc et KZIIa). Enfin, le top de la séquence (KZIII) est marqué par des pourcentages arboréens inférieurs à 10% et par le développement massif des cultures au Moyen Age. A Kerzine, cet enregistrement des cultures est notamment observé dans la palynozone KZIIIb par une forte sur-représentativité des Cannabaceae (> 60%).

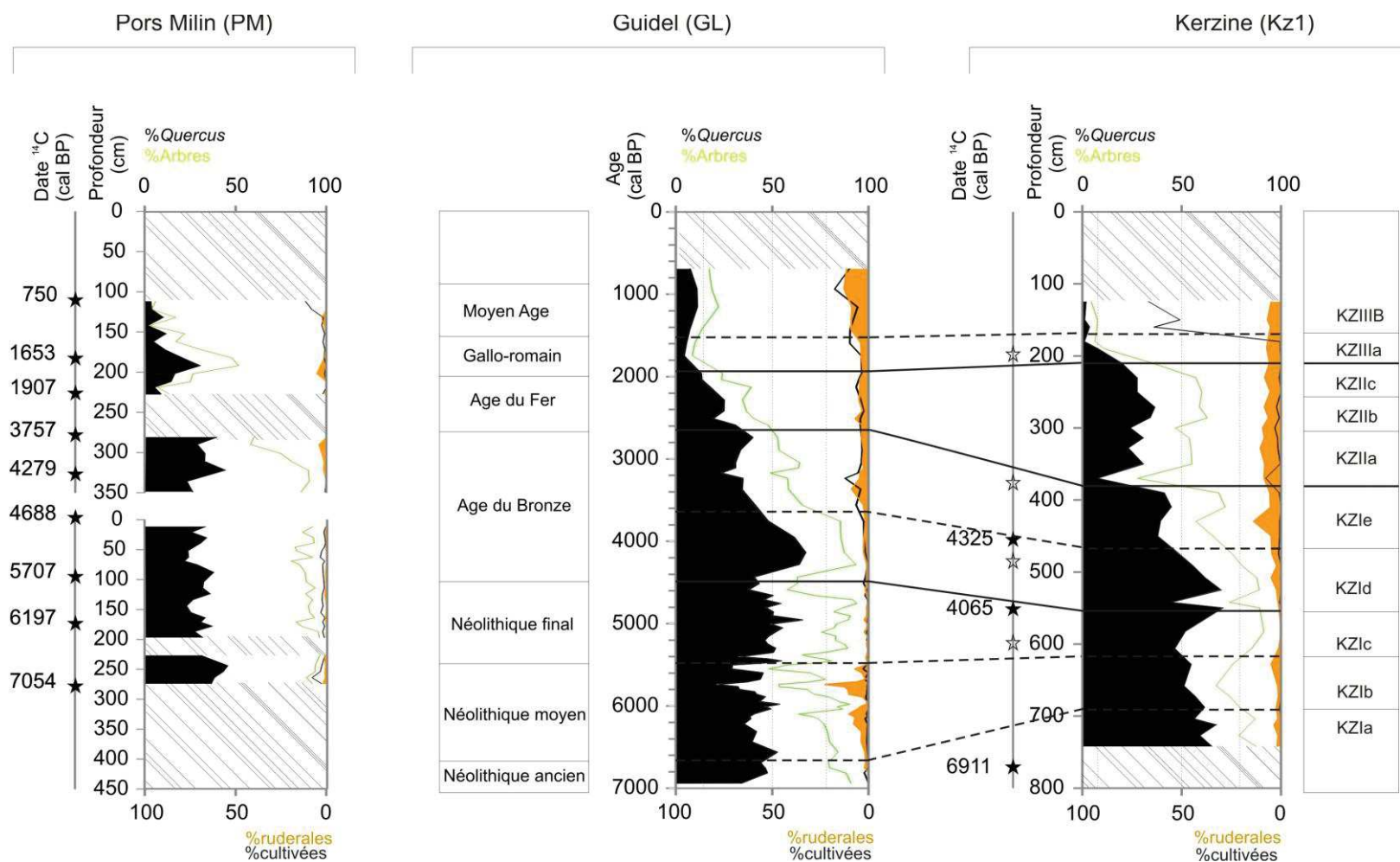


Figure 84. Corrélations stratigraphiques établies entre la séquence de Kerzine et Guidel (sites Morbihan). Comparaison avec les données palynologiques obtenues pour les côtes nord bretonnes (Pors Milin ; Fernane et al., sous presse). Les étoiles noires sont les dates obtenues et les étoiles blanches sont les dates en cours d'analyse.

• IDENTIFICATION DES EVENEMENTS TEMPETUEUX MAJEURS

Les résultats palynologiques (pollen et dinokystes), micro-paléontologiques (foraminifères benthiques) et sédimentologiques (granulométrie) obtenus à Kerzine renseignent sur l'évolution des écosystèmes côtiers en lien avec la variabilité climatique et l'impact de l'Homme ; ce dernier étant identifié dans la région et dans nos enregistrements polliniques depuis le Néolithique. Il faudra donc pouvoir déconvoluer de nos signaux environnementaux la part respective de ces forçages à partir de marqueurs spécifiques.

De manière générale, de la base vers le sommet de la séquence, on observe une baisse progressive des pourcentages d'arbres, synchrone d'une augmentation des plantes herbacées incluant notamment un pourcentage important de taxons anthropiques au sommet de la séquence. Les résultats pollen permettent également de caractériser le milieu de dépôt, qui consistait probablement en un milieu schorre, d'après les pourcentages élevés et constants de *Chenopodiaceae* (Figure 85). L'influence marine est appuyée par la présence de dinokystes (algues phytoplanctoniques dont la productivité est forte en domaine néritique externe) et par les assemblages de foraminifères benthiques. Ces derniers sont dominés tout le long de la séquence par les espèces agglutinées *Trochammina inflata* et *Jadammina macrescens*, caractéristiques de milieu haut schorre (Rossi et al., 2011 ; Stephan et al., 2013, Delaine et al, *in press*), confortant ainsi les données palynologiques. Toutefois, quelques passées sédimentaires sableuses (granulométrie > 63µm) sont dominées par des foraminifères calcaires, signant alors une influence marine marquée sur notre site d'étude (Scott et al., 2001) (bandes vertes, Figure 85). Il est alors possible d'envisager de raccorder ces intervalles particuliers à des intrusions liées à des réorganisations paléogéographiques telles que des ruptures de cordon littoral ou bien des débordements de tempêtes liées aux événements météo-marins extrêmes. Sur la base de ces marqueurs granulométriques (sables) et micropaléontologiques (foraminifères calcaires), ce serait au Néolithique final, entre 585 et 550 cm environ, que les premières intrusions marines significatives seraient enregistrées sur le site côtier de Kerzine avec notamment la présence de pourcentages élevés du taxon *Haynesina germanica*. Les 3 phases d'intrusions marines suivantes enregistrées sur la deuxième partie de l'Age du Bronze et le début de l'Age du Fer (458, 410 et 370 cm), sont marquées par des pourcentages élevés de taxons inféodés aux chenaux intertidaux (*Haynesina germanica* et *Elphidium* spp) ainsi que par une représentativité significative d'espèces infralittorales (Figure 85). Enfin, la dernière intrusion marine (Age du Fer, autour de 340-320 cm) est marquée par

deux pics successifs de sables ainsi que des augmentations du taxon *Haynesina germanica*, en pourcentages toutefois moindres que ceux observés lors des intrusions marines précédentes (Figure 85). La dominance de l'espèce saumâtre *Haynesina germanica* (Murray, 2006), qui prospère dans les chenaux intertidaux soumis à une influence fluviatile (Stephan et al., *in press* ; Delaine et al., sous presse), traduit très probablement l'établissement épisodique de conditions saumâtres accompagnées d'un plus fort apport d'eaux douces. A Kerzine, nous suggérons ainsi que ces intervalles d'intrusions marines pourraient correspondre à des périodes climatiques enregistrant de fortes tempêtes et donc occasionnant potentiellement des ruptures de cordon littoral ou des événements de type « *washover fan* ». Enfin, notons que d'un point de vue écologique, il est possible qu'un écosystème soit caractérisé par une grande richesse spécifique mais qu'une espèce domine les autres en termes de nombre d'individus. Ici, ce n'est pas le cas, les intervalles les plus riches en nombre d'espèces de foraminifères calcaires correspondent aux périodes à faible dominance et relativement bien équi-réparties (Figure 81). Cette observation est importante notamment entre 600 et 350 cm où les pics de sables sont enregistrés. En effet, un écosystème très diversifié biologiquement résistera mieux aux changements environnementaux. Ainsi, la présence de taxons calcaires associés à une grande richesse spécifique et à une bonne équi-répartition, atteste d'un habitat faunistique diversifié durant ces périodes de tempêtes répétées.

• LES FORCAGES INITIATEURS DE CES EVENEMENTS EXTREMES

A Kerzine les deux périodes à fortes récurrences marines enregistrées, sont centrées sur le Néolithique final et l'Age du Bronze final-début de l'Age du Fer (Figure 85). Ces résultats sont en accord avec de nombreuses études réalisées dans la région (Sorrel et al., 2012 ; Goslin et al., 2013 ; Van-Vliet Lanoë et al., 2014a, 2014b ; Fernane et al., sous presse). Ainsi, ces intrusions marines à Kerzine peuvent être rapprochées des événements de tempêtes majeurs inventoriés en Europe du Nord (Bretagne incluse) (Clarke et Rendell, 2009; Sorrel et al., 2012 ; Van Vliet-Lanoë et al., 2014b ; Fernane et al., sous presse) et en Méditerranée (Sabatier et al., 2012), eux-mêmes en partie liés aux événements climatiques froids enregistrés dans l'Atlantique Nord durant l'Holocène (Bond et al., 1997, 2001 ; Mayewski et al., 2004 ; Wanner et al., 2008, 2011). Il est intéressant de noter qu'aucun hiatus n'est enregistré à Kerzine contrairement à Pors Milin où une discontinuité majeure existe entre 1,900 et 3,700 ans cal BP (Fernane et al., sous presse). Ici, les foraminifères benthiques couplés aux données

dinokystes et aux analyses granulométriques nous permettent de détecter les événements tempétueux en continu et de valider cette plus forte récurrence d'épisodes extrêmes notamment centrés autour de l'Age du Bronze.

La fréquence et la trajectoire des tempêtes dans l'Atlantique Nord sont classiquement attribuées à la position des vents d'Ouest ou « westerlies » (Hurrell, 1995). Ces derniers dépendent, quant à eux, de la position des gyres océaniques Atlantique subpolaire et subtropicale (Morley et al., 2014 ; Copard et al., 2012 ; Raible et al., 2007). Ainsi, selon Sorrel et al. (2012), les événements de tempêtes qui ont marqué la seconde moitié de l'Holocène sur le Nord de l'Europe coïncideraient avec la contraction de la gyre subpolaire vers l'Ouest et le déplacement des westerlies vers le Sud. Cette configuration océanique serait régie par la force du gradient thermique entre les hautes et basses latitudes (Van Vliet-Lanoë et al., 2014b ; Morley et al., 2014 ; Raible et al., 2007), qui se trouve renforcé lors des événements de tempêtes majeures. Néanmoins, ces périodes de tempêtes sont caractéristiques de périodes de NAO positive dans un contexte de NAO décennale négative (« *jet stream* » oscillant) selon deux contextes: 1) un contexte d'AMO élevée et donc d'une gyre subtropicale chaude (tempêtes pluvieuses de la période romaine ou de l'an Mil), ou bien 2) de refroidissement marqué (tempêtes sèches vers 600 AD ou du Petit Age Glaciaire) liée à une NAO très négative en relation avec des minima d'activité solaire et d'une gyre subpolaire délocalisée vers le sud (Van Vliet-Lanoë et al., 2014b , Van Vliet-Lanoë et al., sous presse).

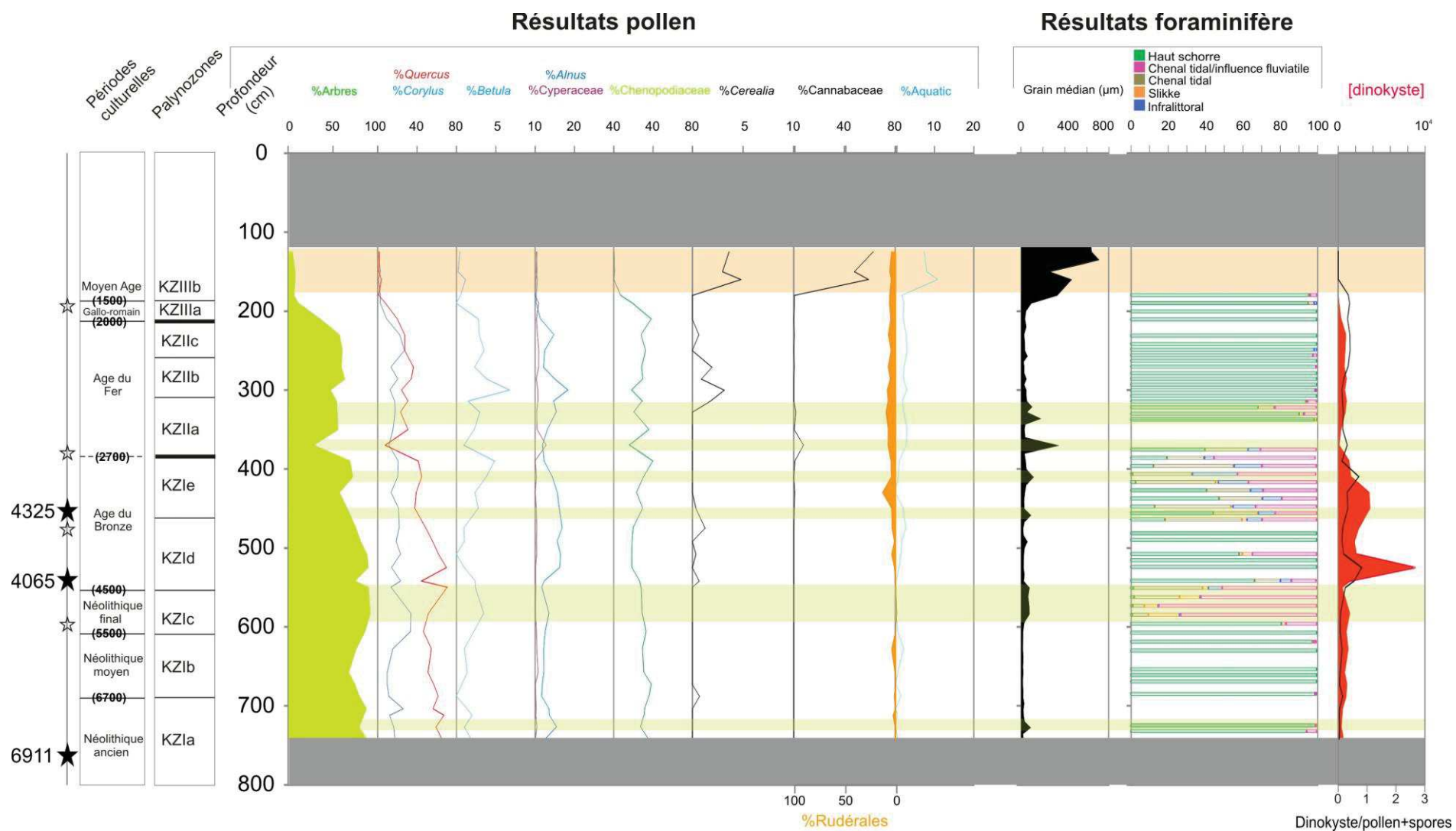


Figure 85. Principaux résultats obtenus à Kerzine. Les bandes vertes soulignent les passées détritiques supérieures à 63 µm et correspondent aux évènements d'intrusions marines (débordements de tempêtes). La bande orange souligne ici le maximum d'anthropisation.

• IMPACTS DES EVENEMENTS EXTREMES SUR LA VEGETATION

Les variations climatiques Holocène, contrôlées par des réorganisations océanique et atmosphérique, ont été très peu étudiées en milieu côtier, en raison de leurs faibles amplitudes et de la signature environnementale des écosystèmes côtiers sans cesse différente face à un forçage donné (Pélachs et al., 2011). Cependant, il est reconnu que les tempêtes impactent fortement la végétation en milieu côtier (Pisarics et al., 2013) et que, sur la période Holocène, cet impact est d'autant plus exacerbé que le niveau marin est élevé (Nicholls et Cazenave., 2010). Ainsi, l'impact des tempêtes majeures sur la végétation a notamment été mis en évidence à Pors Milin par des baisses du taxon thermophile *Quercus* synchrones avec des augmentations du taxon héliophile *Corylus* (Fernane et al., sous presse). Cette même tendance a été illustrée en Loire Atlantique (Joly et Visset, 2009), reflétant très probablement l'établissement de conditions froides à l'échelle pluri-centennale. A Kerzine, les événements majeurs de tempêtes enregistrés semblent également avoir eu des répercussions sur des baisses de pourcentages de *Quercus*, ici associées à des augmentations du taxon *Betula* (Figure 85). *Corylus* et *Betula*, sont deux taxons pionniers et héliophiles, et leurs présences sur un site dépend de plusieurs facteurs mais aussi de la combinaison de ceux-ci (les conditions édaphiques, humidité, niveau de la nappe phréatique etc). A Kerzine, la proximité et l'influence marine enregistrées sur le site, suggère la présence d'une nappe phréatique plus haute qui aurait, de ce fait, privilégié l'établissement de *Betula*, taxon dont les tolérances à l'humidité sont plus larges que celles de *Corylus*, notamment en raison de son enracinement horizontal et de son caractère mycorhizé.

La forêt ripisylve semble aussi répondre aux intrusions marines par des baisses importantes des pourcentages d'*Alnus* (Figure 85). En milieu côtier les variations de la forêt ripisylve sont souvent attribuées aux fluctuations du niveau marin, et à la variation en puissance des nappes phréatiques superposées (Brown, 1988 ; Bennet et Birks, 1990 ; Sanchez Goni, 1996). Ces auteurs ont souvent corrélé l'expansion de la forêt ripisylve avec des événements de régression marine et à une progradation du prisme d'eau douce permettant son développement (Sanchez-Goni, 1996). Au vu de l'échelle de temps considérée à Kerzine, l'influence de la remontée du niveau marin ne peut être mise en cause pour expliquer les variations de la forêt ripisylve. En Bretagne le niveau marin a augmenté de façon progressive sans pulse ni phase de régression au cours des derniers 6,000 ans BP (Goslin, 2014). Par conséquent, l'influence marine suggérée par le croisement des données phytoplanctoniques

(dinokystes), micropaléontologiques (foraminifères benthiques) et granulométriques, correspondrait beaucoup plus probablement à une plus forte récurrence de tempêtes avec débordement ou rupture de cordon, tel que discuté précédemment, en contexte de remontée continue du niveau marin sur l'Holocène.

• ANTHROPISATION ET OCCUPATION DES TERRITOIRES

A Kerzine, les prémices d'une activité agropastorale semblent apparaître très tôt, à partir du Néolithique, avec une légère augmentation des rudérales et quelques occurrences de céréales, notées autour du Néolithique moyen (Figure 85). Puis, au Néolithique final, les rudérales et céréales disparaissent complètement, pour ne reprendre qu'à la transition avec l'Age du Bronze (Figure 85). A la fin de l'Age du Bronze et au début de l'Age du Fer, l'activité agricole s'estompe à nouveau dans nos enregistrements polliniques. Toutefois, les baisses des pourcentages de la forêt arboréenne et de la forêt ripisylve (notées vers 420 cm) témoignent d'une forte activité pastorale dans le secteur à cette époque. Enfin, le signal majeur d'anthropisation à Kerzine est enregistré à partir de l'époque Gallo-romaine avec une augmentation drastique des rudérales autour de 2,000 ans cal BP, associée à une déforestation massive (transition entre 25% et moins de 5% de représentativité des taxons arboréens ; Figure 85). C'est au Moyen Age que les cultures se développent intensivement à Kerzine, avec des taux de Cannabaceae proches de 60 %, taux atypiques dans le secteur si l'on considère l'augmentation des plantes cultivées à Guidel qui ne montrent pas un tel signal (Figure 85).

A Kerzine, l'anthropisation enregistrée depuis le Néolithique moyen, n'a pas progressé de façon continue mais semble avoir connu des phases de régressions, enregistrées au Néolithique final puis à l'Age du Bronze (Figure 85). Il est intéressant de relever que la même évolution se dessine à Guidel (Figure 84). Au niveau des côtes sud bretonnes, les archéologues discutent la présence de sites et monuments funéraires depuis le Néolithique et démontrent une occupation variable du territoire avec notamment un déplacement des hommes depuis les côtes jusqu'à l'intérieur des terres au Néolithique moyen (Gouezin, 1994 ; 2007). A Guidel, nous avons ainsi attribué ces chutes de marqueurs polliniques d'anthropisation à des flux migratoires, en lien probablement avec des événements climatiques extrêmes et notamment aux tempêtes majeures (Fernane et al., soumis). Le

croisement des résultats polliniques obtenus à Guidel et Kerzine permet ainsi d'étayer cette hypothèse. En effet, à Kerzine, les intervalles caractérisés par des baisses de marqueurs d'anthropisation coïncident avec des phases d'intrusions marines telles que détectées par le recoupement d'informations foraminifères benthiques calcaires algues phytoplanctoniques marines (dinokystes) granulométrie sableuse (Figure 85). Des arguments supplémentaires associés à un enregistrement sédimentaire plus fin des mécanismes de forçage climatique à Kerzine nous permettent ainsi de confirmer que les retraits de populations enregistrés autour du Néolithique final et de l'Age du Bronze dans le Morbihan sont probablement en lien direct avec les évènements climatiques de tempêtes. Par ailleurs, à Pors Milin, un hiatus causé par la période de tempêtes centrées sur l'Age du Bronze (3,700-1,900 ans cal BP), suggère un synchronisme des tempêtes majeures à l'échelle de l'ensemble des côtes bretonnes Nord et Sud (Van Vliet-Lanoë et al., 2014b), mais aussi un enregistrement différentiel des tempêtes dans les archives sédimentaires d'un secteur à un autre, en fonction de l'orientation et l'exposition du site étudié aux houles et vents d'Ouest, *i.e* tempêtes. L'impact de ces dernières sur la géomorphologie de la côte, par la création de brèches dans les cordons littoraux et d'un déplacement des chenaux de marée (Goslin, 2014), a probablement poussé les groupes humains à se réfugier et à conquérir d'autres territoires plus stables et surtout protégés.

A partir de l'ensemble des données paléoenvironnementales obtenues et d'une synthèse en cours des données archéologiques inventoriés sur le territoire français, nous avons représenté plusieurs scénarii synoptiques qui mettent en parallèle : végétation - tempêtes - niveau marin - niveau d'occupation par les hommes.

IV.3.6 CONCLUSION

L'analyse multiproxies (pollen, phytoplancton organique, foraminifères benthiques et sédimentologie) réalisée à Kerzine sur les derniers 7,000 ans BP a permis : (i) d'étudier la dynamique paysagère depuis le Néolithique dans le Sud Morbihan en étoffant la base de données paléoenvironnementales pour le secteur Sud Bretagne et (ii) de re-situer Kerzine dans un contexte régional (côtes nord et sud bretonnes) et plus global (Atlantique Nord) en tentant de déconvoluer la part respective des forçages climatiques et anthropiques dans les signaux environnementaux. La complémentarité des bio-indicateurs fossiles utilisés dans le présent travail a ainsi permis de dresser une évolution du paysage pour la seconde moitié de l'Holocène à Kerzine, et de comparer les signaux polliniques à ceux enregistrés pour les sites de Guidel (Morbihan) et Pors Milin (Nord Finistère). Nous avons pu nous interroger sur la dynamique complexe régionale grâce au recoupement de signaux obtenus dans des secteurs géographiques distincts (Nord Bretagne pour Pors Milin, et Sud Bretagne pour Guidel et Kerzine) ainsi que dans des conditions environnementales différentes (milieu continental tourbeux à Pors Milin et Guidel, milieu d'interface de type schorre à Kerzine). Alors que les deux sites côtiers de Kerzine et Guidel montrent un signal d'anthropisation précoce dès le Néolithique moyen, en cohérence avec les résultats archéologiques obtenus dans le secteur (Marguerie, 2009), l'évolution de la végétation est différente à Pors Milin puisque les premiers indices d'anthropisation n'ont été enregistrés que beaucoup plus tard à partir de l'Age du Bronze (Fernane et al., sous press), en cohérence avec les études palynologiques précédemment conduites dans le Nord Bretagne (Morzadec-Kerfoun, 1974). Cette sélectivité spatiale des populations Néolithiques, qui est le résultat d'un ensemble de facteurs économiques, sociaux, et géographiques, était jusqu'ici très mal appréhendée en Bretagne. Les résultats obtenus à Kerzine ont permis d'apporter des éléments de réponse face à cette dynamique d'occupation des sols. Nous suggérons, à partir du croisement des résultats de Guidel, Kerzine et Pors Milin, que le climat est le facteur déterminant dans l'occupation des territoires en Bretagne depuis le Néolithique et notamment la récurrence et l'intensité des tempêtes. Les plus fortes passées tempétueuses de l'Age du Bronze sont notamment responsables d'une discontinuité dans l'enregistrement sédimentaire de Pors Milin (hiatus entre 3,700 et 1,900 ans cal BP) ainsi que de nombreuses intrusions marines dans le Sud Morbihan. Afin de pouvoir discuter l'impact des tempêtes sur la dynamique paysagère, il sera nécessaire de doubler la résolution des analyses polliniques.

CONCLUSION GENERALE

Le principal objectif de cette thèse était de reconstruire les dynamiques paléoenvironnementales Holocène littorales en région Bretagne en lien avec la variabilité climatique qui caractérise la seconde moitié de l'Holocène ainsi qu'en lien avec les pratiques agro-pastorales reconnues en Bretagne à partir du Néolithique ancien, dans un contexte d'élévation du niveau marin. Pour mener à bien ce travail, trois sites côtiers (Pors Milin, Guidel et Kerzine) ont été étudiés en raison d'un enregistrement temporel long, et surtout de contextes géomorphologique et archéologique différents et bien connus. Cette approche doit permettre d'étudier les disparités spatiales qui existent en région Bretagne et de tenter de discerner leurs origines probables (forçages climatiques et/ou anthropiques).

La complexité hydrologique qui caractérise les milieux côtiers nous a amené à employer une approche multiproxies, couplant sédimentologie et paléoécologie (pollen, foraminifères benthiques et Chironomidae) sur chacune des archives sédimentaires analysées. En ce qui concerne l'outil Chironomidae, il était primordial de définir auparavant l'écologie de certaines espèces actuelles en milieu estuarien breton afin de pouvoir décrypter la signature Chironomidae fossile dans nos archives holocènes. Tous les estuaires bretons sont fortement anthropisés et le plus souvent endigués en amont de l'influence du marnage. Nous avons donc, après plusieurs essais, mené une étude de distribution des capsules céphaliques de Chironomidae dans l'estuaire envasé de l'Aulne, hors influence directe des tempêtes. Cette analyse a permis de montrer qu'il existe bien un gradient amont-aval dans la distribution de la faune mais qu'il est encore difficile de l'attribuer à un paramètre particulier comme par exemple la salinité. Seulement deux espèces ont été relevées comme tolérantes aux fortes fluctuations de salinité. Le phénomène de dérive des capsules par les courants de marée ou de crue est un réel verrou pour une calibration quantitative puisqu'il empêche d'attribuer à chaque assemblage sub-fossile local des conditions écologiques bien précises. Ce problème d'advection est au cœur des débats en paléoécologie estuarienne; le seul moyen de contourner ce facteur limitant étant de mieux contraindre l'écologie de chacune des espèces de Chironomidae. Même si la mise en place d'un modèle de reconstruction quantitative de salinité n'a pas été envisagée ici, nos données acquises sur l'Aulne au cours de deux sorties différentes soulignent la ressemblance des assemblages et l'homogénéisation des capsules sub-fossiles à l'échelle de l'estuaire. Ces sorties permettent de dégager des traits cohérents par

section d'estuaire et notamment au cours de la sortie de septembre 2013. Les applications au Conquet et à Landévennec ont souligné la cohérence des reconstructions Chironomidae vis-à-vis des autres bio-indicateurs fossiles analysés sur ces mêmes séquences.

Cette première étape d'écologie actuelle ayant été traitée, nous avons envisagé d'appliquer l'outil Chironomidae à une séquence sédimentaire longue en Nord Finistère (Pors Milin) et également de reconstruire d'autres signaux fossiles (pollen à Pors Milin ; pollen et foraminifères benthiques à Guidel et Kerzine). Ainsi, la première séquence sédimentaire longue a permis de discuter la variabilité climatique et anthropique qui caractérise les derniers 7,000 ans BP à Pors Milin (Bretagne Ouest, Finistère) grâce au croisement des signaux polliniques (pollen et spores) et faunistiques (Chironomidae). Entre 7,000 et 3,500 ans cal BP, une forêt tempérée dense, composée de *Quercus* et de *Corylus*, dominait sur le bassin versant alors que, sur le site-même, une forêt ripisylve composée d'*Alnus* dominait le paysage. Sur cette période, des régressions récurrentes de faible amplitude de *Quercus* ont été observées. Ces observations ont également été rapportées en Vendée sur cet intervalle de temps et expliquées par l'impact de l'homme sur le paysage. A Pors Milin, l'absence totale de marqueurs d'anthropisation, de manière cohérente avec l'absence de témoins archéologiques attestant d'une présence humaine à cette période en Nord Finistère, exclut donc l'hypothèse d'un contrôle anthropique sur ces régressions récurrentes de *Quercus*. La confrontation de nos données avec les signaux climatiques suggère plutôt un impact des tempêtes sur la végétation et les Chironomidae. Ces périodes froides et humides contribueraient à baisser la représentativité de *Quercus* et par conséquent à augmenter celle du taxon pionnier héliophile *Corylus*. Ces observations sont également appuyées par les assemblages de Chironomidae, dominés pendant ces intervalles par des taxons lotiques. Ce n'est qu'à partir de l'Age du Bronze que les indices d'activité pastorale et de cultures sont enregistrés sur le site de Pors Milin. L'activité anthropique s'intensifie à partir de la période Gallo-romaine induisant notamment la mise en place de paysages ouverts et déboisés jusqu'à l'actuel.

L'analyse de deux carottes (une séquence continue de tourbe d'eau douce étudiée pour les pollens et une séquence sablo-silteuse étudiée pour les foraminifères benthiques) prélevées à Guidel a permis d'enregistrer les derniers 7,000 ans BP dans le Sud Bretagne (Morbihan) et de mettre en évidence les différences qui caractérisent l'évolution des paysages holocènes entre les côtes nord et sud bretonnes. A Guidel, comme à Pors Milin, la végétation était dominée par les taxons arboréens *Quercus* et *Corylus* sur l'ensemble du bassin-versant, alors que la plaine littorale marécageuse était encore dominée par *Alnus* au Néolithique. Cependant,

contrairement à Pors Milin, les indices d'anthropisation apparaissent dès le Néolithique moyen à Guidel. Cette anthropisation ne s'enregistre pas de façon continue en Bretagne méridionale mais s'interrompt au Néolithique final ainsi qu'au début de l'Age du Bronze. Ces observations corroborent le corpus archéologique local. Le croisement des données polliniques et foraminifères a permis d'avancer une hypothèse quant à la stratégie d'occupation du territoire depuis le Néolithique, tandis qu'aucune explication n'avait été fournie jusqu'à présent pour expliquer l'occupation et désertion de certains sites archéologiques sur ces périodes. Les événements de régressions agricoles pourraient ainsi être associés à des dégradations climatiques marquées dans la région Nord Atlantique par des périodes de tempêtes récurrentes qui auraient contraint les groupes humains à se retirer à l'intérieur des terres pour échapper aux inondations chroniques. Ce n'est qu'à partir de l'Age du Fer que l'activité agricole, en parallèle à des défrichements intensifs, s'installe de façon définitive et permanente sur le site.

L'analyse de la séquence sédimentaire lagunaire de nature silteuse prélevée à Kerzine (Bretagne Sud, Morbihan), située à 20 km de la ria de Guidel, a permis de confirmer les observations discutées à Guidel. La similarité des enregistrements polliniques entre les deux sites du Morbihan traduit une dynamique régionale cohérente de l'évolution des paysages. Par conséquent, malgré le manque de dates, la ressemblance entre les deux diagrammes polliniques de Guidel et de Kerzine a permis d'établir des corrélations stratigraphiques précises entre les palynozones et d'attribuer *de facto* une chronologie plus précise à la séquence de Kerzine. De plus, les données de foraminifères benthiques haute-résolution obtenues sur cette séquence permettent de discuter les événements de tempêtes. Ainsi, tout le long de l'enregistrement sédimentaire, des passées sableuses contenant des assemblages de foraminifères d'origine marine confortent leur attribution à l'activité de tempêtes (débordement, rupture de cordon). Ces périodes de tempêtes, centrées sur les deux périodes culturelles du Néolithique final ainsi que sur le début de l'Age du Bronze, coïncident avec celles enregistrées dans la région Bretagne par d'autres études mais aussi avec les événements enregistrés à Pors Milin et notamment un hiatus sédimentaire très important dans l'enregistrement sédimentaire centré autour de l'Age du Bronze. Ces périodes de tempêtes, d'ampleur régionale européenne, sont très bien conservées dans les archives sédimentaires et sont enregistrées de façon différente d'un site à un autre, en fonction très probablement de l'exposition aux houles et aux vents d'Ouest. D'un point de vue anthropique, le signal enregistré à Kerzine est comparable en tout point à celui de Guidel, confirmant le caractère

régional du signal, avec quelques petites variantes agricoles locales, notamment à l'Age du Fer.

Nous avons ainsi pu démontrer, grâce à une démarche multi-sites et multi-proxies, l'impact des tempêtes sur l'évolution des paysages côtiers (végétation et assemblages faunistiques) à l'échelle de l'Holocène ainsi que sur la stratégie d'occupation du territoire par l'Homme. Nous avons ainsi mis en évidence la migration des groupes humains depuis au moins le Néolithique ancien en fonction de la stabilité de la zone côtière.

PERSPECTIVES

La recherche menée dans le cadre de cette thèse constitue une base solide pour la poursuite des études paléoenvironnementales en Bretagne, mais aussi plus régionalement à l'échelle de la façade Nord-Est Atlantique ou encore à l'échelle du climat global et de ses différentes répercussions en fonction des sites considérés. D'autres études paléoenvironnementales menées à plus haute résolution permettraient d'affiner la discussion des forçages et notamment les forçages climatiques sous-jacents aux phénomènes de tempêtes récurrentes. Les questionnements concernant l'impact des périodes de tempêtes sur les écosystèmes côtiers ainsi que leur récurrence sont au cœur des débats scientifiques et sociétaux actuels. Le projet ANR COCORISCO, dans lequel s'insère cette thèse, en est l'exemple-type puisqu'il vise à mieux comprendre les phénomènes de tempêtes en région Bretagne en vue d'une meilleure gestion et d'un meilleur aménagement de la zone côtière.

Pour la suite des recherches, il serait intéressant de croiser davantage les données paléoenvironnementales / paléoclimatiques et les données archéologiques en vue de mieux comprendre les relations hommes-climat. Néanmoins, alors que le corpus archéologique est de mieux en mieux défini en Bretagne, les données paléoclimatiques très haute résolution restent peu nombreuses et constituent une vraie limite pour la compréhension des enregistrements paléoenvironnementaux régionaux. La péninsule bretonne constitue pourtant une zone clé pour l'étude du climat, en raison de son exposition sur la façade Atlantique, dans le secteur principal de circulation des tempêtes cycloniques pour l'Hémisphère Nord et d'arrivée d'une branche du *Gulf Stream*.

En définitive, pour une meilleure compréhension des changements environnementaux en Bretagne, il pourrait être envisagé de:

- Réaliser davantage d'études climatiques haute résolution à partir d'archives marines continues non perturbées (ex: Rade de Brest, thèse en cours de Clément Lambert démarrée en octobre 2014, Université de Brest ; Grande Vasière sur la plateforme armoricaine, thèse en cours d'Axelle Ganne, co-direction Rennes-Brest),

- Procéder à d'autres études paléoenvironnementales côtières dans le Nord Bretagne afin de confirmer les différences en termes d'anthropisation observées dans cette thèse selon un gradient Nord-Sud,

•Améliorer la qualité des données archéologiques en faisant des synthèses qui permettraient de pouvoir discriminer l'origine des variations rencontrées dans les enregistrements fossiles. Ce travail de tri et de synthèse des données est d'ailleurs en cours de réalisation dans le cadre de la thèse de Mélie Le Roy à l'Université de Bordeaux.

Concernant la distribution des Chironomidae en milieu estuarien, nos résultats pointent principalement la complexité de ces milieux, rendant difficile la compréhension du signal enregistré dans la thanatocénose. Ils pointent également le manque de données sur la taxonomie et l'écologie de cette faune dans ces milieux naturellement oligotrophes. A l'heure où le développement de nouveaux outils paléoécologiques pour l'étude des milieux côtiers est en plein essor (diatomées, foraminifères benthiques), les Chironomidae pourraient aussi constituer un outil puissant s'ils étaient calibrés à travers un suivi régulier des larves. Les Chironomidae sont souvent apparentés aux milieux d'eau douce, pourtant des espèces intertidales ou marines existent bel et bien en Bretagne et ailleurs, permettant de discuter de lien entre faunes spécifiques et conditions de salinité. Les milieux côtiers font souvent l'objet de projet de restauration « écologique », mais très peu de données existent sur des périodes larges. En cela, la paléoécologie permet de fournir un état de référence pour différents écosystèmes, selon leur degré d'anthropisation. Ces études fournissent des bases de données qui permettent aux communautés territoriales de définir un plan robuste pour la gestion et restauration des milieux, vers un état aussi proche possible d'un « climax » naturel.

Nous ne saurions donc qu'encourager le développement et la multiplication de larges programmes pluridisciplinaires visant à documenter sur un temps long, l'histoire passée des écosystèmes littoraux.

BIBLIOGRAPHIE

- Alley, R.B., Agustsdottir, A.M., 2005. The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* 24, 1123–1149.
- Andrieu, V., Fieid, M.H., Ponel, P., Guiot, J., Guenet, P., de Beaulieu, J.L., Morzadec-Kerfoun, M.T., 1997. Middle Pleistocene temperate deposits at Dingé, Ille-et-Vilaine, northwest France: pollen, plant and insect macrofossil analysis. *Journal of Quaternary Science* 12, 309-331.
- Armynot du Châtelet, E., Debenay, J.P., 2010. Anthropogenic impact on the western French coast as revealed by foraminifera: a review. *Review Micropaleontologie* 53, 129-137.
- Arrias, P., 1999. The Origins of the Neolithic Along the Atlantic Coast of Continental Europe: A Survey. *Journal of World Prehistory* 13, 403-464.
- Aurousseau, P., 2001. Les flux d'azote et de phosphore provenant des bassins versants de la rade de Brest. Comparaison avec la Bretagne. *Oceanis* 27, 137-162.
- Baeteman, C., Waller, M., Kiden, P., 2008. Reconstructing middle to late Holocene sea-level change: A methodological review with particular reference to 'A new Holocene sea-level curve for the southern North Sea' presented. *Borea* 40, 557-572.
- Bailloud, G., Boujot, C., Cassen, S., Le Roux, C.T., 1995. Carnac, les premières architectures de pierre. Collection Patrimoine au présent, CNRS Editions. 126 pp.
- Ballèvre, M., Bosse, V., Dabard, M.P., Ducassou, C., Fourcade, S., Paquette, J.L., Peucat, J.J., Pitra, P., 2013. Histoire géologique du Massif armoricain : actualité de la recherche. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne* 11, 5-96.
- Baltzer, A., Walter-Simonnet, A.V., Mokeddem, Z., Tessier, B., Goubert, E., Cassen, S., Difo, A., 2014. Climatically-driven impacts on sedimentation processes in the Bay of Quiberon (south Brittany, France). *The Holocene* 24, 679–688.
- Barber, D.C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, J. T., Kerwin, M. W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M. D., Gagnon, J.M., 1999. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature* 400, 344–348.
- Barbier, D., Visset, L., 1997. Logn, a peat bog of European ecological interest in the Massif Armorican, western France: bog development, vegetation and land-use history. *Vegetation History Archaeobotany* 6, 69-77.
- Barthelmes, A., Gerloff, D., Klerk, P., Joosten, H., 2010. Short-Term Vegetation Dynamics of *Alnus* Dominated Peatlands: a High Resolution Palaeoecological Case Study from Western Pomerania (NE Germany). *Folia Geobotanica* 45, 279–302.

- Bassoulet, P., 1979. Etude de la dynamique des sédiments en suspension dans l'estuaire de l'Aulne (rade de Brest). Thèse doctorat, Université de Brest, 136 pp.
- Battarbee, R.W., Flower, R.J., 1984. The inwash of catchment diatoms as a source of error in sedimentbased reconstructions of pH in an acid lake. *Limnology and Oceanography* 29, 1325–1329.
- Behre, K.E., 1981. The interpretation of anthropogenic indicators in pollen diagrams. *Pollen et Spores* 23, 225–245.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* 10, 297–317.
- Berkelhammer, M.B., Sinha, A., Stott, L., Cheng, H., Pausata, F. S. R., Yoshimura, K., 2012. An abrupt shift in the Indian Monsoon 4000 years ago. *Geophysical Research Letters* 196.
- Bernard, J., 1995. Palynological studies of coastal peat bogs at la parée beach (vendée, France) indicate cyclic variations in the level of the atlantic ocean. *Quaternaire* 6, 159-165.
- Bertholon S., 2008. Enregistrement du signal eustatique sur les complexes littoraux de Porsmilin et Kerhornou : l'impact des tempêtes. Master Sc. de la Mer et du Littoral , IUEM-UBO. Encadrement, B. Van Vliet-Lanoë et C. Delacourt. , 50pp.
- Birks, H.J.B., 1995. Quantitative palaeoenvironmental reconstructions. In: *Statistical Modelling of Quaternary Science Data. Technical Guide 5* (Eds. Maddy D & Brew JS). Quaternary Research Association Cambridge, 161-254.
- Birks, H.J.B., 1998. Numerical tools in palaeolimnology - Progress, potentialities, and problems. *Journal of Paleolimnology* 20, 307–332.
- Birks, H.J.B., Line, J.M., Juggins, S., Stevenson, A.C., ter Braak, C.J.F., 1990. Diatoms and pH reconstruction. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series B-Biological Sciences* 327, 263-278.
- Blaauw, M., 2010. Methods and code for “classical” age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* 5, 512–518.
- Blanchard, A., 2012. Le Néolithique récent de l'Ouest de la France (IVe - IIIe millénaires avant J-C.) : productions et dynamiques culturelles. Thèse doctorat, université de Rennes I, 398 pp.
- Bohncke, S.J.P., Bos, J.A.A., Engels, S., Heiri, O., Kasse, C., 2008. Rapid climatic events as recorded in Middle Weichselian thermokarst lake sediments. *Quaternary Science Reviews* 27, 162–174.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G., 2001. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science*, 294, 2130–2136.

- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in the North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 294, 2130–2136.
- Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J.P., 1998. Relative uplift measured using river incisions: the case of the Armorican basement (France). *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences, Paris* 327, 245- 251.
- Brisset, E., Miramont, C., Guiter, F., Anthony, E.J., Tachikawa, K., Poulenard, J., Arnaud, F., Delhon, C., Meunier, J.M., Bard, E., Suméra, F., 2013. Non-reversible geosystem destabilisation at 4200 cal. BP: Sedimentological, geochemical and botanical markers of soil erosion recorded in a Mediterranean alpine lake. *The Holocene* 24, 1-12
- Brodersen, K.P., Anderson, N.J., 2000. Subfossil insect remains (Chironomidae) and lake water temperature inference in the Sisimiut – Sønder Strømfjord region, southern West Greenland. *Geology of Greenland Survey Bulletin* 186, 78–82.
- Brooks, S.J., Bennion, H., Birks, H.J.B., 2001. Tracing lake trophic history with a chironomid-total phosphorus inference model. *Freshwater Biology* 46, 513–533.
- Brooks, S.J., Birks, H.J.B., 2000. Chironomid-inferred late-glacial air temperatures at Whitrig Bog, southeast Scotland. *Journal of Quaternary Science* 15, 759–764.
- Brooks, S.J., Langdon, P.G., Heiri, O., 2007. The Identification and Use of Palaeartic Chironomidae Larvae in Palaeoecology. *Quaternary Research Association Technical Guide* 10.
- Brown, A.G., 1988. The palaeoecology of *Alnus* (alder) and the Postglacial history of floodplain vegetation. Pollen percentage and influx data from the West Midlands, United Kingdom. *New Phytologist* 110, 425-436.
- Brown, A.G., 2002. Learning from the past: palaeohydrology and palaeoecology. *Freshwater Biology* 47, 218-829.
- Cain, S.A., 1939. Pollen analysis as a paleo-ecological research method. *The Botanical Review* 12, 627-654.
- Cartier, V., Claret, C., Garnier, R., Franquet, E., 2011. How salinity affects life cycle of a brackish water species, *Chironomus salinarius* KIEFFER (Diptera:Chironomidae). *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 405, 93–98
- Chabaud, L., Sánchez Goñi, M.F., Desprat, S., Desprat, S., Rossignol, L., 2014. Land– sea climatic variability in the eastern North Atlantic subtropical region over the last 14,200 years: Atmospheric and oceanic processes at different timescales. *The Holocene* 24, 787–797.
- Chantraine, J., Egal, E., Thièblemont, D., Le Goff, E., Guerrot, C., Ballèvre, M., Guennoc, P., 2001. The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France): a segment of North Atlantic Panafrikan belt. *Tectonophysics* 331, 1-18.

- Chapon, G., 1996. Quelle gestion pour une zone humide arrière dunaire ? L'exemple du Grand Loc'h à Guidel (Morbihan). Mémoire de MST « Aménagement et mise en valeur des régions ». Université de Rennes 1, 34 pp.
- Chen, F., 2009. Holocene climate variability in arid Asia: Nature and mechanisms. *Quaternary International* 194, 1–5
- Clair, T., Paterson, C.G., 1976. Effect of a salt water intrusion on a freshwater Chironomidae community: a palaeolimnological study. *Hydrobiologia* 48, 131–135.
- Clarke, G.K.C., Leverington, D.W., Teller, J.T., and Dyke, A.S., 2004. Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event. *Quaternary Science Reviews* 23, 389–407.
- Clausen, H.B., Siggaard-Andersen, M.L., Johnsen, S.J., Larsen, L.B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Rothlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M.E., Ruth, U., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research* 111, D06102.
- Colbo, M. H., 1996. Chironomidae from marine coastal environments near St. John's, Newfoundland, Canada. – *Hydrobiologia* 318, 117–122.
- Colema, J.S.M., Budikova, D., 2013. Summer streamflow during extreme phases of the North Atlantic oscillation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118, 4181–4193
- Collins, E.S., 1996. Marsh-estuarine benthic foraminiferal distributions and Holocene sea-level reconstructions along the South Carolina coastline. Ph.D. Thesis, Dalhousie University, Halifax, Canada, 240 pp., unpublished.
- Collins, E.S., Scott, D.B., Gayes, P.T., 1999. Hurricane records on the south Carolina coast: can they be detected in the sediment record?. *Quaternary International*. 56, 15-26.
- Copard, K., Colin, C., Henderson, G.M., Scholten, J., Douville, E., Sicre, M.A., Fank, N., 2012. Late Holocene intermediate water variability in the northeastern Atlantic as recorded by deep-sea corals. *Earth and Planetary Science Letters* 313, 34–44.
- Cranston, P.S., 1995. Introduction. The Chironomidae. Biology and ecology of non-biting midges. Armitage, P.D., Cranston, P.S., Pinder, L.C.V., London, Chapman and Hall, 1-7
- Cranston, P.S., 2007. The Chironomidae larvae associated with the tsunami-impacted waterbodies of the coastal plain of the southwestern Thailand. *The raffles bulletin of zoology* 55, 231-244.
- Cranston, P.S., Dimitriatis, S., 2005. *Semiocladius* Sublette and Wirth: taxonomy and ecology of an estuarine midge (Diptera: Chironomidae: Orthoclaadiinae). *Australian Journal of Entomology* 44, 252-256.
- Cranston, P.S., Oliver, D.R., Saether, O.A., 1983. The larvae of Orthoclaadiinae (Diptera: Chironomidae) of the Holarctic region. *Entomologica Scandinavica Supplement* 19, 149-291.

- Cyprien, A.L., 2002. Chronologie de l'interaction de l'homme et du milieu dans l'espace central et aval de la Loire (Ouest de la France). Thèse doctorat, Université de Nantes, Tome I, 183 pp ; Tome II, 75 pp.
- Czamanski, M., 2008. Transformation estuariennes du silicium, à l'interface eau-sédiment, dans les estuaires Aulne et Elorn. Rapport master 2, université de Brest 37pp.
- 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 of the United States of America*.
- Daire, M.Y., Marguerie, D., Fily, M., Baudry, A., Quesnel, L., Arbousse-Bastide, T., 2011. Le plateau littoral du Bas-Léon (nord Finistère, Bretagne) au Ier millénaire avant notre ère : perspectives pour une lecture croisée sur les dynamiques du peuplement et du paysage. *Noréis* 220, 95–119.
- David, R., 2014. Modélisation de la végétation holocène du Nord-Ouest de la France : Reconstruction de la chronologie et de l'évolution du couvert végétal du Bassin parisien et du Massif armoricain. Thèse doctorat, université de Rennes I, 284 pp.
- Davies, A.J., Johnson, M.P., 2006. "Coastline configuration disrupts large-scale climatic forcing, leading to divergent temporal trends in wave exposure" *Estuarine and Coastal Shelf Science* 69 (3-4): 643-648.
- Davis, B.A.S., Brewer, S., Stevenson, A.C., Guiot, J., Data Contributors., 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews* 22, 1701–1716.
- De Beaulieu, J.L., Andrieu, V., Ponel, P., Reille, M., Lowe, J.J., 1994. The Weichselian Late-glacial in southwestern Europe (Iberian Peninsula, Pyrénées, Massif Central, northern Apennines). *Journal of Quaternary Science* 9, 101-107.
- De Beaulieu, J.L., Reille, M., 1992. Long Pleistocene pollen sequences from the Velay Plateau (Massif Central, France). *Vegetation History Archaeobotany* 1, 233-242
- Debenay, J.P., Tsakiridis, E., Soulard, R., Grosseil, H., 2001. Factors determining the distribution of foraminiferal assemblages in Port Joinville Harbor (Ile d'Yeu, France) the influence of pollution. *Marine micropaleontology* 43, 75-118.
- Debret, M., Bout-Roumazielles, V., Grousset, F., Desmet, M., McManus, J.F., Massei, N., Sebag, D., Petit, J.-R., Copard, Y., Trentesaux, A., 2007. The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North-Atlantic records. *Climates of the Past* 3, 569-575.
- Defer, J., Suc, J.P., 2003. *L'outil Palynologique*. Paris : APBG.
- Dehouck, A., 2006. Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère). Thèse Doctorat, université de Brest, 267 pp.

- Delaine, M., Armynot du Chatelet, E., Bout-Roumazelles, V., Goubert, E., Le Cadre, V., Recourt, P., Trentesaux, A., Arthuis, R., accepté. Multiproxy approach for Holocene paleoenvironmental reconstructions from microorganisms (testate amoebae and foraminifera) and sediment analyses: the infilling of the Loire Valley in Nantes (France). *The Holocene*.
- Delanoë, Y., 1988. Les grands traits de la structure et de l'évolution géodynamique des dépôts tertiaires du plateau continental sud-armoricain d'après les enregistrements de réflexion sismique. *Géologie de la France* 1, 79-89.
- Deser, C., Phillips, A.S., Alexander, M.A., 2010. Twentieth Century Tropical Sea Surface Temperature Trends Revisited. *Geophysics Research Letter* 37, L10701.
- Dickson, T., 2014. Assessing the Potential of Midges as Paleoecological Indicators. Thèse doctorat, Université de Colombie Britannique (Okanagan), 127 pp.
- Dickson, T.R., Bos, D.G., Pellatt, M.G., Walker, I.R., 2014. A midge-salinity transfer function for inferring sea level change and landscape evolution in the Hudson Bay Lowlands, Manitoba, Canada. *Journal of paleolimnology* 51, 325–341.
- Dimitriadis, S., Cranston, P.S. 2007a. From the mountains to the sea: assemblage structure and dynamics in Chironomidae (Insecta: Diptera) in the Clyde River estuarine gradient, New SouthWales, south-eastern Australia. *Australian Journal of Entomology* 46, 188–197.
- Durand, S., 1960. Le Tertiaire de Bretagne. Etude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. *Mémoire de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 389pp.
- Eggermont, H., Heiri, O., 2012. The chironomid-temperature relationship: expression in nature and palaeoenvironmental implications. *Biological reviews* 87, 430-456
- Eggermont, H., Kennedy, D., Hasiotis, S.T., Verschuren, D., Cohen, A., 2008. Distribution of living larval Chironomidae (Insecta: Diptera) along a depth transect at Kigoma Bay, Lake Tanganyika: implications for palaeoenvironmental reconstruction. *African Entomology* 16, 162–184.
- Enfield, D.B., Mestas-Nuñez, A.M., Trimble, P.J., 2001. The Atlantic multidecadal oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophysics Research Letter* 28, 2077-2080.
- Engels, S., Bohncke, S.J.P., Bos, J.A.A., Heiri, O., Vandenberghe, J., Wallinga, J., 2008. Environmental inferences and chironomid-based temperature reconstructions from fragmentary records of the Weichselian Early Glacial and Pleniglacial periods in the Niederlausitz area (eastern Germany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 260, 405–416.
- Estéoule-Choux, J., 1967. Contribution à l'étude des argiles du Massif Armoricaïn. Thèse doctorat, Université de Rennes, 319 p.

Fairbridge, R.W., 1961. Eustatic changes in sea level. *Physics and Chemistry of the Earth* 4, 99-185.

Fernane, A., Gandouin, E., Penaud, A., Van Vliet-Lanoë, B., Goslin, J., Vidal, M., Delacourt, C. sous presse. Coastal palaeoenvironmental record of the last 7 ka BP in NW France: sub-millenary climatic and anthropic Holocene signals. *The Holocene*.

Fleming, K., Johnston, P., DZwartz, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K., Chappell, J., 1998. Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. *Earth and Planetary Science Letters* 163, 327–342.

Fletcher, W.J., Debret, M., Sanchez Goñi, M.F.S., 2013. Mid-Holocene emergence of a low-frequency millennial oscillation in western Mediterranean climate: Implications for past dynamics of the North Atlantic atmospheric westerlies. *The Holocene* 23, 153–166.

Fletcher, W.J., Sánchez Goñi, M.F., Peyron, O., Dormoy, I., 2010. Abrupt climate changes of the last deglaciation detected in a western Mediterranean forest record. *Climate of the Past* 6, 245–264.

Fraisse, S., 2013. Structure de la communauté phytoplanctonique des fleuves côtiers en réponse aux contraintes hydrodynamiques : une approche basée sur les traits morpho-fonctionnels. Thèse doctorat, université de Rennes 1, 168pp.

Francis, D.R., 2001. A record of hypolimnetic oxygen conditions in a temperate multi-depression lake from chemical evidence and chironomid remains. *Journal of Paleolimnology* 25, 351-365.

Galaasen, E.V., Ninnemann, U.S., Irvani, N., Kleiven, H.K.F., Rosenthal, Y., Kissel, C., Hodell, D.A., 2014. Rapid Reductions in North Atlantic Deep Water During the Peak of the Last Interglacial Period. *Science* 343, 1129-1132.

Gandouin, E., Franquet, E., Van Vliet-Lanoë, B., 2005. Chironomids (Diptera) in river floodplains: their status and potential use for palaeoenvironmental reconstruction purposes. *Archiv für Hydrobiologie* 162, 511–534.

Gandouin, E., Maasri, A., Van Vliet-Lanoë, B., Franquet, E., 2006. Chironomid (Insecta: Diptera) Assemblages from a Gradient of Lotic and Lentic Waterbodies in River Floodplains of France: A Methodological Tool for Paleocological Applications. *Journal of Paleolimnology* 35, 149–166.

Gandouin, E., Ponel, P., 2010. Rivers. In Dodson, J., (ed), *Changing Climates, Earth Systems and Society*. Dordrecht: Springer Netherlands, 161–175.

Gandouin, E., Ponel, P., Andrieu-Ponel, V., Guiter, F., De Beaulieu, J.L., Djamali, M., Franquet, E., Van Vliet-Lanoë, B., Alvitrea, M., Meurisseb, M., Brocandelc, M., Brulhet, J., (2009.) 10,000 years of vegetation history of the Aa palaeoestuary, St-Omer Basin, northern France. *Review of Palaeobotany and Palynology* 156, 307–318.

- Gandouin, E., 2003. Enregistrement paléoclimatique de la transgression Holocène ; signature paléoenvironnementale des Chironomidae (Diptères) du bassin de Saint-Omer (France). Thèse Doctorat, université de Lille, 256 pp.
- Gaudin, L., 2004. Transformations spatio-temporelles de la végétation du nordouest de la France depuis la fin de la dernière glaciation. Reconstitutions paléo-paysagères. Thèse doctorat, université de Rennes I, 660 pp.
- Gaudin, L., Marguerie, D., Lanos, P., 2008. Correlation between spatial distribution of pollen data, archeological records and physical parameters from north-western France: a SIG and numerical approach. *Vegetation History Archaeobotany* 17, 585-595.
- Gebhardt, A., 1993. Micromorphological evidence of soil deterioration since the Mid Holocene in Brittany, France. *The Holocene* 3, 333-341.
- Gebhardt, A., Marguerie, D., 2006. Les sols, leur couvert végétal et leur utilisation au Néolithique. In Le Roux, C.-T. (dir.), *Monuments mégalithiques à Locmariaquer (Morbihan)*. Gallia Préhistoire, CNRS Editions, 13-23 pp.
- Gehrels, W. R., 1994. Determining relative sea-level change from salt-marsh foraminifera and plant zones on the coast of Maine, U.S.A. *Journal of Coastal Research* 10, 990–1009.
- Giesecke, T., Bjune, A.E., Chiverrell, R.C., Seppä, H., Ojala, A.E.K., Birks, H.J.B., 2008. Exploring Holocene continentality changes in Fennoscandia using present and past tree distributions. *Quaternary Science Reviews* 27, 1296–1308.
- Giot, P.R., Briard, J., Pape, L., 1995. *Protohistoire de la Bretagne*. Collection Histoire de la Bretagne. Éditions Ouest France Université, Rennes, 423 pp.
- Giot, P.R., Briard, L., Pape, L., 1981. *Protohistoire de la Bretagne*, université Ouest France, 444 pp.
- Giot, P.R., Monnier, J.L., 1972. Quelques sites du Quaternaire littoral de la Bretagne septentrionale. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire* 9, 83–100.
- Giovannacci, S., 2006. Les styles céramiques du Néolithique récent/final en Bretagne, état de la question, mémoire de DEA, Université de Paris I, Panthéon-Sorbonne, 58 p.
- Giraudeau, J., Grelaud, M., Solignac, S., Andrews, J.T., Moros, M., Jansen, E., 2010. Millennial-scale variability in Atlantic water advection to the Nordic Seas derived from Holocene coccolith concentration records. *Quaternary Science Reviews* 29, 1276–1287.
- Goldenberg, S.B., Landsea, C.W., Mestas-Nuñez, A.M., Gray, W.M., 2001. The recent increase in Atlantic hurricane activity: Causes and implications. *Science* 293, 474–479.
- González de la Aleja, E.L.R., 2008. Monuments néolithiques de la région de Lorient (Morbihan, Bretagne): à propos des modes d'organisation des territoires. *L'anthropologie* 112, 572–597.

- Goslin, J., 2014. Holocene relative sea-level reconstruction in the Finistère region (Brittany, France): regional dynamics, local responses. Thèse doctorat, université de Brest, 355 pp.
- Goslin, J., Van Vliet-Lanoë, B., Stéphan, P., Delacourt, C., Fernane, A., Gandouin, E., Hénaff, A., Penaud, A., Suanez, S., 2013. Holocene relative sea-level changes in western Brittany (France) between 7600 and 4000 cal. BP: Reconstitution from basal-peat deposits. *Géomorphologie* 4, 425–444.
- Gouezin, P., 1994. Les Mégalithes du Morbihan intérieur ; des landes de Lanvaux au nord du département. Collection Patrimoine Archéologique de la Bretagne. Institut Culturel de Bretagne-Laboratoire d'Anthropologie-Préhistoire de l'université Rennes I, 127 pp.
- Gouezin, P., 2007. Les Mégalithes du Morbihan littoral (au Sud des Landes de Lanvaux, de Guidel à Quiberon). Collection Patrimoine Archéologique de Bretagne, coédition I.C.B.-Ce.R.A.A., 135 pp.
- Gouveia, C., Trigo, R.M., DaCamara, C.C., Libonati, R., Pereira, J.M.C., 2008. The North Atlantic Oscillation and European vegetation dynamics. *International Journal of Climatology* 28, 1835–1847.
- Grégor, M., 2000. La néolithisation de l'ouest de la France : aires culturelles et transferts techniques dans l'industrie lithique. *Bulletin de la Société préhistorique française* 97, 377-403.
- Grudd, H., Briffa, K.R., Karlén, W., Bartholin, T.S., Jones, P.D., Kromer, B., 2002. A 7400-year tree-ring chronology in northern Swedish Lapland: natural climatic variability expressed on annual to millennial timescales. *The Holocene* 12, 657-665.
- Guilbault, J.P., Claguef, J.J., Lapointes, M., 1996. Foraminiferal evidence for the amount of coseismic subsidence during a late holocene earthquake on vancouver island, west coast of Canada. *Quaternary Science Reviews* 15, 913-937.
- Guilcher, A., Vallantin, P., Angarnd, J.P., Galloy, P., 1957. Les cordons littoraux de la Rade de Brest, *Cahiers Océanographiques* 1, 21-54.
- Guiot, J., 2011. Transfer functions. *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 14.
- Guiot, J., Pons, A., De Beaulieu, J.L., Reille, M., 1989. A 140000 year continental climate reconstruction from two European pollen records. *Nature* 338, 309-313.
- Hallégouët, B., Hénaff, A., 1993. Évolution du littoral septentrional du Pays bigouden entre Penhors et Pors-Poulhan. , In : Actes du colloque « Le Pays Bigouden à la croisée des chemins », *Revue Cap-Caval*, supplément 17, 263-271.
- Hallégouët, B., 1981. Les crêtes littorales dunifiées du Massif Armoricaïn : formation et évolution. *Géographie Physique et Quaternaire* 35, 205-218.
- Hallégouët, B., 1982. Les formations de remblaiement de la vallée de l'Elorn à Landerneau, Finistère. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire* 4, 167-178.

- Hallégouët, B., 1990. Les dépôts pléistocènes marins de la côte méridionale du Finistère. *Revue d'Archéologie*, supplément 2, 45-51.
- Hallégouët, B., 1994. Formation de la Rade de Brest, in : Corlaix J.P. (coord.), *Atlas permanent du littoral*, ED, Editmar, 22 p.
- Hallégouët, B., Bodéré, J.C., 1993. Un littoral fragilisé : le sud de la baie d'Audierne. In : *Actes du colloque « Le Pays Bigouden à la croisée des chemins »*. *Revue Cap-Caval*, supplément 17, 263-271.
- Hallégouët, B., Van Vliet Lanoë, B., 1986. Les oscillations climatiques entre 125000 ans et le maximum glaciaire, d'après l'étude des formations marines, dunaires et périglaciaires de la côte des Abers (Finistère). *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire* 23, 127-138.
- Heinrichs, M.L., Walker, I.R., 2006. Fossil midges and palaeosalinity: potential as indicators of hydrological balance and sea-level change. *Quaternary Science Reviews* 25, 1948-1965.
- Heinrichs, M.L., Walker, I.R., Mathewes, R.W., 2001. Chironomid-based paleosalinity records in southern British Columbia, Canada: a comparison of transfer functions. *Journal of Paleolimnology* 26, 147-159.
- Heiri, O., Lotter, A.F., 2003. 9000 years of chironomid assemblage dynamics in an Alpine lake: long-term trends, sensitivity to disturbance, and resilience of the fauna. *Journal of Paleolimnology* 30, 273-289.
- Hofman, W., 1986. Chironomid analysis. *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*. B.E Berglung (ed), Chichester, Wile and Sons Ltd, 715-727.
- Hofman, W., 1998. Cladocerans and chironomids as indicators of lake level changes in north temperate lakes. *Journal of Paleolimnology* 19, 55-62.
- Hofman, W., Winn, K., 2000. The Littorina transgression in the western Baltic Sea as indicated by subfossil Chironomidae (Diptera) and Cladocera (Crustacea). *International Review of Hydrobiology* 85, 267-291.
- Horton, B. P., Edwards, R.J., Lloyd, J.M., 2000. Implications of a microfossil-based transfer function in Holocene sea-level studies. In: *Holocene Land-Ocean Interaction and Environmental Change Around the North Sea* (eds. Shennan, I., Andrews, J.). Geological Society, London 166, 41-54.
- Horton, B.P., Edwards, R.J., 2005. The application of local and regional transfer functions to the reconstruction of Holocene sea levels, north Norfolk, England. *The Holocene* 15, 216-228.
- Huet, P., Roussel, P., Martin, X, Bourget B., Varret J., Guellec, J., Monadier, P., Sauzey P., Teyssier A., 2001. Rapport sur la Mission d'expertise sur les crues de Décembre 2000 et Janvier 2001 en Bretagne. Paris, Le 19 Juin 2001, 144 Pages.

- Huntley, B., 1993. Rapid early-Holocene migration and high abundance of hazel (*Corylus avellana* L.): alternative hypotheses. In *Climate Change and Human Impact on the Landscape*, Chambers FM (ed.). Chapman & Hall: London, 205–215.
- Hurrell, J.W., 1995. Decadal trends in the north Atlantic oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science* 269, 676–679.
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M., 2003. *The North Atlantic Oscillation Climatic Significance and Environmental Impact*. Geophysical Monograph 134.
- Imbrie, J., Kipp, N., 1971. A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a late Pleistocene Caribbean core. In: K. Turkian (editor), *Late Cenozoic Glacial Ages*. Yale University Press, New Haven, 71-181.
- Jaud, M., 2011. *Techniques d'observation et de mesure haute résolution des transferts sédimentaires dans la frange littorale*. Thèse doctorat, université de Brest, 245 pp.
- Jelgersma, S., Van Rgeteren Altena, J.F., 1969. An outline of geological history of the coastal dunes in the western Netherlands, *Geologie en mijnbouw, Netherlands journal of geoscience* 48, 335-342.
- Jerez, S., Jimenez-Guerrero, P., Montávez, J.P., Trigo, R. M., 2013. Impact of the North Atlantic Oscillation on European aerosol ground levels through local processes: a seasonal model-based assessment using fixed anthropogenic emissions. *Atmospheric Chemistry and Physics* 13, 11195–11207.
- Johson, R.K., Wiederholm, T., 1989. classification and ordination of profoundal macroinvertebrate communities in nutrient poor, oligo-mesohumic lakes in relation to environmental data. *Freshwater Biology* 21, 375-386.
- Joly, C., Visset, L., 2009. Evolution of vegetation landscapes since the Late Mesolithic on the French West Atlantic coast. *Review of Palaeobotany and Palynology* 154, 124–179.
- Juggins, S., 2013. Quantitative reconstructions in palaeolimnology: new paradigm or sick science?. *Quaternary Science Review* 64, 20-32.
- Katerji, N., Mastrorilli, M., Lahmer, F.Z., Oweis, T., 2012. Emergence rate as a potential indicator of crop salt-tolerance. *European Journal of Agronomy* 38, 1-9.
- Kirleis, W., Kloß, S., Kroll, H., Muller, J., 2011. Crop growing and gathering in the northern German Neolithic: a review supplemented by new results. *Vegetation History Archaeobotany* 21, 221-242. DOI 10.1007/s00334-011-0328-9.
- Kleiven, H. F., Kissel, C., Laj, C., U. S. Ninnemann, U.S., T. O. Richter, T.O., and E. Cortijo, E., 2008. Reduced North Atlantic Deep Water coeval with the glacial Lake Agassiz freshwater outburst. *Science* 319, 60–64.
- Klink, A.G., Pillot Moller, H.K.M., 2003. *Chironomidae Larvae - Key to the Higher Taxa and Species of the Lowlands of Northwestern Europe* version 1.

- Knight, J. R., Allan, R.J., Folland, C.K., Vellinga, M., Mann, M.E., 2005. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate., *Geophysics Research Letter* 32, L20708.
- Knight, J.R., Folland, C.K., Adam, A., 2006. Scaife1Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophysics Research Letter* 33, L17706.
- Knudsen, M.F., Jacobsen, B.H., Seidenkrantz, M.S., Olsen, J., 2014. Evidence for external forcing of the Atlantic Multidecadal Oscillation since termination of the Little Ice Age. *Nature communication* 5.
- Langdon, P.G., Barber, K.E., Hughes, P.D.M., 2003. A 7500-years peat-based palaeoclimatic reconstruction and evidence for an 1100-year cyclicity in bog surface wetness from Temple Hill Moss, Pentland Hills, southeast Scotland. *Quaternary Science Reviews* 22, 259-274.
- Langdon, P.G., Barber, K.E., Lomas-Clarke, S.H (previously Morriss), 2004. Reconstructing climate and environmental change in northern England through chironomid and pollen analyses: evidence from Talkin Tarn, Cumbria. *Journal of Paleolimnology* 32, 197–213.
- Larocque, I., Hall, R.I., Grahn, E., 2001. Chironomids as indicators of climate change: A 100-lake training set from a subarctic region of northern Sweden (Lapland). *Journal of Paleolimnology* 26, 307–322.
- Larocque-Tobler, I., Grosjean, M., Kamenik, C., 2010. Calibration-in-time versus calibration-in-space (transfer function) to quantitatively infer July air temperature using biological indicators (chironomids) preserved in lake sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 299, 281–288.
- Lautridou, J.P., 1980. Stratigraphie du Quaternaire de Normandie et du Bassin Parisien. *Suppl. Bulletin de l' Association Française pour l' Etude de. Quaternaire.* 1, 180-189.
- Legendre, P., Legendre, L., 2012. Numerical ecology, 3rd English edition. *Developments in Environmental Modelling.* Elsevier Science BV, Amsterdam, 24, 990 pp.
- Leorri, E., Cearreta, A., Milne, G., 2012. Field observations and modeling of Holocene sea-level changes in the southern Bay of Biscay: implications for understanding current rates of relative sea-level change and vertical land motion along the Atlantic coast of SW Europe., *Quaternary Science Reviews* 42, 59-73.
- Leroux, M.K., 2010. *Dynamic Analysis of Weather and Climate Atmospheric Circulation, Perturbations, Climatic Evolution (Series: Environmental Sciences).* 2nd Edition. New York: Springer Praxis books, 440 pp.
- Little, J.L., Smol, J.P., 2001. A chironomid -based model for inferring late-summer hypolimnetic oxygen in southeastern Ontario lakes. *Journal of Paleolimnology* 26, 259-270.
- Liu, K.B., Fearn, M.L., 1993. Lake –sediment record of late Holocene Hurrican activities from coastal Alabama. *Geology* 21, 793-796.

- Lund, D.C, Curry, W., 2006. Florida Current surface temperature and salinity variability during the last millennium. *Paleoceanography* 21, PA2009.
- Luoto, T.P., 2009. Subfossil Chironomidae (Insecta: Diptera) along a latitudinal gradient in Finland: development of a new temperature inference model. *Journal of Quaternary Science* 24, 150-158.
- Magny, M., Begeot, C., Guiot, J., Peyron, O., 2003. Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science review* 22, 1589-1596.
- Magny, M., Haas, J.N., 2004. A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of the Alpine Iceman. *Journal of Quaternary Science* 19, 423–430.
- Mangerud, J., Bondevik, S., Gulliksen, S., Hufthammer, A.K., Høisæter, T., 2006. Marine ¹⁴C reservoir ages for 19th century whales and molluscs from the North Atlantic. *Quaternary Science Reviews* 25, 3228–3245.
- Marchand, G., 2005. Les occupations mésolithiques à l'intérieur du Finistère. Bilan archéologique et méthodologique (2001-2003). *Revue archéologique de l'ouest* 22, 25-84.
- Marchand, G., 2014. *Préhistoire Atlantique. Fonctionnement et évolution des sociétés du Paléolithique au Néolithique*. Éditions Errance, France, 450 pp.
- Marchand, G., Manen, C., 2006. Le rôle du Néolithique ancien méditerranéen dans la néolithisation de l'Europe atlantique. 6e Rencontres Méridionales de Préhistoire Récente Périgieux, 2004, Coédition ADRAHP-PSO, 213- 232.
- Marguerie, D., 1992. Évolution de la végétation sous l'impact humain en Armorique du Néolithique aux périodes historiques. *Travaux du Laboratoire d'Anthropologie de Rennes*, 313 pp.
- Marguerie, D., 2009. *Interactions Sociétés-Milieus dans le Nor-Ouest de la France à l'Holocène récent : méthodologie et données archéologiques*. Thèse habilitation à diriger des recherches, université Rennes 1, 439.
- Massaferro, J., Brooks, S., 2002. Response of chironoids to Late Quaternary environmental change in the Taitao Peninsula, southern Chile. *Journal of Quaternary Science* 17, 101-111
- Massaferro, J., Larocque-Tobler, I., Brooks, S.J., Vandergoes, M., Dieffenbacher-Krall, A., Moreno, P., 2014. Quantifying climate change in Huelmo mire (Chile, Northwestern Patagonia) during the Last Glacial Termination using a newly developed chironomid-based temperature model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 399, 214-224.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Curt Stager, J., Karlén, W., Maasch, K.A., David Meeker, L., Meyerson, E.A., Gasse, F., Van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243–255.

- McClatchie, M., Bogaard, A., Colledge, S., Whitehouse, N.J., Schulting, R.J., Barratt, P., McLaughlin, T.R., 2012. Neolithic farming in north-western Europe: archaeobotanical evidence from Ireland. *Journal of Archaeological Science* DOIx: 1-10.
- McCormick, M., Büntgen, U., Cane, M.A., Cook, E.R., Harper, K., Huybers, P., Litt, L., Manning, S.W., Mayewski, P.A., More, A.F.M., Nicolussi, K., Tegel, W., 2012. Climate Change during and after the Roman Empire: Reconstructing the Past from Scientific and Historical Evidence. *Journal of Interdisciplinary History* 43, 169–220.
- Meurisse-Fort, M., 2007. Enregistrement haute résolution des massifs dunaires Manche, mer du Nord et Atlantique : Le rôle des tempêtes., Thèse doctorat, Université de Lille, 306 pp.
- Mix, A.C., Bard, E., Schneider, R., 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews* 20, 627-657.
- Modjtahid, M., Jorissen, F.J., Garcia, J., Schiebel, R., Michel, E., Eynaud, F., Gillet, H., Cremer, M., Ferreiro, P.D., Siccha, M., Howa, H., 2013. High resolution Holocene record in the southeastern Bay of Biscay: Global versus regional climate signals. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 377, 28–44.
- Moore, P., Webb, J., Collinson, M., 1991. *Pollen Analysis*. Second edition Blackwell, Oxford, 216 pp.
- Morel, V., 1997. De la géomorphologie à la gestion des cordons de galets littoraux de bassin de la Manche et de ses abords : études de cas (Bretagne, Haute-Normandie, sud Angleterre) et réflexions générales., Thèse doctorat, Université de Brest, 386 p.
- Morley, A., Rosenthal, Y., DdeMenocal, P., 2014. Ocean-atmosphere climate shift during the mid-to-late Holocene transition. *Earth and Planetary Science Letters* 388, 18–26.
- Moros, M., Emeis, K., Risebrokaken, B., Snowball, I., Kuijpers, A., McManus, J., Jansen, E., 2004. Sea surface temperatures and ice rafting in the Holocene North Atlantic: climate influences on northern Europe and Greenland. *Quaternary Science Reviews* 23, 2113-2126.
- Morzadec-Kerfoun, M., 1974. Variation de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Thèse doctorat, université de Rennes, 208 pp.
- Murray, J., 2006. *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge, Cambridge University Press, 426 pp.
- Najjar, R.G., Walker, H.A., Anderson, P.J., Barron, E.J., Bord, R.J., Gibson, J.R., Kennedy, V.S., Knight, C.G., Megonigal, J.P., O'Connor, R.E., Polsky, C.D., Psuty, N.P., Richards, B.A., Sorenson, L.G., Steele, E.M., Swanson, R.S., 2000. The potential impacts of climate change on the mid-Atlantic coastal region. *Climate Research* 14, 219–233.
- Naughton, F., Bourillet, J.F., Sanchez Goni, M.F., Turon, J.L., Jouanneau, J.M., 2007. Long-term and millennial-scale climate variability in northwestern France during the last 8850 years. *The Holocene* 17, 939–953.

- Nesje, A., Dahl, S.O., Bakke, J., 2004. Were abrupt Lateglacial and early-Holocene climatic changes in northwest Europe linked to freshwater outbursts to the North Atlantic and Arctic Oceans?. *The Holocene* 14, 299–310.
- Ní Longphuirt, S., Clavier, J., Grall, J., Chauvaud, L., Le Loc'h, F., Le Berre, I., Flye-Sainte-Marie, J., Richard, J., Leynaert, A., 2007. Primary production and spatial distribution of subtidal microphytobenthos in a temperate coastal system, the Bay of Brest, France. *Estuarine, coastal and shelf science* 74, 367-380.
- Nicholls, R.J., Cazenave, A., 2010. Sea-Level Rise and Its Impact on Coastal Zones. *Science* 328, 1517–1520.
- Nicolas, C., Pailler, Y., Stephan, P., Gandois, H., 2013. Les reliques de Lothéa (Quimperlé, Finistère) : une tombe aux connexions atlantiques entre Campaniforme et Âge du Bronze ancien. *Gallia Préhistoire* 55, 181-227.
- O'Brien, S.R., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Meese, D.A., Twickler, M.S., Whitlow, S.I., 1995. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science* 270, 1962–1964.
- Obrochta, S.P., Miyahara, H., Yokoyama, H., Crowley, T.J., 2012. A re-examination of evidence for the North Atlantic “1500-year cycle” at Site 609. *Quaternary Science Reviews* 55, 23-33.
- Oillic, J.C., 2011. Végétation, peuplements, métallurgie en Brocéliande : Etude interdisciplinaire de la forêt de Paimpont (Bretagne, France) depuis la fin du tardiglaciaire. Thèse doctorat, université de Rennes I, 323 pp.
- Olsen, J., Anderson, N.J., Knudsen, M.F., 2012. Variability of the Atlantic Oscillation over the past 5,200 years. *Nature Geoscience* 5, 808–812.
- Ouguerram, A., Visset, L., 2001. Histoire de la végétation et première mise en évidence d'un milieu marin pendant l'Holocène dans la vallée de l'Erdre et le val de Gesvres (bassin versant de la Loire, Massif armoricain, France). *Quaternaire* 12, 189–199.
- Pailler, Y., Nicolas C., accepté. Découverte d'objets néolithiques dans la Laïta (Finistère) entre Quimperlé et Le Pouldu en Clohars-Carnoët, in *La forêt de Carnoët (Quimperlé). Archéologie, histoire, traditions et légendes*.
- Pèlachs, A., Ramón, J., Pérez-Obiol, R., Soriano, J.M., Bal, M.C., Cunill, R., Catalan, J., 2011. Potential influence of Bond events on mid-Holocene climate and vegetation in southern Pyrenees as assessed from Burg lake LOI and pollen records. *The Holocene* 21, 95-104.
- Perrot, J., Arroucau, J., Guilbert, J., Deverchère, J., Mazabraud, J., Rolet, J., Mocquet, A., Mousseau, M., Matias, L., 2005. Analysis of the Mw 4.3 Lorient Earthquake Sequence : a multidisciplinary approach to the geodynamics of the Armorican MASSIF ? WESTERMOST France. *Geophysical journal international* 162, 936-50.
- Pielke, R.A., 1990. *The Hurricane*, Routledge & Kegan Paul, London, 228 p.

- Pisaric, M.F.J, Thienpont, J.R., Kokelj, S.V., Nesbitt, H., Lantz, T.C., Solomon, S., Smol, J.P., 2013. Impacts of a recent storm surge on an Arctic delta ecosystem examined in the context of the last millennium. *PNAS* 108, 8960–8965.
- Pitte, J.R., 1986. *Terres de Castanide: Hommes et paysages du Châtaignier de l'Antiquité à nos jours*. Fayard, France, 480 pp.
- Pomerol, C., 1973. *Stratigraphie et paléogéographie, ère Cénozoïque (Tertiaire et Quaternaire)*. Masson, 269 pp.
- Ponel, P., Gandouin, E., Coope, G.R., Andrieu-Ponel, V., Guiter, F., Van Vliet-Lanoë, B., Franquet, E., Brocandel, M., Brulhet, J., 2007. Insect evidence for environmental and climate changes from Younger Dryas to Sub-Boreal in a river floodplain at St-Momelin (St-Omer basin, northern France), *Coleoptera and Trichoptera*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 245, 483–504.
- Porinchu, D.F., MacDonald, G.M., 2003. The use and application of freshwater midges (Chironomidae: Insecta: Diptera) in geographical research. *Progress in Physical Geography* 27, 378 – 422.
- Quinlan, R., Smol, J.P., Hall, R.I., 1998. Quantitative inferences on past hypolimnetic anoxia in south-central Ontario lakes using fossil midges (Diptera: Chironomidae). *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 55, 587–596.
- Raible, C.C., Yoshimori, M., Stocker, T.F., Casty, C., 2007. Extrememidlatitude cyclones and their implications to precipitation and wind speed extremes in simulations of the Maunder Minimum versus present day conditions. *Climate Dynamics* 28, 409–423.
- Raimonet, M., 2012. *Cycle benthique du silicium dans les estuaires : observations et modélisation à différentes échelles spatio-temporelles*. Thèse doctorat, université Brest, 167
- Rasmussen, S.O., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Andersen, K.K., 2007. Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews* 26: 1907–1914.
- Reille, M., 1990. *Leçons de Palynologie et d'analyse pollinique*. Edition du CNRS, 206 pp.
- Reimer, P.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, K.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes P M., Guilderson, T P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T J., Hoffmann, D L., Hogg, A G., Hughen, C A., Kaiser, K F., Kromer, B., Manning, S W., Niu, M., Reimer, R W., Richards, D A., Scott, E M., Southon, J R., Staff, R A., Turney, C SM., van der Plicht, J., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887.
- Renssen, H., Seppä, H., Crosta, X., Goosse, H., Roche, D.M., 2012. Global characterization of the Holocene Thermal Maximum. *Quaternary Science Reviews* 48, 7-19.

- Renssen, H., Goosse, H., Muscheler, R., 2006. Coupled climate model simulation of Holocene cooling events: oceanic feedback amplifies solar forcing. *Climate of the past* 2, 79-90.
- Reynolds, R. W., Smith, T.M., 1994. Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *Journal of Climate*, 7, 929-948.
- Rolland, N., Larocque, I., 2007. The efficiency of kerosene flotation for extraction of chironomid head capsules from lake sediments samples. *Journal of Paleolimnology* 37, 565-572.
- Rosenberg, S.M., Walker, I.R., Macpherson, J.B., 2005. Environmental changes at Port au Choix as reconstructed from fossil midges. *Newfoundland and Labrador Studies* 20, 57-73.
- Rossaro, B., 1991. Chironomids and water temperature. *Aquatic Insects* 13, 87-98.
- Rossi, V., Horton, B. P., Corbett, D. R., Leorri, E., Perez-Belmonte, L., Douglas, B. C., 2011. The application of foraminifera to reconstruct the rate of 20th century sea level rise, Morbihan Golfe, Brittany, France. *Quaternary Research* 75, 24-35.
- Ruiz, Z., Brown, A.G., Langdon, P.G., 2006. The potential of chironomid (Insecta: Diptera) larvae in archaeological investigations of floodplain and lake settlements. *Journal of Archaeological Science* 33, 14-33.
- Saarse, L., Niinemets, E., Poska, A., Veski, S., 2009. Is there a relationship between crop farming and the *Alnus* decline in the eastern Baltic region?. *Vegetation History and Archaeobotany* 19, 17-28.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Colin, C., Briqueu, L., Bouchette, F., Martinez, P., Siani, G., Raynal, O., Grafenstein, U.V., 2012. 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research* 77, 1-11.
- Sanchez Goni M.F., 1996. Changements de la végétation et des niveaux marins pendant l'Holocène dans l'estuaire de la Bidassoa (Sud-Est du Golfe de Gascogne). *Quaternaire* 7, 207-219.
- Sarafanov, A., 2009. On the effect of the North Atlantic Oscillation on temperature and salinity of the subpolar North Atlantic intermediate and deep waters. *ICES J. Mar. Science*, 66, 1448-1454.
- Sarmaja-Korjonen, K., 2003. Contemporaneous *Alnus* decline and the beginning of Iron Age cultivation in pollen stratigraphies from southern Finland. *Vegetation History and Archaeobotany* 12, 49-59.
- Scott, D.B., Collins, E.S., Gayes, P.T., Wright, E., 2014. Records of prehistoric hurricanes on the South Carolina coast based on micropaleontological and sedimentological evidence, with comparison to other Atlantic Coast records. *Geological Society of America Bulletin* 115, 1027-1039.

Scott, D.B., Medioli, F.S., and Schafer, C.T., 2001. Monitoring in coastal environments using foraminifera and thecamoebian indicators. Cambridge, Cambridge University Press, 177 p.

Seddon, A.W.R., Mackay, A.W., Baker, A.G., Birks, H.G.B., Breman, E., Buck, K.E., Ellis, E.C., Froyd, C.A., Gill, J.L., Gillson, L., Johnson, E.A., Jones, V.J., Juggins, S., Macias-Fauria, M., Mills, K., Morris, J.L., Nogués-Bravo, D., Punyasena, S.W., Roland, T.P., Tanentzap, A.J., Willis, K.J., Aberhan, M., van Asperen, E.N., Austin, W.E.N., Battarbee, R.W., Bhagwat, S., Belanger, C.L., Bennett, K.D., Birks, H.H., Ramsey, B., Brooks, S.J., de Bruyn, M., Butler, P.G., Chambers, F.M., Clarke, S.J., Davies, A.L., Dearing, J.A., Ezard, T.H.G., Feurdean, A., Flower, R.J., Gell, P., Hausmann, S., Hogan, E.J., Hopkins, M.J., Jeffers, E.S., Korhola, A.A., Marchant, R., Kiefer, T., Lamentowicz, M., Larocque-Tobler, I., López-Merino, L., Liow, L.H., McGowan, S., Miller, J.H., Montoya, E., Morton, O., Nogué, S., Onoufriou, C., Boush, L.P., Rodriguez-Sanchez, F., Rose, N.L., Sayer, C.D., Shaw, H.E., Payne, R., Simpson, G., Sohar, K., Whitehouse, N.J., Williams, J.W., Witkowski, A., 2013. Looking forward through the past: identification of 50 priority research questions in palaeoecology. *Journal of Ecology* 102, 256-267.

Shennan, I., Milne, G., Bradley, S., 2012. Late Holocene vertical land motion and relative sea-level changes: lessons from the British Isles., *Journal of Quaternary Science* 27, 64-70.

Shennan, S., Downey, S.S., Timpson, A., Edinborough, E., Colledge S., Kerig, T., Manning, K., Thomas, M.G., 2013. Regional population collapse followed initial agriculture booms in mid-Holocene Europe. *Nature communication* 4. DOI: 10.1038/ncomms3486.

Sifeddine, A., Bertrand, P., Lallier-Vergès, E., Patience, A.J., 2007. Lacustrine Organic Fluxes And Palaeoclimatic Variations During The Last 15 Ka: Lac Du Bouchet (Massif Central, France). *Quaternary Science review* 15, 203-211.

Solem, J.O., Solem, T., Aagaard, K., Hanssen, O., 1997. Colonization and evolution of lakes on the central Norwegian coast following deglaciation and land uplift 9500–7800 years B.P. *Journal of Paleolimnology* 18, 269–281.

Solignac, S., Giraudeau, J., Vernal, A., 2006010. Holocene sea surface conditions in the western North Atlantic: Spatial and temporal heterogeneities. *Palaeoceanography* 21, PA2004.

Sorrel, P., Debret, M., Billeaud, I., Jaccard, S.L., MacManus, J.F., Tessier, B., 2012. Persistent non-solar forcing of Holocene storm dynamics in coastal sedimentary archives. *Nature Geosciences* 5, 892-896.

Sorrel, P., Tessier, B., Demory, F., Baltzer, A., Bouaouina, F., Proust, J.N., Menier, D., Traini, C., 2010. Sedimentary archives of the French Atlantic coast (inner Bay of Vilaine, south Brittany): Depositional history and late Holocene climatic and environmental signals. *Continental Shelf Research* 30, 1250–1266.

- Sorrel, P., Tessier, B., Demory, F., Delsinne, N., and Mouazé, D., 2009. Evidence for millennial-scale climatic events in the sedimentary infilling of a macrotidal estuarine system, the Seine estuary (NW France). *Quaternary Science Review* 28, 499-516.
- Stammer, D., A. Cazenave, Ponte, R. M., Tamisiea, M. E., 2013. Causes for contemporary regional sea level changes., *Annual Review of Marine Science* 5, 21–46.
- Steinhilber, F., Beer, J., Zröhlich, C., 2009. Total solar irradiance during the Holocene. *Geophysical Research Letters* 36, L19704.
- Stéphan, P., 2008. Les flèches de galets de Bretagne : morphodynamique passée, présente et prévisible., Thèse doctorat, Université de Brest, 558p.
- Stéphan, P., Fichaut, B., Suanez, S., 2004. Les cordons littoraux de Mengleuz (Logonna-Daoulas) et du Loc'h de Landévennec : aspects récents et actuels de l'érosion de deux flèches de galets en rade de Brest. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne* 2, 1-19.
- Stéphan, P., Goslin J., Pailler, Y., Manceau R., Suanez, S., Van Vliet-Lanoë, B., Hénaff, A., and Delacourt, C., accepté. Holocene salt-marsh sedimentary infilling and relative sea-level changes in West Brittany (France) using foraminifera-based transfer functions. *Boreas*.
- Stéphan, P., Laforge, M., 2013. Mise au point sur l'évolution géomorphologique et le devenir des flèches de galets du Loc'h de Landévennec (Bretagne, France). *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 2, 191–208.
- Stolze, S., Muscheler, R., Dörfler, W., Nelle, O., 2013. Solar influence on climate variability and human development during the Neolithic: evidence from a high-resolution multi-proxy record from Templevanny Lough, County Sligo, Ireland. *Quaternary Science Reviews* 67, 138-159.
- Tagliarolo, M., 2008. Subtidal macrozoobenthic community in two N-E Atlantic macrotidal estuaries (BAY of Brest): Spatial and vertical distribution in relation with seasons and food availability, influence on the nutrients fluxes. Rapport master 2, université de Brest, 76 pp.
- Tallantire, P.A., 2002. The early-Holocene spread of hazel (*Corylus avellana* L.) in Europe north and west of the Alps: an ecological hypothesis. *The Holocene* 12, 81–96.
- Tanguy, B., Lagree, M. 2002. Atlas d'Histoire de Bretagne. University of Brittany (CRBC) et le CHRISCO (University of Rennes I). Editions Skol Vreizh, 172 pp.
- Taylor, K.J., Potito, A.P., Beilman, D.W., Ghilardi, B., O'Connell, M., 2013. Palaeolimnological impacts of early prehistoric farming at Lough Dargan, County Sligo, Ireland. *Journal of Archaeological Science* 40, 3212–3221.
- Telford, R.J., Birks, H.J.B., 2011. Effect of uneven sampling along an environmental gradient on transfer-function performance. *Journal of Paleolimnology* 46, 99-106.
- ter Braaks, C.J.F., Prentice, C.I., 1988. A Theory of Gradient Analysis. *Advances In Ecological Research* 18, 271–317.

- Tessier, B., Billeud, I., Lesueur, P., 2010. Stratigraphic organisation of a composite macrotidal wedge: the Holocene sedimentary infilling of the Mont-Saint-Michel Bay (NW France), *Bulletin de la Société Géologique de France* 181, 99-113.
- Theuerkauf, M., Bos, J.A.A., Jahns, S., Janke, W., Kuparinen, A., Stebich, M., Joosten, H., 2014. *Corylus* expansion and persistent openness in early Holocene vegetation of northern central Europe. *Quaternary Science Reviews* 90, 183-198.
- Thiennemann, A., 1954. Chironomus. Leben, Verbreitung und wirtschaftliche Bedeutung der Chironomiden. *Binnengewässer* 20, 1–834.
- Tinner, W., Lotter, A.F., 2001. Central European vegetation response to abrupt climate change at 8.2 ka. *Geology* 29, 551–554.
- Toggweiler, J.R., R.M. Key., 2001. Ocean Circulation: Thermohaline circulation. In *Encyclopedia of Ocean Sciences* (eds. Steele, J., Thorpe, S., Turekian, K.) Academic Press, Ltd., London, 2941-2947.
- Torbjörn, E.T., Hijma, M.P., 2012. Links between early Holocene ice-sheet decay, sea-level rise and abrupt climate change *Nature Geoscience* 601–606. doi:10.1038/ngeo1536.
- Törnqvist, T.E., Hijma, M.P., 2012. Links between early Holocene ice-sheet decay, sea-level rise and abrupt climate change. *Nature Geoscience* 5, 601–606.
- Trigo, R. M., Valente, M. A., Trigo, I. F., Miranda, P. M. A., Ramos, A. M., Paredes, D., García-Herrera, R., 2008. The impact of north Atlantic wind and cyclone trends on European precipitation and significant wave height in the Atlantic. *Ann. NY Acad. Sci.* 1146, 212–234
- Valsecchi, V., Tinner, W., 2010. Vegetation responses to climatic variability in the Swiss Southern Alps during the Misox event at the early-mid Holocene transition. *Journal of Quaternary Science* 25, 1248–1258.
- Van Loon, H., Meehl, G.A., 2014. Interactions between externally forced climate signals from sunspot peaks and the internally generated Pacific Decadal and North Atlantic Oscillations. *Geophysical Research Letters* 41, 161–166.
- Van Vliet-Lanoë, B. 2013. *Cryosphère Histoire et environnements de notre ère glaciaire*. Vuibert, 405 pp.
- Van Vliet-Lanoë B., Goslin J. , Hénaff A., Hallégouët B. , Delacourt C. , Le Cornec E., Meurisse-Fort M. The Holocene formation and evolution of Coastal Dunes Ridges, Brittany (France). *CRAS Géosciences*, in press.
- Van Vliet-Lanoë, B., Bonnet, S., Hallegouët, B., Laurent, M. 1997. Neotectonic and seismic activity in the Armorican and Cornubian Massifs: regional stress field with glacio-isostatic influence?. *Journal of Geodynamics* 24, 219-239.

- Van Vliet-Lanoë, B., Fagnart, J.P., Langohr, R., Munaut, A., 1992. Evolution écopédologique et morphopédologique du sol lessivé de surface dans les loess d'Europe Occidentale: argumentation stratigraphique et archéologique. *Science du Sol* 30, 75-93.
- Van Vliet-Lanoë, B., Goslin, J., Hallégouët, B., Hénaff, A., Delacourt, C., Fernane, A., Franzetti, M., Le Cornec, E., Le Roy, P., Penaud, A., 2014a. Middle- to late-Holocene storminess in Brittany (NW France): Part I – morphological impact and stratigraphical record. *The Holocene* 24, 413-433.
- Van Vliet-Lanoë, B., Goslin, J., Hénaff, A., Hallégouët, B., Delacourt, C., Le Cornec, E., Meurisse-Fort, M., The Holocene formation and evolution of coastal dunes ridges, Brittany (France) Soumis CRAS.
- Van Vliet-Lanoë, B., Guillocheau, F., 1995. Evolution de l'enregistrement pédosédimentaire depuis 150 ka en France du NO et en Belgique: biorhexistase et bilans sédimentaires. *C.R.Acad.Sc.* 320, 419-426
- Van Vliet-Lanoë, B., Hirsch, C., Csontos, L., Jegouzo, S., Hallégouët, B., Laurent, M., Maygari, A., Mercier, D., Voinchet, P., 2009. Seismically induced shale diapirism: the Mine d'Or section, Vilaine estuary, Southern Brittany. *International Journal of Earth Sciences* 98, 969-984.
- Van Vliet-Lanoë, B., Penaud, A., Hénaff, A., Delacourt, C., Fernane, A., Goslin, J., Hallégouët, B., Le Cornec, E., 2014b. Middle- to late-Holocene storminess in Brittany (NW France): Part II-The chronology of events and climate forcing. *The Holocene* 24, 434-453.
- Van Vliet-Lanoë, B., Vandenberghe, N., Laignel, B., Laurent, M., Lauriat-Rage, A., Louwye, S., Mansy, J.L., Meilliez, F., Mercier, D., Hallégouët, B., Laquement, F., Michel, Y., Moguedet, G., 2002. Paleogeographic evolution of the Western Europe during the Upper Cenozoic. *Geodiversitas*, 24, 511- 541.
- Van Vliet-Lanoë, B., Vandenberghe, N., Laignel, B., Laurent, M., Lauriat-Rage, A., Louwye, S., Mansy, J.L., Meilliez, F., Mercier, D., Hallégouët, B., Laquement, F., Michel, Y., Moguedet, G., 2002. Paleogeographic evolution of the Western Europe during the Upper Cenozoic. *Geodiversitas* 24, 511-541.
- Van Zeist, W., 1963. Recherches palynologiques en Bretagne occidentale. *Noröis* 37, 5–19.
- Velle, G., Brodersen, K.P., Birks, H.J.B., Willassen, E., 2010. Midges as quantitative temperature indicator species: Lessons for palaeoecology. *The Holocene* 20, 989–1002.
- Verschuren, D., 1997. Taxonomy and ecology of fossil Chironomidae (Insecta, Diptera) from Rift Valley lakes in central Kenya. *Archiv für Hydrobiologie Supplement* 107, 467–512.
- Verschuren, D., Cumming, B.F., Laird, K.R., 2004. Quantitative reconstruction of past salinity variations in African lakes: assessment of chironomid-based models (Insecta: Diptera) in space and time. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 61, 986–998.

- Verschuren, D., Laird, K.R., Cumming, B.F., 2000. Rainfall and drought in equatorial East Africa during the past 1100 years. *Nature* 403, 410-414.
- Villard-Le Tiec, A., Magisterri, C., 2007. Ploemeur, Kerham - Lann-Porz-Menec'h (Morbihan) : un monument funéraire du premier âge du Fer ?. *Revue archéologique de l'Ouest* 24, 31-53.
- Vinther, B., Clausen, H.B., Johnsen, S.J., Rasmussen, S. O., Andersen, K.K., Buchardt, S.L., Dahl-Jensen, D., Seierstad, I.K., Siggaard-Andersen, M.L., Steffensen, J.P., Svensson, A., Olsen, J., Heinemeier, J., 2006. A synchronised dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene. *Journal of Geophysical Research* 111: D13102.
- Visset, L., 1994. Vegetation changes and development of agriculture at "Kerfontaine" (Sérent, Massif Armoricain, France). *Vegetation History and Archaeobotany* 3, 1-6.
- Visset, L., Cyprien, A.L., Carcaud, N., Ouguerram, A., Barbier, D., Bernard, J., 2002. Les prémices d'une agriculture diversifiée à la fin du Mésolithique dans le Val de Loire (Loire armoricaine, France). *Comptes Rendus Palevol* 1, 51-58.
- Visset, L., L'Helgouach, J., 1996. Jacques Bernard La tourbière submergée de la pointe de Kerpenhir à Locmariaquer (Morbihan). Etude environnementale et mise en évidence de déforestations et de pratiques agricoles néolithiques. *Revue archéologique de l'ouest* 13, 79-87.
- Walker, I.R., Mathewes, R.W., 1987. Chironomids, lake trophic status, and climate. *Quaternary Research* 28, 431-437.
- Walker, I.R., Mathewes, R.W., 1989. Much ado about dead Diptera. *Journal of Paleolimnology* 2, 19-22.
- Walker, I.R., Mott, R.J., Smol, J.P., 1991. Allerød-Younger Dryas lake temperatures from midge fossils in Atlantic Canada. *Science* 253, 1010-1012.
- Walker, I.R., Wilson, S.E., Smol, J.P., 1995. Chironomidae (Diptera): Quantitative paleosalinity indicators for lakes of western Canada. *Canadian Journal of Fish Aquatic Sciences* 52, 950-960.
- Walker, M.J.C., Berkelhammer, M., Bjorck, S., Cwynar, L.C., Iser, D.A., Long, A.J., Lowe, J.J., Newnham, R.M., Rasmussen, S. O., Weiss, H., 2012. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science* 27, 649-659.
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J. O., Küttel, M., Müller, S. M., Prentice, I. C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* 27, 1791-1828.
- Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S.P., and Jetel, M., 2011. Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews* 30, 3109-3123.

- Wiederholm, T., 1983. Chironomidea of the Holarctic region. Keys and diagnoses. part 1: Larvae. *Entomologica Scandinavica*, Supplement 19, 457 pp.
- Williams, D.D., Hamm, T., 2002. Insect community organisation in estuaries: the role of the physical environment. *Ecography* 25, 372- 384.
- Williams, D.D., Williams, A.E., 1998b. Aquatic insects in an estuarine environment: densities, distribution, and salinity tolerance. *Freshwater Biology* 39, 411-421.
- Williams, D.D., Williams, N.E., 1998. Seasonal Variation, Export Dynamics and Consumption of Freshwater Invertebrates in an Estuarine Environment. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 46, 393–410.
- Williams, W.D., Boulton, A.J., Taaffe, R. G., 1990. Salinity as a determinant of salt lake fauna: a question of scale. *Hydrobiologia* 197, 257-266
- Wyns, R., 1991. Evolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d’après l’analyse des paléo-surfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France* 3, 11–42.
- Zapata, L., y Peña-Chocarro, L., 2005. L'agriculture néolithique de la Façade Atlantique Européenne. Unité et diversité des processus de néolithisation sur la façade atlantique de l'Europe (6-4 millénaires avant J.-C.). *Bulletin de la Société Préhistorique Française Mémoire XXXVI*: 189-199.
- Zhang, E., Jones, R., Bedford, A., Langdon, P., Tang, H., 2007. A Chironomid-based salinity inference model from lakes on the Tibetan Plateau. *Journal of Paleolimnology* 38, 477 – 491.
- Ziegler, P.A., 1992. European cenozoic rift system. *Tectonophysics* 208, 91-11.
- Zong, Y., Tooley, M.J., 1999. Evidence of mid-Holocene storm-surge deposits from Morecambe Bay, northwest England: a biostratigraphical approach. *Quaternary International* 55, 43–50.

ANNEXES

Annexe 1 : Protocole d'extraction des palynomorphes

Traitement des échantillons essentiellement organiques (IMBE)

Elimination des carbonates

- HCl à froid pendant une nuit (4 heures minimum),
- centrifuger,
- 2 rinçages à l'eau (un seul si le surnageant est clair),
- centrifuger.

Elimination des matières minérales

- HF à froid pendant 24 heures ou plus (12 heures au minimum)
- Centrifuger
- Rincer avec HCl + eau très chaude
- Centrifuger
- Rincer à l'eau chaude
- Centrifuger

Elimination des acides humiques et de la cellulose

- NaOH à 10 % à chaud au bain-marie (thermostat 7) pendant 10 à 15 min.
- Centrifuger
- Rinçage à l'eau autant de fois qu'il faut jusqu'à obtenir un surnageant clair. Il faut parfois de nombreux rinçages

Elimination de la cellulose résiduelle : Acétolyse

- Mélanger le culot avec de l'acide acétique pour le déshydrater
- Centrifuger à 2500 tours/min pendant 5 min et jeter le surnageant

Préparer le liquide acétolysant :

- verser 9 parts d'anhydride acétique dans un bécher puis ajouter très délicatement (pour éviter un risque d'échauffement brutal) une part d'acide sulfurique.

NB : ceci revient à réaliser une solution à 10% d'acide sulfurique dans de l'anhydride acétique.

On peut calculer le volume de solution nécessaire, par exemple, 15 ml par tube

- soit, par ex, 180 ml pour 12 tubes
- donc il faudra 10% d'H₂SO₄, soit 18 ml
- et $(180-18) = 9 \times 18 = 162$ ml d'anhydride acétique
- Verser le liquide acétolysant sur le culot, délicatement pour éviter d'échauffer le tube et le fragiliser

- Mettre les tubes au bain-marie pendant 7 min en remuant les tubes avec des agitateurs, régulièrement.
- Sortir les tubes du bain-marie
- Les refroidir peu à peu en versant dans chacun, délicatement de l'acide acétique. Ceci peut éviter aux tubes de casser pendant la centrifugation.
- Faire un rinçage à l'alcool + eau
- Centrifuger
- Rinçage à l'eau
-

Filtration

Filtrer sur un tamis à 160 micromètres.

Si le filtrat est très noir, filtrer sur un filtre de 10 micromètres.

NB : petit « truc » :

Prendre un bécher du diamètre du tamis de 160 micromètres.

Avec un élastique, maintenir un morceau de filtre 10 micromètres sur le bécher, en formant un « creux » avec le filtre puis placer le tamis 160 micromètres au dessus.

De cette façon, on récupère sur le tamis 10 micromètres la fraction comprise entre 10 et 160 micromètres.

Après filtration :

- centrifuger, passage à l'alcool, centrifuger
- Garder une goutte d'alcool au fond du tube en jetant le surnageant
- Récupérer le culot avec un pipetman dans un microtube sur lequel on aura auparavant marqué les références du tube
- Centrifuger les microtubes
- Verser le surnageant et faire sécher les microtubes (en les mettant à l'envers...)
- Puis, une fois secs, ajouter quelques gouttes de glycérol, suivant la hauteur du culot, et fermer le microtube

Traitement des échantillons essentiellement minérogéniques (IMBE)

Elimination des carbonates

- HCl à froid pendant 4 heures
- 2 rinçages H₂O

Elimination des acides humiques et de la cellulose

- NaOH 10 % à chaud (thermostat 6) pendant 10 mn
- 2 rinçages H₂O ou plus jusqu'à ce que le surnageant soit clair

Passage du culot en milieu acide

- HCl + H₂O à chaud
- 2 rinçages H₂O

Elimination de la matière minérale: liqueur dense de Thoulet

- Mélanger le Thoulet et le culot
- Homogénéiser dans des mixeurs
- Verser le culot homogénéisé dans un tube conique
- Centrifuger pendant 10 mn à 2500 t/mn
- Installer les filtres de silice sur le système d'aspiration
- Actionner la pompe aspirante
- Récupérer le filtre sur lequel le pollen s'est déposé et le mettre dans un nouveau tube conique
- Verser HF froid sur le filtre et laisser agir pendant 4 heures (au plus)

Elimination des fluorures néoformés

- HCl + Eau très chaude
- 1 rinçage à l'eau très chaude

Elimination de la cellulose résiduelle: Acétolyse

- Mélanger le culot à de l'acide acétique afin de le déhydrater
- Centrifuger 1 fois (2500 t/mn) pendant 5 mn
- Préparer le liquide acétolysant: verser 9 parts d'anhydride acétique dans un bécher, puis ajouter très délicatement (risque d'explosion) 1 part d'acide sulfurique
- Verser le liquide acétolysant sur le culot
- Laisser agir au bain-Marie (thermostat 6) pendant 7 mn
- 1er rinçage à l'alcool
- 2ème rinçage à H₂O

Filtrations

- Filtrer d'abord sur un tamis de 160 µm
- Puis, si nécessaire, sur un filtre de 10 µm

Traitement des échantillons vaseux (EPOC)

Préparation du sédiment

Le sédiment (environ 5g) est séché à l'étuve à 40°C pendant une nuit ou plus, suivant la teneur en eau.

Estimation du volume de sédiment

Dans une éprouvette de 25cc en polypropylène, mettre 15cc d'eau distillée. Poser celle-ci sur une balance, faire la tare, puis ajouter le sédiment. La colonne d'eau augmente, enregistrer le poids ainsi que le volume.

Lavage du sédiment

Ce lavage permet de travailler sur deux proxies. La fraction supérieure est récupérée pour, en particulier, l'étude des foraminifères, et la fraction inférieure pour l'étude des pollens et dinoflagellés.

Prendre un tamis de maille 150µm et de diamètre 10cm, le poser sur un bécher de 1000ml. Vider le contenu de l'éprouvette sur le tamis, et laver délicatement à l'eau du robinet. Lorsque le résidu > à 150µm est propre, bien le rincer à l'eau distillée et le récupérer dans une coupelle toujours avec de l'eau distillée. La fraction inférieure récupérée dans le bécher est mise à décanter pendant 48h minimum. Ne pas oublier de couvrir les bécher pour éviter toute pollution.

Attaque à l'acide chlorhydrique (HCl)

Cette attaque permet d'éliminer tous les organismes et particules calcaires. Il est important de bien réaliser cette attaque (élimination complète des carbonates).

Aspirer l'eau à l'aide d'une trompe à vide. Celle-ci est équipée, à l'extrémité du tuyau, d'un embout en plastique présentant un angle de 90° par rapport à la paroi du bécher. Cet embout permet d'éviter toute aspiration accidentelle du résidu décanté au fond du bécher. Récupérer le résidu dans un tube de 100ml à fond rond en polypropylène.

Centrifuger 7mn à 2500tr/mn. Eliminer l'eau, remettre en suspension avec l'[agitateur](#). Mettre une ou deux pastilles de Lycopodes dans le tube, le nombre de pastilles étant défini en fonction de la concentration supposée en pollen ou en dinoflagellés. Elles permettent d'estimer les concentrations en palynomorphes.

L'attaque à l'HCl à froid se fait en trois étapes. Une première attaque à 10%, remuer à l'aide d'une baguette d'agitation en verre, laisser agir quelques minutes, si le sédiment est riche en carbonates il est important de commencer par l'HCl à faible concentration afin d'éviter une importante effervescence et également un débordement des tubes. Continuer par de l'HCl à 25% attendre quelques minutes et terminer par de l'HCl à 50%. Cette dernière attaque est essentielle pour la suite de la manipulation. Bien s'assurer que la réaction est terminée en ajoutant de l'HCl à 50%. Lorsqu'il n'y a plus d'effervescence dans le tube, la réaction est terminée.

Attaque à l'acide fluorhydrique (HF)

Cette attaque permet d'éliminer la silice et les silicates. Centrifuger les tubes de 100ml pendant 7mn à 2500tr/mn et éliminer le surnageant. Remettre le culot en suspension avec l'agitateur, puis mettre environ 40 à 50cc d'HF à 45% à froid. Fermer les tubes avec le bouchon approprié et les poser sur le secoueur, laisser agiter pendant 4 à 5h. Bien respecter la concentration de l'HF, car une concentration supérieure peut entraîner une forte effervescence, avec risque de perte de sédiment.

Centrifuger à nouveau les tubes, 7mn à 2500tr/mn, éliminer le surnageant. Remettre en suspension avec l'agitateur, puis mettre environ 40 à 50cc d'HF à 70% à froid. Poser les tubes sur le secoueur, laisser agiter pendant 28 à 30h.

Note : Attention pour faire cette manipulation il est impératif de respecter les mesures de sécurité, mettre des longs gants, ainsi que des lunettes. Travailler toujours sous hotte aspirante bien fermée. Travailler également les tubes toujours fermés.

Deuxième attaque à l'acide chlorhydrique (HCl)

Elimination des fluorosilicates. Centrifuger les tubes, 7mn à 2500tr/mn, éliminer le surnageant. Remettre en suspension avec l'agitateur, puis mettre environ 40 à 50cc d'HCl à 25% à froid. Poser les tubes sur le secoueur, laisser agiter pendant 15mn.

Note : Il est très important de faire cette attaque à l'HCl avant de rincer à l'eau distillée. Des risques de formation de fluorures peuvent avoir lieu et donc gêner le reste de la manipulation.

Rinçage

Centrifuger les tubes, 7mn à 2500tr/mn, éliminer le surnageant. Remettre en suspension le culot avec l'agitateur, remplir les tubes d'eau distillée. Centrifuger les tubes, 7mn à 2500tr/mn. Eliminer l'eau, les résidus sont prêts pour la filtration.

Filtration

Cette opération nécessite la mise en œuvre d'un système de filtration très original, fabrication maison. Ce matériel est posé sur une fiole à vide de 2l reliée à une trompe à vide.

Remettre en suspension le culot avec l'agitateur et verser une partie ou la totalité du résidu, suivant la concentration, sur le filtre en nylon de maille 10 μ m. Rincer à l'eau distillée avec une pissette de 50ml. La contenance de la pissette est essentielle car elle permet de l'avoir bien en main et donc de presser suffisamment fort pour avoir un jet assez puissant pour la filtration. Lorsque cela colmate, mettre 20 à 40s d'ultrasons et rincer abondamment, en même temps, avec la pissette. Le succès de cette opération est basé sur la coordination entre les ultrasons et la pissette. Il est important de bien gérer le temps des ultrasons, car l'abus peut casser les microorganismes.

Récupérer le résidu, une fois bien lavé, avec la pissette dans un tube à fond conique de 50ml en polypropylène. Bien froisser le filtre entre les doigts pour décoller

éventuellement les micro-organismes qui pourraient rester sur le filtre.

Centrifuger les tubes, 7mn à 2500tr/mn, éliminer le surnageant à l'aide de la trompe à vide munie de l'embout à 90°. Transvaser le résidu avec de l'eau distillée dans un tube à fond conique de 8cc en plastique. Centrifuger les tubes, 7mn à 2500tr/mn, éliminer le surnageant toujours avec la trompe à vide. Le résidu est prêt pour le montage.

Annexe 2 : code nomenclature des Chironomidae

Taxons	Autorité	code ACP
<i>TANYPODINAE</i>		
<i>Ablabesmyia</i>	Johannsen	
<i>Ablabesmyia / Trissopelopia</i>	Johannsen/Trissopelopia	
<i>Ablabesmyia anilis</i>	Linnaeus	
<i>Ablabesmyia longistyla</i>	Fittkau	
<i>Apsectrotanypus trifascipennis</i>	Zetterstedt	apsect
<i>Clinotanypus pinguis</i>	Loew	clping
<i>Conchapelopia (melanops)</i>	Fittkau	cmlops
<i>Conchapelopia/Telopelopia/Thiennemannimyia</i>	Fittkau/Roback/Fitkau	co/tel/thi
<i>Guttipelopia guttipennis</i>	van der Wulp	Gutgut
<i>Hudsonimyia</i>	Roback	
<i>Krenopelopia sp. (binotata)</i>	Fittkau	kren
<i>Larsia sp.</i>	Fittkau	lars
<i>Macropelopia</i>	Thienemann	Mapel
<i>Monopelopia boliekae</i>	Beck & Beck	
<i>Monopelopia tenuicalcar</i>	Kieffer	Mopel
<i>Nilotanypus dubius</i>	Meigen	Nilo
<i>Paramerina</i>	Fittkau	Parina
<i>Paramerina (divisa)</i>	Walker	
<i>Procladius (choreus)</i>	Skuse	Procl
<i>Rheopelopia</i>	Fittkau	
<i>Tanypodinae indéterminables</i>		Tanind
<i>Tanypus kraatzi</i>	Kieffer	Tkra
<i>Telopelopia fascigera</i>	Vemeaux	
<i>Thiennemannimyia</i>	Goetghebuer	thien
<i>Trissopelopia longimana</i>	Staeger	
<i>Xenopelopia</i>	Fittkau	
<i>Zavrelimyia punctatissima</i>	Goetghebuer	zapunc
<i>DIAMESIANAE</i>		
<i>Diamesa</i>	Meigen	
<i>Diamesinae</i>		
<i>Pseudodiamesa Branickii</i>	Nowicki	pseud
<i>PRODIAMESINAE</i>		
<i>Monodiamesa</i>	Kieffer	monod
<i>Monodiamesa bathyphila type</i>	Kieffer	
<i>Odontomesa fulva</i>	Kieffer	
<i>Prodiamesa olivaceae</i>	Meigen	prodoli
<i>ORTHOCLADIINAE</i>		
<i>Acricotopus</i>	Kieffer	
<i>Baeoetenus</i>	Saether	
<i>Brillia longifurca</i>	Kieffer	Blong
<i>Brillia modesta</i>	Meigen	Bmod
<i>Camptocladius stercorarius</i>	Degeer	
<i>Chaetocladius (dentiforcep ?)</i>	Kieffer	
<i>Corynoneura celeripes (cf. antennalis)</i>	Winnertz	Crcel
<i>Corynoneura coronata</i>	Edwards	Crcor
<i>Corynoneura lacustris</i>	Edwards	Crlac
<i>Corynoneura scutellata type</i>	Winnertz	Crscut
<i>Corynoneura sp.</i>	Winnertz	Corsp
<i>Corynoneura spA</i>	Winnertz	
<i>Corynoneura/Thiennemanniella</i>	Winnertz/Kieffer	Co/Th
<i>Cricotopus/Orthocladius/Paratrichocladius</i>	van der Wulp/van der Wulp/Santos Abreu	criort
<i>Diplocadius cultriger</i>	Kieffer	dipcul
<i>Eukiefferiella/Tvetenia</i>	Thienemann/Kieffer	euktsp
<i>Eukiefferiella devonica</i>	Thienemann/Kieffer	Eukdev
<i>Eurycnemus crassipes / Euryhapsis</i>	Panzer/Oliver	
<i>Gymnometriocnemus / Bryophaenocladius</i>	Goetghebuer/Thienemann	Gy/Bry
<i>Heleniella seratosioi</i>	Ringe	hel

<i>Heterotanytarsus</i>	Spärck	httan
<i>Heterotrissocladius</i>	Spärck	htscld
<i>Heterotrissocladius marcidus grp.</i>	Spärck	Htmar
<i>Heterotrissocladius scutellatus grp.</i>	Walker	
<i>Krenosmittia</i>	Thienemann et Krüger	
<i>Limnophyes</i>	Eaton	Limm
<i>Metricnemus (?bolineatus)</i>	van der Wulp	
<i>Nanocladius s. str. (parvulus/bicolor grp.)</i>	Kieffer	Nacl
<i>Orthoclaadiinae indéterminable</i>	van der Wulp	Ortind
<i>Paraccladius conversus type</i>	Walker	paconv
<i>Parakiefferiella</i>	Thienemann	
<i>Parametricnemus/Paraphaenocladius</i>	Goetghebuer/Thienemann	Pm/Pph
<i>Paratrissocladius excerptus</i>	Walker	Prtex
<i>Psectrocladius obivus</i>	Walker	psectob
<i>Psectrocladius sp1 (réticulation)</i>	Kieffer	
<i>Psectrocladius spp.</i>	Kieffer	psect
<i>Pseudosmittia</i>	Goetghebuer	Psmt
<i>Rheocricotopus</i>	Thienemann et Hamisch	Rheo
<i>Thalassosmittia</i>		Thsso
<i>Smittia / Paramittia</i>	Kolmgren/Strenze	Smit/psmt
<i>Stilocladius montanus type</i>	Rossaro	
<i>Symposiocladius</i>	Kieffer	Sympo
<i>Synorthocladius semivirens</i>	Kieffer	Synort
CHIRONOMINI		
<i>Chironomidae indéterminables</i>		Chdind
<i>Chironomini indéterminables</i>		Chmind
<i>Chironomus spp.</i>	Zetterstedt	chmus
<i>Cladopelma lateralis</i>	goetghebuer	clalat
<i>Cryptochironomus</i>	Kieffer	Crypt
<i>Demicryptochironomus (vulneratus)</i>	lenz	
<i>Dicrotendipes</i>	Kieffer	diener
<i>Endochironomus</i>	Kieffer	endch
<i>Glyptotendipes</i>	Kieffer	glyp
<i>Harnischia</i>		Harshi
<i>Kiefferullus tendipediformis</i>	Goetghebuer	
<i>Lauterboniella / Zavrelliella</i>	Thienemann et Bause/Kieffer	lau/zav
<i>Microtendipes</i>	Kieffer	micdps
<i>Omisus</i>	Townes	
<i>Parachironomus</i>	lenz	pach
<i>Paracladopelma grp.</i>	Kieffer	
<i>Paracladopelma nais</i>	Townes	pnais
<i>Paralauterboniella nigrohalteralis</i>	Malloch	Panig
<i>Paratendipes</i>	Kieffer	partend
<i>Phaenopsectra flavipes</i>	Meigen	Phafla
<i>Phaenopsectra sp.</i>	Kieffer	phae
<i>Polypedilum</i>	Kieffer	pol
<i>Sergentia</i>	Kieffer	serg
<i>Stenochironomus</i>	Kieffer	stench
TANYTARSINI		
<i>Cladotanytarsus mancus group 1</i>	Walker	cldm1
<i>Constempellina</i>	Brundin	Costp
<i>Micropsectra pallidula</i>	Kieffer	micpal
<i>Para/Rheo-tanytarsus</i>	Thienemann et Bause	Pat/Rta
<i>Paratanytarsus</i>	Thienemann et Bause	patat
<i>Stempellina</i>	Thienemann et Bause	stemp
<i>Stempellinella / Zavrelia</i>	Brundin/Kieffer	Ste/Zav
<i>Tanytarsina gp. B</i>		TgB
<i>Tanytarsina sp. C</i>		TspC
<i>Tanytarsini indéterminables</i>		Tind
<i>Tanytarsus Chyniensis</i>	Kieffer	Tchyn
<i>Tanytarsus lugens grp.</i>	Kieffer	tlug
<i>Tanytarsus pallidicornis grp.</i>	Walker	

Tanytarsus spp
Thienemanniola

van der Wulp
Kieffer

tanspp

Reconstitution des fluctuations holocènes en relation avec les changements climatiques et l'anthropisation sur les côtes bretonnes à partir de bio-indicateurs fossiles (chironomides, pollen et foraminifères benthiques)

Assia FERNANE

Résumé

L'évolution du climat Holocène a fait jusqu'ici l'objet de très peu d'études au niveau de la Bretagne. Celles-ci, s'inscrivant dans un contexte à la fois paléo-environnemental et archéologique, présentent souvent un caractère local et ponctuel qui permet difficilement de replacer les changements paléoenvironnementaux observés dans un contexte climatique plus global. Pourtant, la Bretagne, par sa particularité géographique et son exposition océanique, constitue un milieu de prédilection pour l'étude du climat puisqu'elle est fortement exposée, à l'actuel comme ce fut aussi le cas par le passé, aux aléas climatiques typiques de l'Atlantique Nord (régimes de tempêtes notamment) induits par les changements de configurations atmosphériques et océaniques. De plus, la région Bretagne présente une grande diversité de milieux littoraux, avec la présence de rias, d'estuaires, de marais salants, etc. Or, les environnements côtiers sous influence fluviale sont des puits sédimentaires soumis à de forts taux de sédimentation qui offrent l'opportunité d'enregistrer les changements environnementaux passés sur des milliers d'années. Les milieux d'arrière-plage (dunes, lagunes, tourbières), abondamment présents dans la région, constituent ainsi des domaines protégés de l'érosion marine et renferment des remplissages sédimentaires ayant potentiellement enregistré l'évolution séculaire et/ou millénaire du littoral breton, avec très certainement l'empreinte de certains événements hydrodynamiques majeurs, mais aussi des traces de l'occupation humaine, dont certains auteurs ont montré le caractère précoce et croissant depuis le mésolithique. Ici, nous nous proposons de conduire des reconstitutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques à partir de plusieurs séquences sédimentaires prélevées autour du littoral breton, afin de mieux comprendre la réalité des forçages naturels et/ou anthropiques sur les écosystèmes analysés. Pour mener à bien notre étude, nous avons développé une approche paléoécologique multidisciplinaire impliquant plusieurs disciplines complémentaires : sédimentologie et pétrographie, palynologie (pollen et dinokystes) et micropaléontologie (foraminifères benthiques et Chironomidae). Au final, l'analyse des séquences sédimentaires fournit une vision très précise et complète des fluctuations climatiques et environnementales qui ont caractérisé le Nord-Ouest de la France durant la seconde partie de l'Holocène, i.e. depuis les 7000 dernières années. Le recoupement des données entre les différents sites étudiés (1 site Nord Finistère et 2 sites Morbihan), montre l'hétérogénéité spatiale des données paléoécologiques qui caractérisent le secteur. Alors que les séquences prélevées sur les côtes sud bretonnes enregistrent un signal d'anthropisation dès le Néolithique moyen, celle-ci n'apparaît qu'à partir de l'Age du Bronze sur les côtes nord bretonnes, en accord avec les données archéologiques. De plus, nos données montrent que la néolithisation ne s'effectue pas de façon continue mais montre des phases de régression autour de la transition Néolithique final - Age du Bronze, en lien très certainement avec des détériorations climatiques. En effet, les périodes de froid signalées sur le nord de l'Europe durant l'Holocène et caractérisées par des récurrences de tempêtes dans la région Bretagne, semblent synchrones avec les chutes des marqueurs d'anthropisation mais aussi avec les retraits des populations de la côte vers l'intérieur des terres tels que décrits par les études archéologiques depuis le Néolithique final. Ces résultats suggèrent un impact direct du climat sur les dynamiques de population et d'occupation des territoires depuis le Néolithique en Bretagne.

Mots clés : Chironomidés, Holocène, Bretagne, Rias.