



HAL
open science

Étude des paléoévénements extrêmes le long de la côte atlantique française

Pierre Pouzet

► **To cite this version:**

Pierre Pouzet. Étude des paléoévénements extrêmes le long de la côte atlantique française : Approches sédimentologiques, dendrochronologiques et historiques. Géographie. Université de Nantes, 2018. Français. NNT : 2018NANT2035 . tel-02197163

HAL Id: tel-02197163

<https://theses.hal.science/tel-02197163>

Submitted on 30 Jul 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.

THÈSE DE DOCTORAT DE GÉOGRAPHIE

UNIVERSITÉ DE NANTES
COMUE UNIVERSITÉ BRETAGNE LOIRE

ÉCOLE DOCTORALE N°598
Sciences de la Mer et du littoral
Spécialité : « géographie »

Par

Pierre POUZET

Étude des paléoévénements extrêmes le long de la côte atlantique française

Approches sédimentologiques, dendrochronologiques et historiques

Thèse présentée et soutenue publiquement à Nantes le 26 octobre 2018

Unité de recherche : Laboratoire Littoral Environnement Télédétection Géomatique (LETG), UMR 6554 CNRS

Rapporteurs avant soutenance : Composition du Jury :

Marie-Hélène RUZ,

Professeure des Universités, Université du Littoral Côte d'Opale

Maria SNOUSSI,

Professeure des Universités, Université de Rabat

Président du Jury : Edward J. ANTHONY,

Professeur des Universités, CEREGE, Université d'Aix-Marseille

Maria DA CONCEIÇÃO POMBO DE FREITAS,

Professeure des Universités, Université de Lisbonne

Marie-Hélène RUZ,

Professeure des Universités, Université du Littoral Côte d'Opale

Maria SNOUSSI,

Professeure des Universités, Université de Rabat

Directeur de thèse : Marc ROBIN,

Professeur des Universités, Université de Nantes

Co-directeur de thèse : Mohamed MAANAN,

Maître de conférences HDR, Université de Nantes

*Étude des paléoévénements extrêmes
le long de la côte atlantique française*

Approches sédimentologiques, dendrochronologiques et historiques

POUZET Pierre

Soutenue publiquement le 26 octobre 2018 à Nantes

Composition du Jury de thèse, par ordre alphabétique :

- ANTHONY Edward J. - CEREGE, Université d'Aix-Marseille, Professeur des Universités : **Président du Jury et Examineur**
- DA CONCEIÇÃO POMBO DE FREITAS Maria - Université de Lisbonne, Professeure des Universités : **Examinatrice**
- MAANAN Mohamed - Université de Nantes, Maître de conférences HDR : **Co-directeur**
- RUZ Marie-Hélène - Université du Littoral Côte d'Opale, Professeure des Universités : **Rapportrice**
- ROBIN Marc - Université de Nantes, Professeur des Universités : **Directeur**
- SNOUSSI Maria - Université de Rabat, Professeure des Universités : **Rapportrice**

Remerciements

Cette thèse existe grâce au soutien sans faille que j'ai reçu de mes directeurs de thèse tout au long de ce doctorat. Je remercie Marc Robin de m'avoir accordé sa confiance pour réaliser ce projet il y a trois ans, de s'être investi dans un suivi régulier de ce travail et d'avoir su répondre à mes nombreuses interrogations scientifiques. Je remercie également Mohamed Maanan pour avoir cru en moi dès mes débuts à l'Institut de Géographie et d'Aménagement Régional de l'Université de Nantes (IGARUN) en licence de géographie il y a déjà huit ans. Un très grand merci à Mohamed pour sa grande implication et pour ses conseils avertis durant tous mes travaux universitaires.

En second lieu, je tiens à adresser mes sincères remerciements aux professeurs des universités qui ont accepté de faire partie de mon jury de thèse. C'est un honneur de pouvoir recevoir l'évaluation d'Edward J. Anthony (Université d'Aix-Marseille), Maria da Conceição Pombo de Freitas (Université de Lisbonne), Marie-Hélène Ruz (Université de Dunkerque) et Maria Snoussi (Université de Rabat). Je remercie également les professeurs des universités Edward J. Anthony (Université d'Aix-Marseille) et Suerge Suanez (Université de Bretagne Occidentale) pour avoir pris part au suivi annuel de ce travail dans mon Comité de Suivi Individuel.

Ma gratitude va bien sûr vers toutes les personnes qui m'ont aidé durant ces trois années de doctorat. Je remercie très chaleureusement Emmanuelle Athimon, Agnès Baltzer, Isabelle Billy et son équipe de la Plateforme d'Analyses de Carottes Sédimentaires (PACS), Simon Charrier, Armelle Decaulne, Laurent Godet, Baptiste Le Mauff, Daniel Le Ster, Laurent Pourinet, Natalia Piotrowska, Sabine Schmidt, Pierre Stéphan et Sjierk van der Gaast ; ainsi que l'ensemble du personnel administratif et technique de l'IGARUN, du laboratoire Littoral Environnement Télédétection Géomatique (LETG) et de l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Nantes Atlantique (OSUNA). J'ai également une pensée pour les quatre ex-étudiants de l'IGARUN Léa Brieau, Léa Guillaumin, Bastien Gruchet et Bertille Peroys qui m'ont assisté dans les analyses réalisées au laboratoire de géographie physique. Merci à vous tous pour votre aide précieuse.

Je tiens à souligner que ces travaux de thèse n'auraient pas pu être effectués sans les différents organismes qui ont financé ces études : l'OSUNA, la Fondation de France, et le laboratoire LETG. Je remercie également l'Ecole Doctorale DEGEST d'avoir eu confiance en ce projet de

thèse en finançant ces trois années de doctorat après le concours passé devant le jury scientifique de l'ED en juin 2015. Merci à l'IGARUN et à son équipe pédagogique pour m'avoir accordé leur confiance dans différentes missions d'enseignement et d'encadrement universitaire ; ainsi qu'aux responsables des laboratoires LETG, Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux (EPOC) et Gliwice Absolute Dating methods Centre (GADAM) qui m'ont permis de réaliser les analyses sédimentologiques et dendrochronologiques.

Mes pensées vont ensuite vers tous mes collègues et ex-collègues du laboratoire LETG qui ont contribué chaque jour à la bonne ambiance dans le laboratoire : Adrien, Armelle, Axel, Baptiste, Christophe, Élie, Emmanuelle, Florent L et T, Frédéric, Laurent, Laurie, Marie E et C, Marine, Martin, Mohamed, Riwan, Romain, Stephane et Yannick. La joie au travail est primordiale, un grand merci à vous tous pour tous ces bons moments passés au laboratoire, et en dehors.

Et pour finir, je tiens également à remercier très chaleureusement tous mes proches, indispensables à cette réussite. Un grand merci à tous mes amis, les vendéens, usaviens, nantais et ex-nantais, et tous ceux passés par l'IGARUN. Depuis ces vingt-cinq années, ma joie ne serait pas quotidienne sans vous. Merci à Mohamed pour sa générosité et son temps accordé pour m'éclairer durant ce cursus universitaire. Je remercie mes parents, mais aussi toute ma famille, pour leur soutien infaillible. Merci de m'avoir toujours aidé et encouragé dans mes choix, c'est aussi grâce à vous si j'en suis là. Enfin, je remercie Cassandra pour son soutien durant ces trois années, et pour avoir été là dans les phases les plus compliquées. Un immense merci à tous mes proches, cette thèse n'aurait indubitablement pas été possible sans vous.

Sommaire

Remerciements	2
Sommaire	6
Avant-Propos.....	8
Introduction générale.....	10
Chapitre 1 : État de l’art	20
Chapitre 2 : Présentation de la zone d’étude	56
Chapitre 3 : Méthodologie.....	90
Chapitre 4 : La détection de périodes à forts impacts tempétueux holocènes.....	140
Chapitre 5 : Reconstruction des évènements extrêmes au cours du dernier millénaire	176
Chapitre 6 : L’observation de traces de tempêtes anthropocènes	218
Conclusion générale	266
Bibliographie.....	278
Liste des publications et communications.....	307
Implication universitaire	309
Table des sigles et abréviations.....	311
Table des figures	314
Table des tableaux.....	318
Table des matières.....	319

Crédit Photographie de la première page : Orage aux Traicts du Croisic, 2017. Photographie prise par Pierre Pouzet.
Première page réalisée avec Freepik ©.

Avant-Propos

Cette thèse de géographie fait partie d'un projet de recherche pluridisciplinaire financé par la Fondation de France intitulé « *Reconstitution des évènements météorologiques extrêmes (tempêtes) à l'aide des multi-indicateurs (2015-2018)* ». Ce projet porte sur deux grands champs disciplinaires pour étudier les évènements extrêmes : l'histoire du climat (thèse d'E. Athimon intitulée « *"Vimers de mer" et sociétés dans les provinces de la façade atlantique du royaume de France (XIV^e-XVIII^e siècle)* ») et les géosciences dans le présent travail. Cette recherche rentre également dans le cadre d'un Observatoire Régional des Risques Côtiers de la région Pays de la Loire (Axe 3 : l'histoire des risques). L'OR2C a pour principale vocation de compléter l'information scientifique sur les risques côtiers en Pays de la Loire, pour aider les décideurs à une gestion durable des littoraux face à ces risques.

En tant que géographe, cette combinaison de méthodes scientifiques requiert beaucoup de rigueur et un apprentissage préalable des différentes spécialités employées, telles que la sédimentologie et la dendrochronologie. Ces dernières sont appréhendées dans ces travaux avec le plus de précautions possibles. Dans cette thèse, nous exposons tous les détails techniques des différentes méthodes de prélèvement et d'analyse employées. La liste des publications, communications scientifiques et autres valorisations liées à ce travail est présentée à la fin de cette thèse. Quatre publications sont parues en date de rédaction de ce manuscrit. La première est parue dans une revue nationale en lien avec les travaux de master et les trois autres dans des revues internationales directement liées à ces travaux.

Enfin, les chapitres ont été rédigés de manière à pouvoir être lus indépendamment. Les trois premiers chapitres exposent le contexte : état de l'art, présentation de zone d'étude et méthode. Les trois chapitres suivants présentent les trois études réalisées aux trois échelles temporelles différentes. Nous souhaitons construire des chapitres proposant des études scientifiques complètes. Nous avons alors repris brièvement en préambule de ces trois derniers chapitres trois points succinct d'état de l'art, de présentation des terrains, et de méthodologie, adaptés pour chacune des trois études sédimentologiques construites à ces trois échelles temporelles. Les résultats, l'interprétation et la discussion sont ensuite exposés.



INTRODUCTION

GÉNÉRALE

Pouzet Pierre, 2015 - 2018
Étude des paléovénements extrêmes le long de la côte atlantique française
Approches sédimentologiques, dendrochronologiques et historiques

Thèse de géographie, Université de Nantes, Laboratoire LETG

Crédit Illustration: Tableau d'Andreas Achenbach, « *Clearing Up, Coast of Sicily* », 1847, huile sur toile. Illustration issue de Wikimedia Commons.

Page de garde réalisée avec Freepik ©.

1. Climatologie et eustatisme

1.1. Variations climatiques passées

Dans un contexte de changement climatique, l'étude des aléas côtiers implique la considération des grandes variations climatologiques et eustatiques. Pour appréhender les variations climatiques passées à des pas de temps différents, nous avons compilé dans la Figure 1 trois estimations de phases climatiques passées anciennes issues d'études reconnues à trois échelles temporelles différentes : A) une reconstruction climatique allant de la fin du Pléistocène jusqu'à l'Holocène à partir de différences de températures par rapport à l'actuel. On peut y reconnaître les dernières grandes phases des cycles de Milankovitch, entre glaciations longues de 100 000 années et interglaciaires de 10 000 ans (Berger, 1988) ; B) une reconstruction des phases climatiques holocènes à partir de données standardisées de débris d'icebergs d'atlantique nord (Bond et al., 2001, 1997; Wanner et al., 2011) ; et C) une estimation de l'anomalie de température de l'hémisphère nord au cours des derniers 1500 années (Mann et al., 2009a, 2009b).

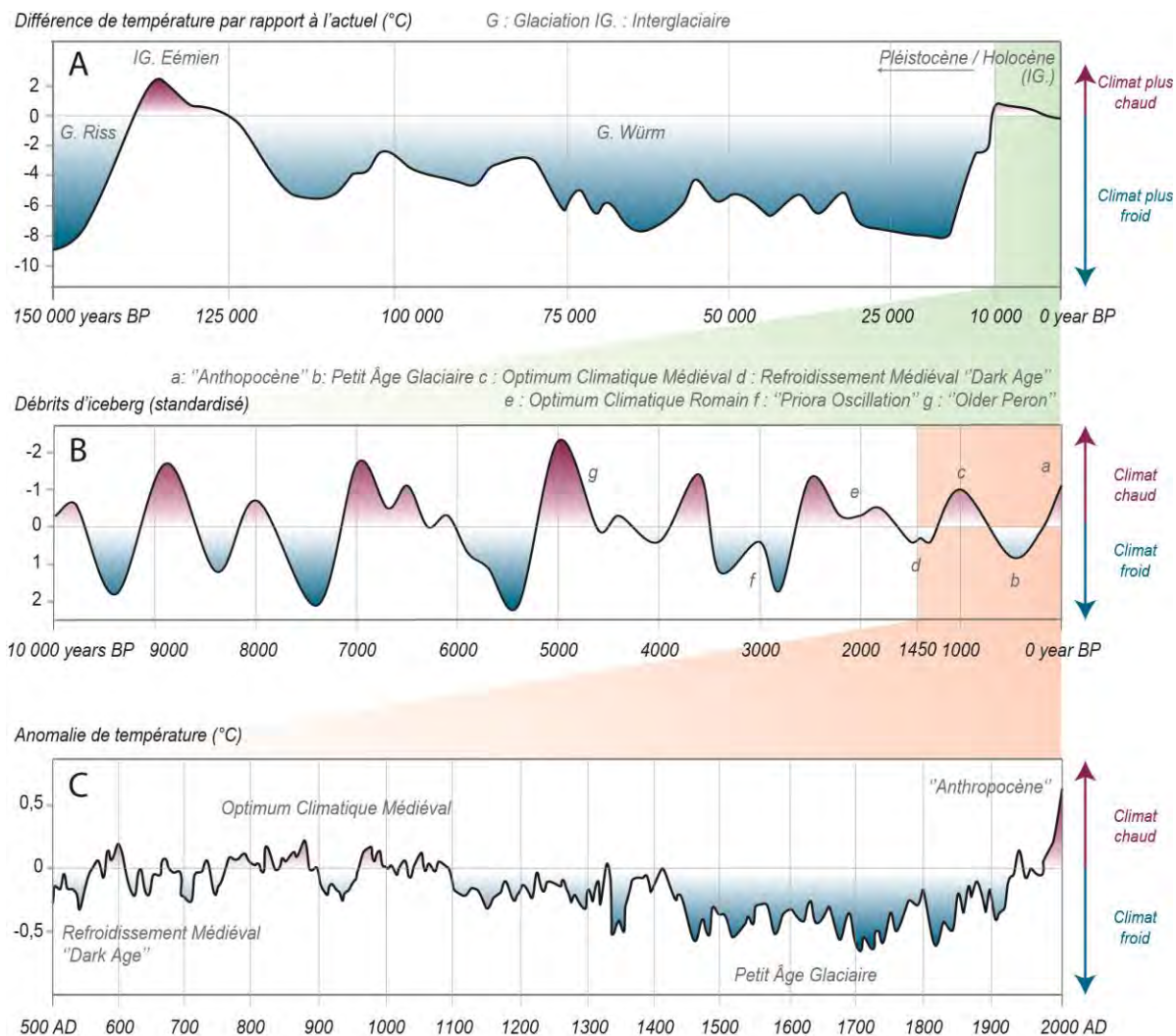


Figure 1 Représentations de la variation climatique de l'hémisphère nord à trois échelles temporelles différentes :
A- sur les 150 000 dernières années (données extraites de Jouzel et al. (1987)) ;
B- sur les 10 000 dernières années (informations extraites de Wanner et al. (2011) à partir des données issues de Bond et al. (2001 et 1997)) ;
C- sur les 1500 dernières années (données extraites de Mann et al. (2009b)).

Sur les pas de temps les plus longs, Milankovitch estime que le refroidissement naturel global qui a démarré il y a 6000 ans (Figure 1A) devrait s'intensifier au cours des 5000 prochaines années, entraînant un minimum thermique. Une nouvelle phase de réchauffement succèdera à ce refroidissement dans approximativement 15 000 ans (Berger, 1988). Au cours de l'Holocène (période interglaciaire actuelle démarrée il y a approximativement 11 000 années), la variation climatique de l'atlantique nord est faite de cycles successifs entre phases propices à la fonte des glaces et phases intermédiaires plus froides (Figure 1B ; Bond et al., 2001, 1997).

Selon la Figure 1C, les observations très récentes exposent un réchauffement important initié depuis près de 200 à 300 années dans l'hémisphère nord (Mann et al., 2009a, 2009b). Selon de nombreuses études, ce réchauffement contemporain provient en partie des nouvelles techniques utilisées par l'Homme (Cook et al., 2013), d'où le nom d' « *Anthropocène* » (Crutzen, 2006). Ces travaux pointent majoritairement du doigt l'augmentation importante de Dioxyde de Carbone (CO₂) et d'autres Gaz à Effet de Serre (GES) par combustion d'énergies fossiles, déforestations et par d'autres pratiques industrielles ou agricoles productrices de GES. Le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC) confirme la réalité du réchauffement actuel, et estime que l'influence humaine a été détectée dans le réchauffement de l'atmosphère et de l'océan, dans les changements globaux du cycle de l'eau, dans la réduction de la neige et de la glace, et dans l'augmentation du niveau marin moyen (Pachauri et al., 2014). Ils estiment qu'il est fortement probable qu'elle puisse être la cause principale du réchauffement depuis la moitié du XX^e siècle. Ce réchauffement contemporain « *anthropocène* », est mis en exergue notamment par Mann et al. (2009b) (Figure 1C). Il peut probablement induire une augmentation des risques côtiers pour les dizaines ou centaines d'années à venir. Les différentes phases climatiques successives entraînent une variation relative du niveau marin. Durant les périodes chaudes, une hausse du niveau marin peut être observée, causée principalement par la fonte des glaces continentales, une expansion thermique des océans et un rétrécissement de la banquise (Cazenave and Cozannet, 2013). À l'inverse, une baisse du niveau marin peut être observée durant les périodes froides. Le GIEC estime que le niveau marin moyen est susceptible d'augmenter entre 0,45 et 0,75 centimètres à l'horizon 2100 (Pachauri et al., 2014).

1.2. Variations eustatiques passées

Les variations eustatiques sont elles aussi observables à travers différentes échelles temporelles. Nous avons compilé dans la Figure 2 trois exemples de reconstruction des variations eustatiques passées à trois échelles différentes, à partir de trois études reconnues (Church and White, 2011; Fairbridge, 1961; Guilcher, 1969). Dans la Figure 2A, nous identifions l'évolution sur le long terme à partir des données extraites de l'étude de Guilcher (1969). Bien que la variation climatique ne soit pas la seule cause de la variation eustatique, les liens avec les grandes phases climatiques de la Figure 1A sont nets. La courbe de variation du niveau marin commence à se stabiliser vers 7 500 BP (*années Before Present*, « *present* » correspondant à 1950 *Anno Domini*, dit 1950 AD). Les reconstructions régionales de l'évolution du niveau marin de Stéphan and Goslin (2014) précisent ces données pour la zone d'étude¹. L'analyse réalisée dans cette thèse prend en compte la période postérieure à cette stabilisation pour reconstruire les paléoévénements extrêmes.

La Figure 2B présente une reconstruction du niveau marin depuis l'*Anno Domini* (AD), par rapport au niveau moyen de la mer mesuré durant l'année de l'étude (Fairbridge, 1961). Cette étude a été reprise en introduction de l'atlas mondial holocène de Pirazzoli (1991). Des liens peuvent être tissés avec trois phases climatiques de l'hémisphère nord observées en Figure 1A et B : le refroidissement médiéval, l'Optimum Climatique Médiéval dit OCM et le Petit Âge Glaciaire dit PAG. Les phases climatiques chaudes semblent être liées à un niveau marin plus haut, tandis que les phases climatiques froides présentent un niveau marin généralement plus bas. Si l'on se focalise plus précisément sur la période 1860 – 2010 AD, les travaux de Church and White (2011) témoignent en Figure 2C de l'évolution récente du niveau marin (dont le zéro a été référencé à 1950 AD). Les Figure 2B et C montrent les possibles conséquences eustatiques mondiales du réchauffement récent appelé « *Anthropocène* » et identifié en Figure 1B et C. Ces variations eustatiques sont importantes car l'évolution de la cinématique du trait de côte influence l'enregistrement sédimentaire de paléoévénements extrêmes. L'enregistrement de dépôts marins sera favorisé si l'environnement de dépôt carotté se trouve plus près du trait de côte, et si le cordon dunaire protecteur est plus fin et moins haut (Goslin and Clemmensen, 2017).

¹ Les variations eustatiques locales seront exposées en section 1.1.3.3 du chapitre 2.

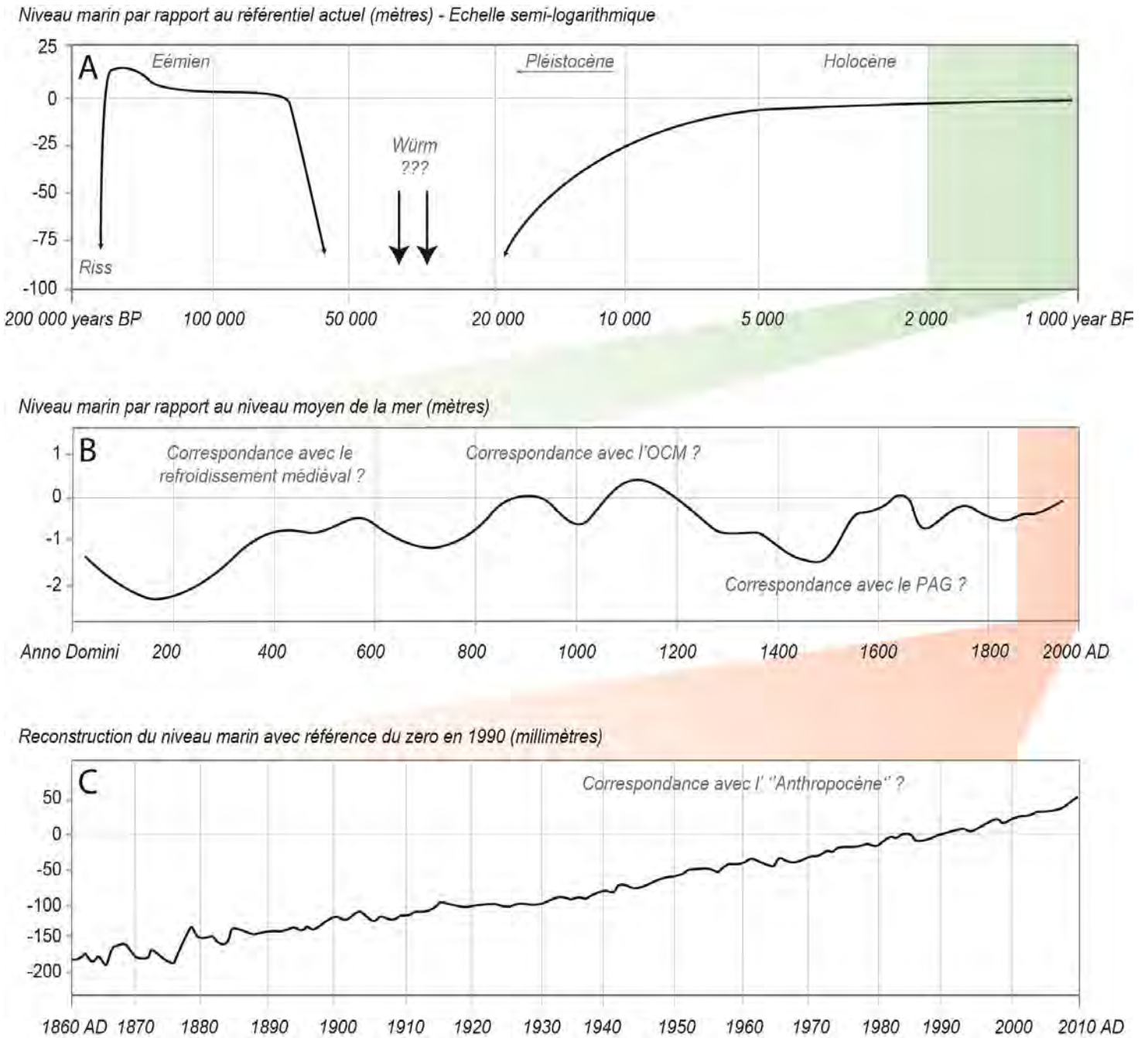


Figure 2 Représentations de la variation eustatique mondiale à trois échelles temporelles différentes :
 A- sur les 200 000 dernières années (données extraites de Guilcher (1969)) ;
 B- sur les 2000 dernières années (données extraites de Fairbridge (1961)) ;
 C- depuis 1860 AD (données extraites de Church and White (2011)).

2. Objectifs généraux et structuration de la thèse

2.1. Une prise de recul selon trois échelles temporelles distinctes

L'objectif de cette thèse est de développer des approches méthodologiques afin de reconstituer les événements extrêmes du passé² à partir de trois échelles temporelles communément employées dans la littérature scientifique (Figure 3).

1- Une première chronologie est réalisée à l'échelle de la dernière grande phase de réchauffement climatique, dite « *Holocène* » (Figure 1A). Cette période correspond au dernier interglaciaire estimé depuis près de 11 000 ans. Plusieurs études utilisent cette échelle pour reconstituer les événements extrêmes (e.g. Baltzer et al., 2014; Jelgersma et al., 1995; Parris et al., 2009; Stewart et al., 2017; Williams et al., 2015). L'intérêt principal d'une analyse à grande échelle temporelle est de pouvoir déceler des grandes phases de variation de l'activité des aléas côtiers (e.g. May et al., 2017; Page et al., 2010; Sabatier et al., 2012). Un centimètre de profondeur d'une carotte concerne potentiellement plusieurs dizaines d'années de sédimentation. Les observations tempétueuses pourront être liées avec les phases de réchauffement et de refroidissement climatiques (Clarke and Rendell, 2009; Orme et al., 2015, Sorrel et al., 2009).

2- La seconde chronologie est construite sur les 1000 dernières années. Plusieurs phases de réchauffement et de refroidissement se succèdent dans l'hémisphère nord durant cette période : l'OCM (env. 900 AD à 1300 AD³), le PAG (env. 1300-1800 AD⁴) et le réchauffement actuel (Figure 1C). Elles sont comparées à l'activité tempétueuse du dernier millénaire. Cette chronologie permet aussi une comparaison avec les reconstructions des mécanismes océano-climatiques, tels que l'Oscillation Nord Atlantique (dite « *ONA* »), pouvant influencer cet aléa (e.g. Feal-Pérez et al., 2014; Haslett and Bryant, 2007; Poirier et al., 2017; Van Vliet Lanoe et al., 2017). Plusieurs reconstructions de l'ONA sont faites sur le dernier millénaire (e.g. Proctor et al., 2000; Trouet et al., 2009). Le couplage avec les données historiques donne des précisions sur les événements, et leurs impacts sur les sociétés littorales (Athimon and Maanan, 2018).

² Nous tenons à préciser que cette thèse n'a pas pour finalité de reconstruire les environnements côtiers passés, paléorivages ou paléopaysages. La méthode aurait été différente, avec beaucoup plus de carottages sédimentaires et des analyses de ce fait moins fouillées pour des raisons liées au budget et au temps disponibles.

³ Les périodes précises de l'OCM, du PAG et du réchauffement actuel ne sont aujourd'hui pas précisément définies dans la littérature scientifique. Nous utiliserons donc une estimation de ces périodes tout au long de cette thèse.

⁴ Les prémices du PAG sont principalement évaluées entre 1250 et 1350 AD, et sa fin est estimée autour de 1800 AD dans différents travaux scientifiques (e.g. Bond et al., 2001, 1997; Mann et al., 2009b; Mayewski et al., 2004; O'Brien et al., 1995; Wanner et al., 2011, 2008). La période 1300-1800 AD généralise ces observations.

Précision - / Marges d'erreurs +

Précision + / Marges d'erreurs -

Dépôt sédimentaire (séquence type)

Aujourd'hui



Dépôt côtier ou continental

Dépôt marin

Dépôt côtier ou continental

Passé

Echelle temporelle anthropocène (env. 300 dernières années)

Lagunes actuelles

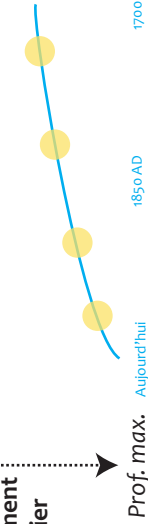
1 cm de sédimentation = une ou quelques années

Ex. de datation du retour à l'équilibre à 1973 AD

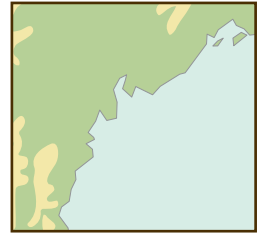
Hypothèse de certification par les données météorologiques

Détermination d'un aléa précis passé (tempête avec submersion marine ou tsunami)

Ex. de datation de la perturbation à 1972 AD



Identifications et caractérisation de plusieurs aléas côtiers récents



Echelle spatiale régionale

Echelle temporelle millénaire (env. 1000 dernières années)

Lagunes actuelles

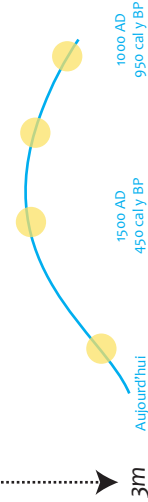
1 cm de sédimentation = quelques années ou une décennie

1460 AD

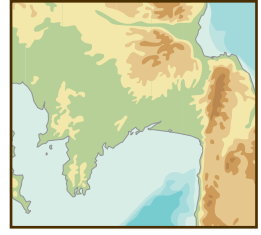
Hypothèse de certification par les archives historiques

Détermination d'un aléa précis passé (tempête avec submersion marine ou tsunami), ou simple « événement extrême » si indetification impossible dans les archives

1445 AD



Etablissement d'une chronologie du NO de la France d'événements extrêmes à l'échelle moyenne



Echelle spatiale de façade étatique

Echelle temporelle holocène (env. 10 000 dernières années)

Marais anciens colmatés

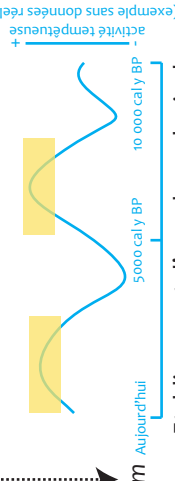
1 cm de sédimentation = quelques décennies

3150 cal y BP

Hypothèse de certification par la bibliographie scientifique

Détermination de périodes d'augmentation de marqueurs d'événements extrêmes passés

3300 cal y BP

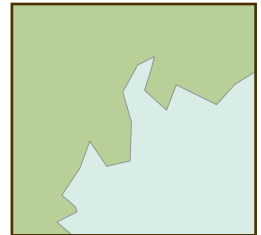


Etablissement d'une chronologie de phases de forte activité tempêteuse européen-atlantiques holocènes



Echelle spatiale de bassin océanique

Comparaisons et test d'une corrélation avec la méthode dendrochronologique



Echelle spatiale locale

Comparaisons avec plusieurs mécanismes océano-climatiques d'échelle synoptique

Comparaisons avec les grandes phases de réchauffement et de refroidissement climatique

Figure 3 Présentation des différentes échelles spatiales et temporelles employées dans la thèse.

3- La dernière chronologie dite « *échelle Anthropocène* » est construite sur la dernière phase de réchauffement climatique (Figure 1C et Figure 2C). L'analyse des sédiments déposés dans les lagunes actives peut permettre la reconstruction d'aléas avec une précision maximale (e.g. Bennington and Farmer, 2014; J. P. Donnelly et al., 2004; Goff et al., 2004; Kortekaas and Dawson, 2007; Nanayama et al., 2000). Le couplage avec les données météorologiques et une approche dendrochronologique originale pourrait permettre de mieux comprendre le fonctionnement de l'ensemble du système côtier local face à ces aléas récents.

2.2. Problématiques, hypothèses et structuration de la thèse

Deux problématiques sont soutenues à travers ces différentes échelles d'analyse. La première est méthodologique : « *comment prouver qu'un dépôt marin daté provient bien d'un aléa naturel côtier ?* ». Nous pensons que l'utilisation d'une approche pluridisciplinaire permet de prouver la provenance tempétueuse d'un dépôt marin. En mélangeant la sédimentologie, l'histoire, la météorologie et la dendrochronologie, nous nous questionnons sur les méthodes nous assurant que les couches marines détectées dans les environnements côtiers de dépôts soient bien tempétueuses. La deuxième question est théorique : « *existe-t-il des relations entre l'activité tempétueuse et les mécanismes physiques de vaste échelle ?* ». L'aléa tempétueux est principalement à l'origine des submersions marines le long des côtes étudiées. Nous tentons d'apporter des connaissances théoriques sur cet aléa dans la zone d'étude. Cependant, peu d'études se focalisent sur l'histoire ancienne de ces événements le long de la côte atlantique française. Notre hypothèse principale suit le sens des quelques travaux déjà publiés sur le long terme. Pour la côte atlantique européenne, ils constatent majoritairement une forte activité tempétueuse durant les périodes climatiques froides, et un lien avec l'ONA (Orme et al., 2015; Poirier et al., 2017; Sorrel et al., 2009).

Pour répondre à ces deux questions, la thèse est composée de six chapitres. Les trois premiers présentent une contextualisation de la recherche : un exposé de l'état de l'art (chapitre 1), une présentation de la zone d'étude (chapitre 2) et de la méthodologie (chapitre 3). Enfin, les chapitres 4, 5 et 6 exposent les études réalisées aux trois échelles différentes : holocène (chapitre 4), millénaire (chapitre 5) et anthropocène (chapitre 6). Ces trois chapitres incluent un état de l'art en introduction, une présentation des terrains sélectionnés et des méthodes, adaptés à l'échelle d'analyse. Leur structuration commune est exposée en conclusion du chapitre 3.



CHAPITRE 1

État de l'art

Pouzet Pierre, 2015 - 2018

*Étude des paléovénements extrêmes le long de la côte atlantique française
Approches sédimentologiques, dendrochronologiques et historiques*

Thèse de géographie, Université de Nantes, Laboratoire LETG

Crédit Photographie : « *Big waves under cloudy sky* », 2016. Photographie prise par George Desipris, issue de Pexels.

Page de garde réalisée avec Freepik ©.

Sommaire du chapitre 1

Introduction	24
1. Définition des paléoévénements extrêmes côtiers	25
1.1. Évènements et paléoévénements	25
1.2. Les événements extrêmes le long de la côte atlantique française	26
2. La paléotempestologie	33
2.1. Les méthodes de la paléotempestologie	33
2.2. Intérêts et limites de la paléotempestologie	38
2.3. La paléotempestologie sur les côtes macrotidales atlantiques françaises	42
3. Les données historiques	47
4. La dendrochronologie	50
4.1. Présentation générale et principales applications	50
4.2. Méthodologie pour identifier l'aléa tempétueux	51
Conclusion	54

Introduction

Ce premier chapitre propose de retracer un état de l'art détaillé pour appréhender les principales méthodes aujourd'hui utilisées pour analyser les aléas côtiers passés. Dans un premier temps, il est indispensable de définir précisément ce qu'est un paléoévènement extrême côtier. Nous caractérisons ce terme, puis présentons les différents aléas présents le long de la côte atlantique française. Nous apportons également quelques éléments de définitions aux termes qui y sont liés. Nous abordons la méthode de la paléotempestologie dans une seconde section. Nous présentons son historique et soulignons ses intérêts et limites scientifiques. Nous mettons ensuite en exergue son application possible le long de la côte atlantique française. Une troisième section évoque l'intérêt des données historiques dans cette thèse. Nous présentons quelques travaux déjà employés pour caractériser les aléas côtiers passés en Europe, et exposons quelques conclusions principales qui peuvent en être tirées. Enfin, nous introduisons dans une quatrième section l'approche dendrochronologique. Nous caractérisons brièvement cette méthode scientifique, ainsi que ses applications principales. Les influences scientifiques de cette méthodologie originale testée pour identifier l'aléa tempétueux le long de la côte atlantique française sont présentées.

1. Définition des paléoévénements extrêmes côtiers

1.1. Évènements et paléoévénements

La première partie du terme « *paléoévénement extrême côtier* » s'axe sur un rapport à la temporalité avec le préfixe « *paléo-* ». Dans son dictionnaire critique de la géographie, R. Brunet définit le paléoclimat comme « *climat du passé, que l'on s'efforce de reconstituer d'après les indices trouvés dans les sédiments (débris, pollens et autres marqueurs)* » (Brunet et al., 1993). Qu'il s'agisse de reconstruction d'évènements extrêmes côtiers sur les dernières dizaines, centaines ou milliers d'années, l'emploi de « *paléoévénements extrêmes côtiers* » résume l'analyse d'évènements qui sont survenus « *avant* » aujourd'hui.

Que signifie le préfixe « paléo- » ?

Paléo provient du grec « *palaiós* » et signifie « *qui se réfère à l'ancien* », et si on se réfère à l'étymologie d'ancien, le terme vient du mot latin « *antianus* » provenant de « *ante* » signifiant « *avant* » (Dictionnaire commun Larousse).

Pour apporter une notion d'impact au terme « *événement* », qui peut ici être synonyme d'aléa naturel, ce terme est associé à l'adjectif « *extrême* ». Cette association renvoie directement au récent terme d'« *extreme wave event* » de plus en plus utilisé dans de nombreuses études scientifiques portés sur les littoraux mondiaux. On le retrouve principalement dans les espaces où les aléas tsunami et tempêtes montrent une activité importante, et où ils peuvent donc se confondre dans les sédiments (e.g. Biolchi et al., 2016; Brill et al., 2011; Lario et al., 2010; Lau et al., 2016). Renvoyant essentiellement aux événements extrêmes côtiers, les « *extreme wave events* » génèrent des dépôts sédimentaires d'origine marine dans des environnements lacustres côtiers. Ces Évènements Extrêmes (EE) produisent une combinaison complexe d'effets au niveau du plan d'eau, provoquant la résultante surcote et son impact spatial le cas échéant : la submersion marine.

De nombreux travaux utilisent les termes de « *paléotempête / paleostorm* » et de « *paléotempéologie* ». Ces études sont principalement axées en zone méditerranéenne et sur le bassin est-atlantique (Das et al., 2013; Parris et al., 2009; Sabatier et al., 2012). Dans ces espaces, le marnage est très faible et seules les conditions tempétueuses sont requises pour identifier un impact tempétueux. Nous avons choisi d'axer nos propos autour du terme « *paléoévénements extrêmes côtiers* » dans cette thèse. Dans la zone d'étude, les conditions météorologiques seules ne suffisent pas pour permettre l'observation de marques paléotempétueuses. La côte atlantique

française étant macrotidale, la connaissance des conditions océaniques passées est elle aussi indispensable. Ce terme permet également d'intégrer l'aléa tsunami à l'analyse.

1.2. Les évènements extrêmes le long de la côte atlantique française

1.2.1. Les tempêtes

Peu de définitions précises de tempêtes existent en France. Selon Météo-France, « *le terme de tempête n'est défini rigoureusement que dans les domaines de la météorologie marine et de la météorologie tropicale. Néanmoins, l'usage veut que les météorologues nomment « tempêtes » les rafales de vent approchant les 100 km/h dans l'intérieur des terres et 120 km/h (voire 130 km/h) sur les côtes. Lorsque le vent atteint ces valeurs, on va même qualifier de « tempête » la dépression à l'origine de ces vents* » (<http://www.meteofrance.fr/prevoir-le-temps/phenomenes-meteo/les-tempetes>).

La tempête est un aléa caractérisé par un fort creusement barométrique et une structure nuageuse produisant des paramètres météorologiques et océanologiques intenses. Durant ces évènements, des vents violents, des précipitations importantes et une chute très marquée de la pression atmosphérique sont généralement mesurées. Les vents violents peuvent impacter les arbres. Cet impact est identifié dans les archives dendrochronologiques. Les paramètres météorologiques tempétueux peuvent causer un renforcement important de la houle en mer et des vagues sur les côtes, pouvant entraîner élévation temporaire du niveau marin : la surcote. Cette élévation peut alors occasionner une submersion marine dans les zones basses côtières par concomitance exceptionnelle avec une marée haute de vives-eaux. La submersion marine est identifiée dans les archives sédimentaires par un phénomène d'« *overwash* ».

Les « zones basses »

Selon l'Observatoire National de la Mer et du Littoral (ONML), « *les zones basses sont définies comme l'ensemble des territoires littoraux dont l'altitude est inférieure aux niveaux atteints par la mer lors de conditions extrêmes (occurrence centennale)* ». C'est donc une surface terrestre située sous une cote de référence, principalement employée pour caractériser le risque de submersion marine (Juigner, 2017). Selon le type de source utilisée, cette altitude peut varier.

Le SHOM et le Centre d'études techniques maritimes et fluviales (CETMEF) estimaient en 2010 ce niveau à 2,50 m NGF dans le sud Bretagne et les Pays de la Loire. Depuis l'épisode Xynthia, la cote de référence de 4,20 m NGF est principalement utilisée pour caractériser une zone basse dans la zone d'étude. Cette cote correspond à l'altitude maximale atteinte par la surcote du plan d'eau lors de l'évènement Xynthia. Elle fonde la réglementation actuelle. Pour se projeter dans le futur et prendre en compte la hausse du niveau marin potentielle, les modélisations y ajoutent généralement soixante centimètres. Ils correspondent à l'un des scénarios les plus probables du GIEC (Pachauri et al., 2014). Cette référence rehaussée sert à se projeter en cas d'aléa similaire à l'horizon 2100. Elle est utilisée dans les Plans de Prévention des Risques Littoraux comme base pour les modélisations, et est employée comme cote de référence sur certains ouvrages de protection côtière.

« Cyclones », « cyclones tropicaux » et « cyclones extratropicaux »

Pour caractériser un « cyclone », Météo-France nous informe que malgré son emploi courant confondu avec l'aléa de « Cyclone Tropical », le « cyclone » reste avant tout synonyme de dépression. « Le terme de cyclone est très couramment employé comme synonyme abrégé de l'expression cyclone tropical : aux latitudes tempérées ou polaires, on lui préfère le terme de dépression ou même celui de perturbation. Pourtant, ce terme, s'il n'est pas qualifié par l'adjectif "tropical", ne devrait signifier rien d'autre en principe qu'une dépression quelle qu'elle soit » (<http://www.meteofrance.fr/publication/glossaire/150235-cyclone>).

Ainsi, un cyclone se définit météorologiquement comme une dépression, à travers la caractérisation de vents en rotation (dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère sud, et dans le sens contraire dans l'hémisphère nord) autour d'un centre de basse pression. Il s'oppose à l'anticyclone (Ahrens, 2010; Petterssen, 2013). Les aléas météorologiques doivent alors être nommés « cyclones tropicaux » ou « cyclones extratropicaux » selon leur latitude, et non « cyclone ».

Pour préciser le terme de tempête, la définition employée en météorologie tropicale se réfère au stade préliminaire du cyclone tropical : la « tempête tropicale ». La tempête tropicale se forme au-dessus des océans chauds dans les espaces tropicaux et produit des vents moyens compris entre 62 et 117 km/h. Cette définition n'est pas retenue dans ces travaux car elle ne représente pas les aléas frappant l'espace européen. Nous avons retenu celle de la météorologie marine pour caractériser le terme de « tempête » tout au long de cette thèse. Cette définition fait référence à l'échelle de Beaufort (Tableau 1). Elle définit une « tempête » lorsque des vents moyens sur dix minutes sont compris entre 89 et 102 km/h. Viennent ensuite les degrés de « violente tempête » lorsque les vents sont compris entre 103 et 117 km/h, et d'« ouragan » pour des vents plus puissants

(Tonnerre, 2001). D'importantes lames déferlantes sont observées en mer. Elles engendrent une forte activité morphogénique côtière (Leone et al., 2010; Viglione and Rogger, 2015).

Degré Beaufort	Terme descriptif	Vitesse moyenne en nœuds	Vitesse moyenne en km/h	Observations en mer	Observations sur terre
10	Tempête	48 à 55	89 à 102	Très grosses lames déferlantes (9 m de haut) : écume en larges bancs formant des trainées blanchâtres, visibilité réduite par les embruns	(Rarement observé à terre) Les adultes sont renversés, les arbres déracinés, les habitations subissent d'importants dommages
11	Violente tempête	56 à 63	103 à 117	Lames déferlantes d'une hauteur exceptionnelle, mer couverte d'écume blanche, visibilité réduite	(Très rarement observé à terre) Ravages étendus
12	Ouragan	64 et plus	118 et plus	Lames déferlantes énormes (les creux atteignent 14 m), mer entièrement blanche, air plein d'écume et d'embruns, visibilité très réduite	(En principe degré non utilisé) Ravages désastreux : violence et destruction

Tableau 1 Classification Météo France des vents violents supérieurs ou égaux à la force 10 de l'échelle de Beaufort. Tableau issu de Météo France, non modifié.

Concernant les paramètres météorologiques de la dépression tempétueuse, nous nous focalisons sur le type de dépression le plus présent le long des côtes étudiées dans cette thèse : le Cyclone Extratropical (CET, que l'on appelle communément une « tempête »). Les CET, parfois définis comme « cyclones de latitudes moyennes » sont issus de la confrontation entre masses d'air chaudes (subtropicales) et froides (polaires), et du Jet stream impulsant un cisaillement des vents (Kutzbach, 1979; Longshore, 2010).

1.2.2. Surcotes et submersions marines

La Figure 4 expose les paramètres générateurs d'une surcote. Aussi appelée (« storm surge »), elle est principalement d'origine météorologique : le passage d'une dépression creusée, telle qu'une tempête, provoque une surcote. Leurs impacts sur les côtes sableuses peuvent être destructeurs. Elle peut entraîner une forte érosion des dunes et une submersion des zones basses situées en arrière (Maspataud et al., 2013). Le marégraphe mesure le niveau de la mer à un endroit précis et permet d'évaluer les surcotes après les événements. À l'inverse, l'arrivée d'un anticyclone important peut induire une décote. (Chaumillon et al., 2017; Duvat and Magnan, 2014; Vinet, 2010).

- Le premier paramètre générateur de surcote est la chute de pression atmosphérique typique du passage du phénomène de dépression. Selon les travaux de Doodson (1924), ensuite repris par Doodson and Warburg (1942) et Pugh (1996), une diminution de la pression atmosphérique d'un hectopascal (hPa) à partir du niveau moyen de 1013 hPa provoque une augmentation du niveau marin d'un centimètre (et inversement).

Différencier la « surcote » de la « submersion marine »

Selon le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM), la surcote (ou décote) désigne la « différence [positive dans le cas d'une surcote et négative pour une décote] entre le niveau marin observé et le niveau marin qui existerait en présence de la marée astronomique seule ».

Le SHOM définit ensuite une submersion marine comme un aléa qui peut « provoquer des inondations sévères et rapides du littoral, des ports et des embouchures de fleuves et rivières. Elles sont liées à une élévation extrême du niveau de la mer due à la combinaison de plusieurs phénomènes dont l'intensité de la marée et le passage d'une tempête » (<http://www.shom.fr/les-activites/projets/vagues-submersion/>). Météo-France ajoute que « les submersions touchent surtout les zones basses proches du littoral. Les inondations dues aux submersions marines peuvent cependant atteindre une hauteur d'eau de plusieurs mètres et envahir le littoral sur plusieurs kilomètres à l'intérieur des terres » (<http://www.meteofrance.fr/prevoir-le-temps/phenomenes-meteo/les-vaguessubmersions>).

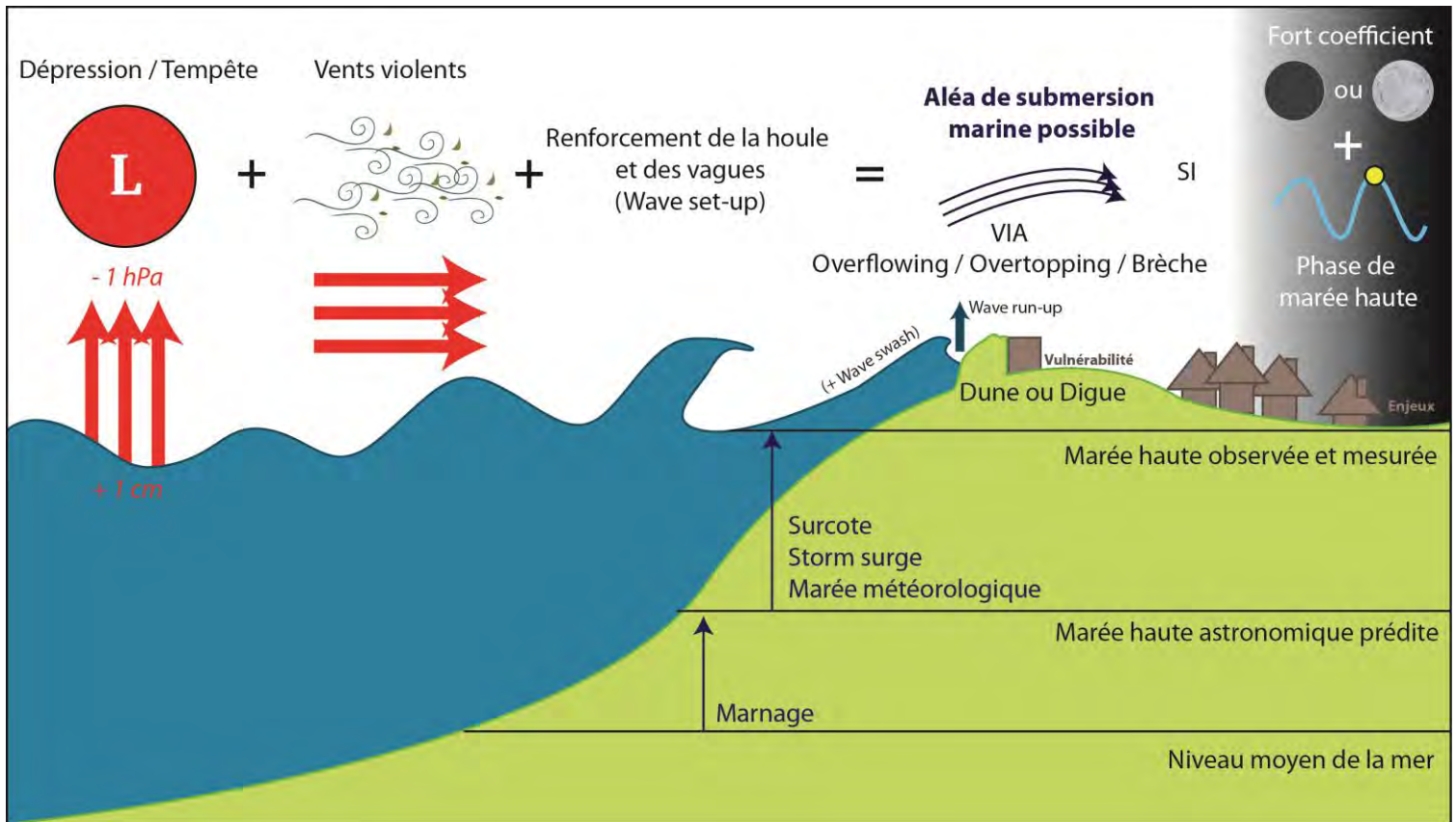


Figure 4 Paramètres météo-marins de formation d'une surcote et plus généralement d'aléa de submersion marine.

- Le second paramètre météorologique pouvant influencer le niveau marin au passage d'une tempête est le vent, à travers sa vitesse mais également la rugosité de la surface du niveau marin (Chaumillon et al., 2017). À cause de la force de Coriolis due à la rotation de la terre, les flux entraînés par le vent sont déviés vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud. En conséquence, les travaux de Kennedy et al. (2011) ont montré que les régions situées à droite de la trajectoire de la tempête pour l'hémisphère nord peuvent être soumises à des vents plus intenses. Selon Chaumillon et al. (2017), ces vents peuvent produire, en plus des dégâts accrus, des surcotes plus importantes pour les espaces localisés sur le côté droit de la trajectoire de la tempête que du côté gauche. Cet effet s'inverse dans l'hémisphère sud.

- Enfin, le dernier paramètre océanique pouvant influencer les surcotes induites par ces éléments météorologiques est l'action des vagues. Le « *wave run-up* » correspond à « *la part de l'élévation du niveau d'eau à la côte induite par l'action des vagues* » (Cariolet, 2011a, 2011b). Il intègre de facto deux processus (Stockdon et al., 2006) : le « *wave set-up* », qui correspond à l'augmentation

du niveau de la mer « liée aux accumulations d'eau entre la zone de déferlement et la plage » (Cariolet, 2011a) ; et le « *wave swash* » qui correspond aux « élévations maximales atteintes par le jet de rive » (Cariolet, 2011a), et donc à la hauteur additionnelle que les vagues atteignent quand elles déferlent en arrivant sur la côte.

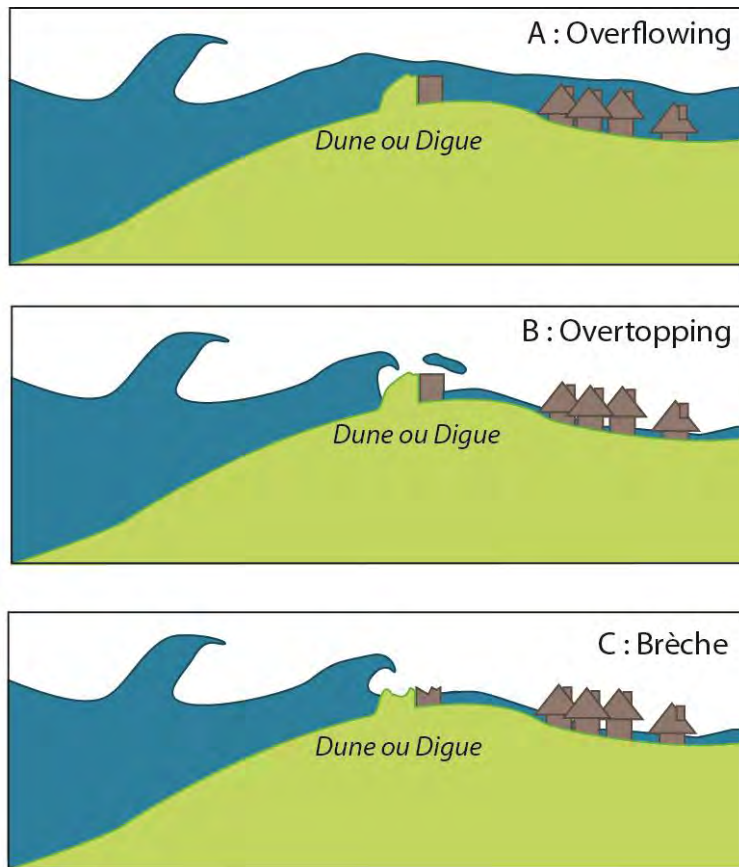


Figure 5 Mécanismes de submersion marine.

La submersion marine correspond à l'inondation temporaire des espaces côtiers par la mer (Mercier et al., 2013). C'est un aléa induit par des conditions météorologiques intenses qui engendrent une activité morphogène importante sur les environnements côtiers. Cet aléa est identifiable par la méthode de la paléotempestologie. La submersion marine se caractérise selon trois mécanismes principaux pouvant provoquer des « *washover* » : les dépôts marins en arrière du cordon dunaire protecteur, par un processus d'« *overwash* », processus de transport de sédiments marins vers ces espaces situés en arrière (Cariolet, 2011a; Chaumillon et al., 2017; C. Donnelly et al., 2004).

- l'« *overflowing* » est une submersion par franchissement de la mer par-dessus l'ouvrage de protection ou la dune (Figure 5A). L'*overflowing* (ou « *submersion par débordement* ») reste le cas le plus rare car il requiert un niveau d'eau exceptionnel, supérieur à la cote d'un ouvrage ou du sommet du cordon littoral protecteur. C'est probablement l'un des plus dangereux car après le retrait de la marée, l'eau reste bloquée dans les zones basses côtières par l'ouvrage de protection ou la dune. Ce mécanisme a notamment été identifié durant l'ouragan Katrina de 2005 à la Nouvelle-Orléans (Hughes and Nadal, 2009).

- L'« *overtopping* » (ou « *submersion par franchissement* ») est une submersion par paquets de mer des zones basses côtières par l'action des vagues. Il correspond au franchissement des vagues au-dessus des cordons dunaires ou ouvrages de protection. Elles propulsent l'eau par-dessus l'ouvrage ou la dune (Figure 5B). Le niveau d'eau n'est pas supérieur à la cote de l'ouvrage ou au sommet du cordon dunaire. L'importance du franchissement est majoritairement déterminée par l'amplitude du run-up, mais également par la direction et la force du vent influençant les projections d'eau (Cariolet, 2011a).

- La submersion par brèche d'un cordon dunaire ou d'un ouvrage de protection est le dernier mécanisme de submersion marine constaté (Figure 5C). Elle peut être induite par les deux premiers mécanismes présentés, et est celle qui peut avoir le plus de conséquences humaines en zone côtière. Elle peut être ponctuelle, par sections ou peut très rarement être caractérisée par une rupture complète. Comme son nom l'indique, un ouvrage de protection sert à protéger des enjeux de l'aléa météo-marin. Les enjeux sont alors directement exposés lors d'une destruction (même partielle) de ces éléments protecteurs naturels ou anthropiques. Le tragique événement Xynthia le prouve. De nombreuses brèches dans des ouvrages de protection (tels que les digues) mais aussi dans les cordons dunaires ont entraîné le décès de nombreuses personnes le long de la côte vendéenne en février 2010 (Kolen et al., 2002).

1.2.3. Les tsunamis

Les tsunamis génèrent des submersions imprévisibles de zones basses côtières, qui peuvent aussi laisser des marques sédimentaires marines dans un environnement de dépôt côtier. Selon Bryant (2005), le pourcentage de tsunamis touchant la côte est atlantique est d'environ 1.5% du total de tsunamis recensés dans les mers et océans mondiaux, contre 25% pour l'océan pacifique, 20,5% pour la côte est de l'Inde, 18,5% pour les côtes japonaises et

Qu'est-ce qu'un « tsunami » ?

Selon Bryant (2014, traduit) « *Un tsunami est une vague ou une série de vagues dans un régime de houles générées par le déplacement vertical soudain d'une colonne d'eau. Ce déplacement peut être dû à l'activité sismique, au volcanisme explosif, à un glissement de terrain sous l'eau ou sur les berges ou rives, à un impact d'astéroïde ou à des phénomènes météorologiques. Ces vagues peuvent être générées dans des océans, baies, lacs, rivières ou réservoirs* ».

de l'est de la Russie, 14% pour les Caraïbes, 10% pour la mer méditerranée, 9% pour la côte est Pacifique, près d'1% pour le golfe de Bengale et de 0,5% pour la côte ouest atlantique. Si l'Europe est occasionnellement touchée par cet aléa, ce dernier se localise cependant quasi

exclusivement en mer Méditerranée. Cependant, très peu de tsunamis répertoriés dans les écrits semblent avoir frappés récemment la côte atlantique française, hormis l'hypothèse d'une submersion potentielle sur l'Ile de Bouin (Loire-Atlantique) en 1799 (Limasset et al., 1992).

Cet aléa est minime dans la zone d'étude de ce travail. Nous nous focalisons majoritairement sur l'aléa météorologique tempétueux à l'intérieur de notre définition d'« *évènement extrême* ». Cependant, nous ne négligerons pas l'aléa tsunami, que nous devons aussi considérer au cours de nos travaux. Le tsunami de Lisbonne survenu en 1755 a fortement impacté les côtes européennes. Il a été caractérisé comme étant « *la plus grande catastrophe naturelle jamais recensée en Europe* » (traduit) selon Pereira (2009). Cet évènement montre que l'aléa tsunami peut être très impactant pour les environnements littoraux, et qu'il peut aussi être enregistré par des séries sédimentaires côtières européennes. Il a notamment été enregistré au sud du Portugal (e.g. Hindson and Andrade, 1999; Kortekaas and Dawson, 2007), aux Açores (Andrade et al., 2006) et en Espagne (Cuven et al., 2013). Un autre tsunami a aussi été enregistré en 1969 (Abrantes et al., 2008). L'océan Atlantique s'avère rarement touché (A. G. Dawson et al., 2004; Garnier and Surville, 2010; Karnik, 1971), mais malgré sa faible occurrence, nous ne devons pas négliger l'aléa tsunami dans l'interprétation des couches marines détectées.

2. La paléotempestologie

Succédant aux échelles de marée, le marégraphe mesure les surcotes actuelles. Le premier marégraphe installé en France dans le port de Brest date de 1846. Pour trouver une trace de ces évènements dans le passé, nous utilisons une des méthodes d'analyse de plus en plus employée aujourd'hui. Cette méthode permet l'identification sédimentologique des aléas naturels côtiers dans le passé. En France, on appelle cette discipline la « *paléotempestologie* ». Elle permet la détection de « *paléotempêtes* » depuis les travaux de Sabatier (2009) et de Dezileau (2009) en mer méditerranée. Nous leur préférons les termes de « *paléoévènements extrêmes côtiers* », identifiables dans les études « *paléoenvironnementales* » pour prendre aussi en compte l'aléa tsunami, très largement comparable aux marques sédimentologiques laissées par les tempêtes.

2.1. Les méthodes de la paléotempestologie

2.1.1. Les premiers travaux de Liu et Fearn dans les années 90

C'est aux Etats-Unis, et plus principalement dans une étude faite dans une lagune côtière en Alabama, que les premières reconstructions de cyclones tropicaux anciens provenant du Golfe du Mexique ont été publiées par Liu and Fearn (1993), et très largement reprises par la suite. La méthode sédimentologique a ensuite été réutilisée et synthétisée dans une étude faite en Floride (Liu and Fearn, 2000a). A partir du début des années 2000, elle devient fortement reconnue scientifiquement, et est ensuite très largement diffusée dans le monde entier.

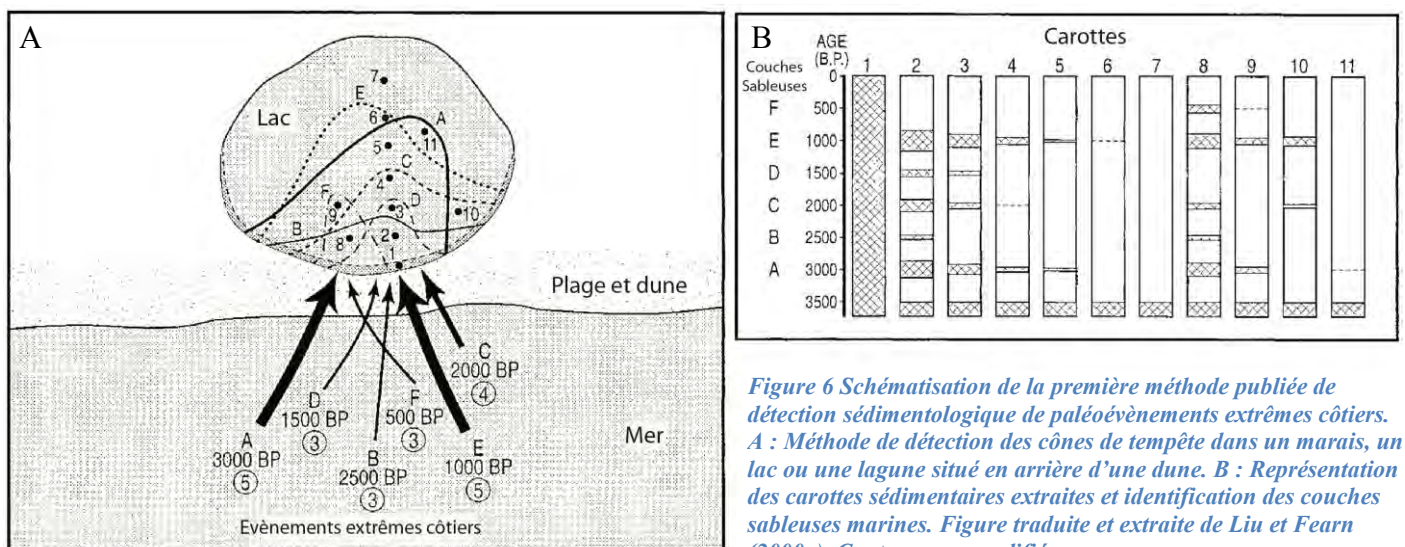


Figure 6 Schématisation de la première méthode publiée de détection sédimentologique de paléoévènements extrêmes côtiers. A : Méthode de détection des cônes de tempête dans un marais, un lac ou une lagune situé en arrière d'une dune. B : Représentation des carottes sédimentaires extraites et identification des couches sableuses marines. Figure traduite et extraite de Liu et Fearn (2000a). Contenu non modifié.

Comme présentée par la Figure 6, la méthode s'axe sur l'analyse de dépôts de sédiments marins côtiers transportés par des événements extrêmes et déposés dans un marais, une lagune ou un lac côtier. Ces dépôts sont ensuite identifiés par la granulométrie et la matière organique dans les carottes sédimentaires extraites. Dans cette Figure 6, l'intensité des événements (datées BP) frappant le marais est caractérisée par la taille des flèches. Cette intensité est précisée sur l'échelle de Saffir-Simpson par les numéros entourés. Les lignes pleines et pointillées donnent l'extension des cônes de tempête, dits « *washovers* », dans le marais. Les points noirs représentent les différentes carottes extraites. Ils développent donc la notion de cône de tempête dite de « *washover fans* » ou plus récemment de « *washover deposits* ». Cette notion est parfois résumée plus simplement en « *washover* » ou « *overwash* ». Cependant, la signification réelle d'« *overwash* » est le processus de transport de sédiments marins dans ces espaces situés en arrière du cordon dunaire ou de la digue, et non du dépôt induit en arrière comme le signifie « *washover* » (C. Donnelly et al., 2004). Ce processus est identifié grâce à plusieurs transects de carottages effectués en arrière du cordon dunaire. Les auteurs analysent ensuite la spatialisation de ces cônes de tempêtes en exposant la théorie que le nombre et l'épaisseur des couches marines varient en fonction de la distance au cordon dunaire protecteur. Un gradient croissant du nombre et de l'épaisseur des dépôts en fonction de la proximité au cordon dunaire est observé. Ils relèvent également le danger de carotter trop près de ce dernier, qui ferait office de protection en n'offrant aucun dépôt marin visible dans la carotte sédimentaire (Sabatier, 2009).

Liu and Fearn (2000a, 1993) évoquent un rapport entre l'intensité de l'évènement extrême passé et sa signature sédimentologique. Ils proposent une relation directe entre structure du dépôt et intensité de l'aléa (Figure 6). Ce rapport est toujours discuté aujourd'hui, bien que cette méthode soit totalement adoptée par la communauté scientifique. À l'heure actuelle, la relation entre l'épaisseur et l'étendue spatiale du dépôt marin avec l'intensité d'un cyclone est toujours débattue (Chaumillon et al., 2017). On estime que la taille et l'étendue de ces dépôts semblent également dépendre autant de paramètres météo-marins liés à l'aléa que des caractéristiques géomorphologiques de l'espace carotté (Morton, 2002; Otvos, 2002; Sallenger, 2000). Cette remise en cause est d'autant plus effective dans les espaces macrotidaux, où l'intensité seule de l'évènement météorologique ne suffit pas à impacter l'espace côtier sans des conditions marégraphiques importantes. Cependant, à conditions équivalentes et en estimant que l'espace étudié n'a que peu évolué dans le passé, des liens ont tout de même été établis entre l'intensité

des événements et l'importance du dépôt dans les littoraux microtidaux (e.g. Dezileau et al., 2011; Donnelly et al., 2001; J. P. Donnelly et al., 2004; Nott, 2004; Woodruff et al., 2008).

2.1.2. Développement de méthodes depuis les travaux de Liu et Fearn

Comme le mentionnent de nombreuses synthèses récentes (Chaumillon et al., 2017; Clarke and Rendell, 2009; Goslin and Clemmensen, 2017; Kaniewski et al., 2016; Oliva et al., 2017; Xiong et al., 2018), cette méthode a connu un essor considérable à partir des années 2000, et est encore très employée aujourd'hui dans le monde. Les Etats-Unis, à travers les côtes nord-américaines et la mer des Caraïbes (e.g. Donnelly et al., 2001; J. P. Donnelly et al., 2004; Donnelly and Woodruff, 2007; Lambert et al., 2008; Noren et al., 2002; Parris et al., 2009; Scileppi and Donnelly, 2007; Scott et al., 2003) ont été les premiers lieux de développement important de cette méthode caractéristique au début du XXI^e siècle. Elle a ensuite été étendue dans le monde entier avec quelques exemples de travaux notables effectués en Océanie (e.g. Hayne and Chappell, 2001; May et al., 2016, 2015; Nott et al., 2009; Nott and Hayne, 2001) ; Asie (e.g. Lallemand et al., 2015; Liu et al., 2001; Williams et al., 2015; Woodruff et al., 2009; Yu et al., 2009) ; Afrique (e.g. Bozzano et al., 2002; Raji et al., 2015) ; Mer du Nord (e.g. Chang et al., 2006; Jong et al., 2006) ; ou encore Amérique du sud (e.g. Oliveira et al., 2014; Ramirez-Herrera et al., 2012).

Le long de la côte macrotidale atlantique européenne, de nombreuses études paléoenvironnementales tentant de reconstruire les tempêtes passées se sont dans un premier temps focalisées sur une autre méthode d'identification d'impacts géologiques tempétueux : l'analyse des dépôts de bord de falaise (« *cliff top storm deposits* », ou CTSD), car cet élément est peu impacté par la marée (e.g. Fichaut and Suanez, 2011; Hall et al., 2006; Hansom et al., 2008; Hansom and Hall, 2009; Suanez et al., 2009; Williams and Hall, 2004). À cause de la géomorphologie des côtes et des trajectoires des tempêtes précédemment évoquées, ces études géologiques caractérisent principalement le nord de l'Europe (Ile britanniques et nord de la France majoritairement).

L'observation de paléoévénements extrêmes passés en France à partir d'approches sédimentologiques a été principalement employée le long la côte microtidale méditerranéenne dans un premier temps (Blanchemanche et al., 2010; Degeai et al., 2015; Dezileau et al., 2011; Kaniewski et al., 2016; Sabatier et al., 2012, 2010, 2008). Les travaux tentant de reconstruire ces

EE passés se sont ensuite penchés vers les espaces macrotidaux d'Europe de l'ouest au début de la décennie 2010. Les côtes françaises de l'océan atlantique et de la Manche, ainsi que certaines côtes britanniques sont étudiées (Baltzer et al., 2014; Baumann et al., 2017; Orme et al., 2015; Poirier et al., 2017; Sorrel et al., 2009; Van Vliet Lanoe et al., 2014a). Les études menées le long des côtes portugaises analysent quant à elles principalement les marques laissées par l'aléa tsunami, à partir de la fin du XX^e siècle (e.g. Andrade et al., 2004; Dawson et al., 1995; Hindson and Andrade, 1999). De nombreuses reconstructions d'évènements extrêmes côtiers passés semblent actuellement se développer en Europe. L'état des connaissances est encore lacunaire le long de la côte microtidale atlantique européenne, et peut être approfondi.

Si les premiers indicateurs de dépôt marins ont été essentiellement focalisés sur les variations de tailles de grains, justifiant un dépôt marin comme sableux en opposition au dépôt vaseux continental lagunaire, la palette d'indicateurs disponibles s'est très vite étoffée au fil des années et des travaux publiés (Clarke and Rendell, 2009; Goslin and Clemmensen, 2017; Kaniewski et al., 2016; Xiong et al., 2018). La matière organique, la géochimie, la radiographie, les pollens, les foraminifères, la colorimétrie, la susceptibilité magnétique, les minéraux argileux ou plusieurs assemblages faunistiques sont couramment utilisés comme preuves d'un changement d'environnement brutal dans la stratigraphie d'un marais côtier. Ils attestent fiablement l'occurrence d'un évènement extrême passé. Nous exposons les sources bibliographiques étudiées justifiant les choix d'indicateurs sédimentologiques retenus dans cette thèse en section 1.4 du chapitre 3 de méthodologie.

Par ailleurs, il est important de souligner que cette méthode a été étendue dès le début des années 2000 aux analyses de dépôts de tsunamis comme nous le mentionnons le long des côtes portugaises. L'étude des dépôts de tsunami y a été employée pour détecter l'évènement de 1755 (e.g. Costa et al., 2012; Cunha et al., 2010; Oliveira et al., 2009). Les côtes de Nouvelle-Zélande font également l'objet de nombreuses études de dépôts de tsunami dès les années 2000 (e.g. Chagué-Goff et al., 2002; Goff et al., 2004, 2001). La méthode s'étend ensuite sur l'ensemble des côtes de l'océan Pacifique (e.g. Goto et al., 2012, 2010, 2007; May et al., 2016; Nanayama et al., 2000; Pinegina and Bourgeois, 2001; Ramirez-Herrera et al., 2007; Scheffers and Kelletat, 2003). Suite à ces nombreux travaux, l'indicateur de géochimie s'est popularisé comme un indicateur très fiable dans les recherches sédimentologiques retraçant les paléoévènements extrêmes côtiers

dans le monde (Chagué-Goff et al., 2017). Cet indicateur est aujourd'hui également très largement utilisé dans les études sédimentologiques de cyclones passés (e.g. Das et al., 2013; Goslin and Clemmensen, 2017; Oliva et al., 2017; Xiong et al., 2018).

2.1.3. Autres méthodes d'analyse d'impacts tempétueux côtiers passés

En dehors de l'analyse de dépôt dit de « *washover* » introduit par Liu and Fearn (2000a), d'autres méthodes géomorphologiques permettent l'étude des impacts d'évènements extrêmes côtiers passés (Xiong et al., 2018).

Les « *beach ridges* », pouvant être traduit par « *crêtes de plages* », sont des formations morphogéniques allongées parallèles au trait de côte. Elles sont composées de sables et de débris coquillés et peuvent être déposées par des tempêtes successives. Ces dépôts successifs peuvent servir à établir une chronologie allant vers les évènements les plus anciens situés les plus à distance du trait de côte (Clemmensen and Nielsen, 2010; Scheffers et al., 2012; Tamura, 2012). Elles témoignent de l'activité tempétueuse passée, généralement datée grâce aux coraux retrouvés dans les espaces situés en arrière de récifs (Hayne and Chappell, 2001). Des corrélations entre hauteur de la crête et intensité des évènements ont également été mises en évidence (Nott, 2004).

Les coraux, éléments côtiers très sensibles, sont eux aussi un indicateur de perturbation météorologique passée (Gardner et al., 2005; Hongo, 2018; Scoffin, 1993). D'importants blocs coralliens provenant des récifs profonds peuvent être transportés dans le « *reef flat* », espace du récif au plus proche de la côte et à faible profondeur, voire directement sur des atolls ou plages côtières. Ils sont ensuite identifiables dans des carottages sédimentaires et datables au ^{14}C (Xiong et al., 2018; Yu et al., 2009).

Par ailleurs, les deltas et estuaires proposent des conditions hydrodynamiques complexes à étudier. Plusieurs travaux ont néanmoins aussi réussi à reconstruire des chronologies anciennes d'évènements extrêmes dans ces environnements très dynamiques (e.g. Allison et al., 2005; Fan et al., 2002; Xiong et al., 2018). Au sein de côtes sableuses, l'analyse de la morphologie des plages, qu'elles soient naturelles (e.g. Sedrati and Anthony, 2007) ou modifiées par l'Homme (e.g. Aouiche et al., 2016), peut aussi permettre l'étude des impacts d'évènements tempétueux récents. La morphologie des barres intertidales (Sabatier et al., 2009), ainsi que du contact entre la plage et la dune (Ruz and Meur-Ferec, 2004) peuvent être témoins de l'activité tempétueuse

passée. L'étude de l'érosion d'une dune après un événement tempétueux peut permettre de comprendre les paramètres naturels influençant cette érosion, tel que la succession de vagues de courte période durant une forte marée (Ruz et al., 2009). La capacité de résilience de ces systèmes sableux après un événement peut ainsi être estimée (Maspataud et al., 2009). Enfin, l'influence complexe des tempêtes récentes sur l'évolution morphologique des crêtes de barrières côtières composées d'éléments plus grossiers a aussi été mise en évidence dans les travaux d'Orford and Anthony (2011).

En plus de ces nombreuses méthodes sédimentologiques, d'autres méthodes ont été récemment menées pour accroître la connaissance de cet aléa dans le passé. Elles peuvent être géologiques, à l'image de l'analyse de spéléothèmes (e.g. Frappier et al., 2007; Zhu et al., 2017); ou biologiques telles que l'étude de survie ou de disparation d'algues (e.g. Nodine and Gaiser, 2015; Stager et al., 2017).

2.2. Intérêts et limites de la paléotempestologie

2.2.1. Liens entre périodes tempétueuses et variations océano-climatiques

2.2.1.1. L'intérêt de lier paléoévénements et mécanismes influenceurs

La météorologie française s'est développée à partir de la moitié du XIX^e siècle, et les premiers modèles météorologiques sont déployés vers la moitié du XX^e siècle avec l'arrivée des premiers ordinateurs. Les marégraphes sont eux aussi des instruments récents datant de la moitié du XIX^e siècle. Les modèles océano-climatiques permettent de tirer des conclusions uniquement sur le court terme. L'intérêt majeur de la paléotempestologie est de pouvoir offrir une vision générale des grandes phases de forte activité⁵ des aléas météo-marins à des échelles de temps long (Kaniewski et al., 2016; Noren et al., 2002; Orme et al., 2015; Osleger et al., 2009; Poirier et al., 2017; Sorrel et al., 2009).

Une fois cette variation évaluée, la paléotempestologie permet une comparaison avec l'évolution des mécanismes océano-climatiques tels que l'ONA. L'ONA est connue comme étant une des influences principales pour la formation de CET européens et américains (Clarke and Rendell,

⁵ Si plusieurs travaux parlent de variation de « fréquence » ou d'« intensité » tempétueuse à partir de données sédimentologiques (e.g. Hayne and Chappell, 2001; Nott and Hayne, 2001; Page et al., 2010; Van Vliet Lanoe et al., 2014b), nous préférons, avec plus de prudence, évoquer le terme d'« activité tempétueuse ». Ce terme plus général regroupe alors la fréquence et l'intensité.

2006; Lozano et al., 2004; Orme et al., 2016; Pinto et al., 2009). L'analyse de ce mécanisme demande un recul temporel important que les études paléoenvironnementales peuvent offrir. Par ailleurs, plusieurs épisodes de fluctuation climatique holocène ont été établis selon la variation des températures (Figure 1). L'Optimum Climatique Médiéval (OCM), le Petit Âge Glaciaire (PAG) et le réchauffement climatique actuel en sont des exemples. L'observation des changements d'activité des aléas côtiers selon ces phases holocènes permet d'accroître notre connaissance sur leurs influences océano-climatiques.

Grâce aux modélisations climatiques, ces mécanismes influenceurs peuvent être extrapolés dans le futur selon les scénarios de changements globaux estimés. En arrivant à comprendre l'impact de ces mécanismes dans le passé, nous pourrions probablement estimer certaines tendances pour les années à venir dans le contexte du changement climatique.

2.2.1.2. Présentation de quelques conclusions tirées à l'échelle mondiale

Dans le monde, les études de paléoevénements extrêmes ont déjà démontré quelques concordances avec la variation de grands mécanismes climatiques. Le long de la côte nord-est américaine, des variations d'activité tempétueuse ont pu être comparées avec la position de l'anticyclone des Açores (AA) et du Jet stream. Lorsque l'AA est positionné au sud-ouest de la normale (phases d'ONA négatives), on observe plus de « *landfalls* »⁶ sur le Golfe du Mexique. Au contraire, une position plus septentrionale implique des ouragans plus importants frappant la côte atlantique des Etats-Unis (Das et al., 2013; Liu and Fearn, 2000a; Mora et al., 2006). Une antiphase potentiellement comparable a été proposée en Asie, où Fan and Liu (2008) et Liu et al. (2001) ont démontré que l'activité des typhons à Guangdong (sud de la Chine) est plus intense lors des périodes froides climatiques. À l'inverse, les *landfalls* tendent à s'affaiblir au Japon et dans le centre-est de la Chine aux mêmes périodes. Au Maroc, une phase de forte arrivées sableuses durant le PAG dans un environnement lagunaire pourrait être liée à un accroissement des dynamiques tempétueuses (Raji et al., 2018).

Plusieurs travaux ont aussi démontré l'importance de l'ENSO (El Niño - Southern Oscillation). Ils ont prouvé que La Niña était potentiellement un facteur d'augmentation d'activité tempétueuse (Mann et al., 2009a), ou qu'au contraire El Niño était corrélé avec des périodes plus calmes (Donnelly and Woodruff, 2007; Fan and Liu, 2008). Enfin, Das et al. (2013) et Mora et al.

⁶ Arrivée d'un cyclone tropical provenant de l'océan sur un littoral.

(2006) ont aussi observé un impact de l'Oscillation Atlantique Multidécennale (AMO). L'AMO est caractérisé comme la variation de la température de la mer sur plusieurs décennies soustraite par la variation qui est due au réchauffement climatique. L'augmentation de la température de surface des océans (AMO positive) a donc de fortes chances d'augmenter l'activité cyclonique selon l'étude de Chylek and Lesins (2008). Pour les CET le long de la côte européenne, Van Vliet Lanoe et al. (2014b) suit ces conclusions à partir de données paléoenvironnementales.

2.2.1.3. L'ONA au centre des discussions des études européennes

Le long de la côte atlantique européenne, quelques travaux proposent un lien, encore à débattre, entre phases froides climatiques et augmentation d'impacts tempétueux (Clarke and Rendell, 2009; Orme et al., 2015; Sorrel et al., 2009). C'est principalement en mer méditerranée que ces observations ont été confirmées par plusieurs travaux. Bien que l'activité tempétueuse provienne d'autres dynamiques climatologiques, de nombreuses recherches ont présenté cette comparaison (Degeai et al., 2015; Dezileau et al., 2011; Kaniewski et al., 2016; Sabatier et al., 2012). La phase du PAG apparaît toujours comme fortement impactée par les événements extrêmes passés dans toutes ces sources. Par une approche distincte liée à l'étude de « *coastal boulders* » méditerranéens, Shah-Hosseini et al. (2013) propose l'hypothèse qu'une forte accumulation de ces « *blocs côtiers* » datés au PAG soit liée aux tempêtes.

Concernant les grands mécanismes climatologiques ou océaniques susceptibles de guider ces phases tempétueuses, l'ONA apparaît comme étant un facteur principal dans de nombreux travaux. Les études soulignent une possible relation entre activité tempétueuse nord européenne et les phases positives d'ONA (Orme et al., 2016; Poirier et al., 2017; Sorrel et al., 2009; Stewart et al., 2017). Si les travaux climatologiques de Trouet et al. (2012) tendent à confirmer cette hypothèse, ils proposent cependant une phase d'ONA négative durant le PAG. Ils proposent un passage du positif durant l'OCM au négatif durant le PAG. C'est alors une augmentation de l'intensité tempétueuse qui est observée durant le PAG. Elle semble expliquer l'ensemble des impacts tempétueux relevés sur de nombreuses archives sédimentaires.

Une autre étude, issue de la péninsule ibérique, propose une conclusion expliquant une augmentation de la fréquence des CET du nord de l'Europe durant les phases positives d'ONA. À l'inverse, les CET du sud de l'Europe seraient plus fréquents durant les phases négatives d'ONA (Feal-Pérez et al., 2014). Les travaux de Clarke and Rendell (2006) exposent eux aussi cette

relation, qui a été mise en lumière à partir des grandes phases de constructions dunaires portugaises durant des phases d'ONA négatives. Andrade et al., (2008) observe une relation complexe entre l'ONA et les tempêtes aux Açores. Si cet indice semble impacter la variation de l'activité tempétueuse entre la moitié du XIX^e siècle et la moitié du XX^e siècle, son impact semble plus faible depuis. Ces relations sont donc extrêmement complexes et nécessitent de nombreuses données paléotempestologiques pour pouvoir déterminer un lien certain. Enfin, en mer méditerranée, l'ONA et les principales phases tempétueuses exposent une corrélation nulle. Degeai et al. (2015) conclut son analyse en proposant l'hypothèse que ce mécanisme ne soit pas un des principaux facteurs tempétueux en méditerranée.

2.2.2. L'estimation complexe de la récurrence d'un évènement extrême passé

En reconstituant une chronologie tempétueuse passée, la méthode paléotempestologique offre des éléments de compréhension importants sur la récurrence d'un évènement extrême. Liu and Fearn (2000b) a estimé qu'à partir des résultats sédimentologiques trouvés, le temps de retour d'un landfall d'ouragan catastrophique serait de 350 ans dans le Golfe du Mexique. Une autre étude, menée par Park (2012), compare la récurrence de ces ouragans entre deux sites situés de part et d'autre des Bahamas, avec une différence significative des périodes de retour : 47 années à l'est contre 478 années pour la côte ouest. L'évolution précise du niveau marin holocène est néanmoins très complexe à lier avec ces observations. Il faut également connaître finement l'évolution du milieu depuis des millénaires. Il s'avère alors très difficile de s'assurer que tous les impacts des landfalls les plus intenses aient bien été préservés dans les sédiments. Ces difficultés se ressentent très largement dans les résultats exposés aux Bahamas, où une grande différence de période de récurrence de part et d'autre d'une île pose question.

L'estimation directe de périodes de retour via la simple analyse sédimentologique peut amener de nombreuses réserves, en particulier sur les côtes macrotidales. Le couplage de cette méthode avec une étude statistique peut cependant offrir des conclusions bien plus solides. À l'image des travaux de Mann et al. (2009a), il peut permettre l'estimation d'intervalles de récurrence à une échelle plus ample.

2.2.3. Une distinction complexe entre submersion marine et tsunami

Bien que peu de tsunamis touchent la côte étudiée, nous ne pouvons totalement exclure cet aléa. Sa distinction face aux dépôts tempétueux est une problématique encore fortement débattue

aujourd'hui car les deux types de dépôts marins se ressemblent très fortement (Davies and Haslett, 2000; Lario et al., 2010; Xiong et al., 2018).

Les vagues observées durant un tsunami peuvent induire un run-up plus important que les vagues tempétueuses. Les ondes tempétueuses possèdent néanmoins une période plus courte, et donc une fréquence plus élevée. Leur hauteur varie selon les événements (Switzer and Jones, 2008). Malgré la similarité des dépôts, quelques études ont réussi à distinguer ces deux types de faciès sédimentaires (e.g. Goto et al., 2010; May et al., 2015; Morton et al., 2007). On estime que des différences peuvent être observées. Les tailles de grains sont plus grossières dans les dépôts de tsunamis (Goff et al., 2004; Kortekaas and Dawson, 2007; Morton et al., 2007; Nanayama et al., 2000). Des éléments très grossiers (morceaux de roches, large cailloux), peuvent également être plus facilement transportés par les tsunamis (Bourgeois and Mac Innes, 2010; Costa et al., 2011; Dawson, 1994). Ils contiennent parfois des assemblages de microfossiles distincts de ceux tempétueux, avec des matériaux provenant d'espaces marins plus à distance de la côte (Pilarczyk et al., 2014). De plus, la couche de tsunami semble s'étendre bien plus loin dans les terres, et apparait moins bien triée. Plus de fines lames sédimentaires (« *laminae* ») sont identifiables dans les dépôts tempétueux (Goff et al., 2004; Nanayama et al., 2000). Bien que cette distinction soit en progression depuis quelques années via de légers détails sédimentologiques, de nombreuses précisions restent tout de même à apporter aujourd'hui.

2.3. La paléotempestologie sur les côtes macrotidales atlantiques françaises

2.3.1. La difficile application de la méthode sur les côtes macrotidales

Si on se focalise uniquement sur les tempêtes génératrices de submersion marine, une grande partie des études paléotempestologiques déjà effectuées s'attachent à analyser les traces d'événements extrêmes survenus sur des côtes micro ou mésotidales (Chaumillon et al., 2017; Fan and Liu, 2008). Selon l'IFREMER, elles se caractérisent par une amplitude de marée de moins de quatre mètres. Sur ce type de côte, le reflux de la marée étant faible ou inexistant, toutes les tempêtes sont susceptibles d'impacter la géomorphologie côtière. Le niveau de la mer est toujours au plus près de la côte. À l'inverse, les côtes macrotidales, et particulièrement la côte atlantique européenne, font face à un fort marnage. La forte amplitude de marée est d'autant plus marquée en période de vives-eaux où elle peut atteindre jusqu'à six mètres dans les Pays de la

Loire selon le SHOM. Elle induit ainsi des différences parfois très importantes entre le niveau d'eau à marée haute et celui à marée basse en période de vives-eaux.

Quelle que soit son intensité, une tempête active croisant une marée basse, ou une marée haute durant un faible coefficient, aura un impact morphologique limité. Si cette même tempête touche la côte durant une marée haute de vives-eaux, l'impact est majeur. Pendant de faibles coefficients ou une marée basse, le niveau de la mer est trop bas pour directement toucher les cordons dunaires. Cet effet limite la formation de dépôts tempétueux. Ainsi, une tempête météorologiquement intense comme Joachim en 2011 peut impliquer des impacts réduits si elle croise une faible marée. A l'inverse, une tempête avec des paramètres météorologiques plus faibles (à l'image de Johanna en 2008) frappant un littoral en marée haute de vives-eaux (coefficient de 105 à 110) a engendré des impacts sur les littoraux sableux majeurs, ainsi que quelques submersions marines (Suanez and Cariolet, 2010).

Pour ces raisons, nous ne pouvons pas émettre d'hypothèse quant à l'intensité météorologique des tempêtes détectées dans les sédiments. Il est également complexe de pouvoir obtenir une construction exhaustive des tempêtes marquantes passées sur une région macrotidale seulement à partir de relevés sédimentaires. La fréquence et la période de retour des tempêtes est alors impossible à estimer. Nous nous focalisons sur l'aléa de submersion marine, nécessitant également des paramètres marins importants comme une surcote. Par ailleurs, le reflux de la marée important des côtes macrotidales peut également entraîner une érosion du dépôt tempétueux détecté, à l'image des dépôts de tsunamis. Cette érosion peut même, dans certains cas extrêmes, entraîner une disparition de cette couche marine (Donnelly et al., 2006; Tillmann and Wunderlich, 2013). La géochimie des sédiments peut nous permettre de détecter des traces de tempêtes précises même si celles-ci ont été légèrement ou totalement érodées. Pour certaines marques d'évènements extrêmes passés, une fine trace peut être détectée par la chimie des sédiments même si la taille de grains n'est pas caractéristique d'un dépôt marin.

2.3.2. Terminologie employée selon les échelles temporelles d'analyse

Sur les côtes macrotidales, il n'y a qu'à l'échelle temporelle anthropocène que nous pouvons associer un type d'aléa précis associé aux marques sédimentaires détectées. Le terme employé pour caractériser l'aléa est alors une « *tempête avec submersion marine* » ou de « *tsunami* » selon sa caractérisation par les archives historiques. À l'échelle temporelle moyenne, nous émettrons

des hypothèses sur des « événements extrêmes » (EE) car les archives historiques ne nous permettront pas toujours de différencier avec certitude l'aléa entre tsunami et tempête. Le terme d'EE renverra alors aux deux aléas comme étant les deux seuls présents impactant la zone d'étude. Enfin, des « périodes d'augmentation de storminess, ou période de forts impacts tempétueux » sont détectées à l'échelle holocène. Les tempêtes étant l'aléa largement majoritaire dans la zone d'étude face aux tsunamis, nous conservons l'adjectif « tempétueux ». Nous ne tirons pas de conclusion sur la fréquence ou l'intensité de l'évènement, tous les deux regroupés dans le terme « activité ». Comme il est également complexe à cette large échelle temporelle de distinguer un évènement isolé d'une série d'évènements, l'emploi de « période d'augmentation de storminess » est ainsi justifié. Un « storminess » est aussi utilisé en dehors de la paléotempestologie pour évoquer un impact tempétueux (e.g. Dawson et al., 2004; Lozano et al., 2004; Pirazzoli et al., 2004).

2.3.3. Etapes de caractérisation d'un évènement extrême

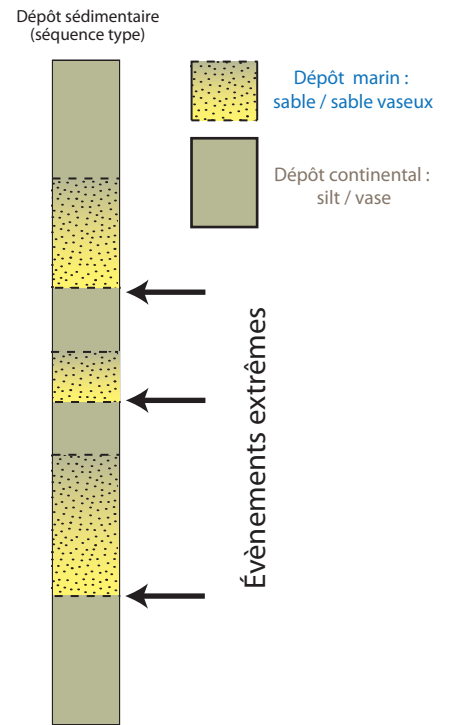
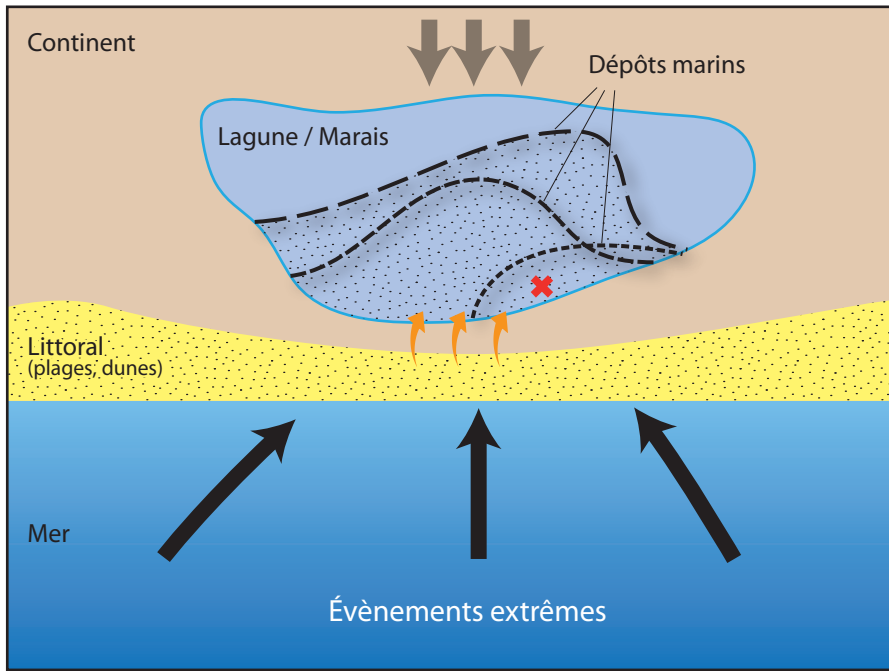
Inspiré de l'état de l'art, la Figure 7 retrace les deux scénarios d' « overwash » susceptibles d'être étudiés au cours des différentes analyses réalisées. Le premier scénario présente les dépôts induits par les deux mécanismes de submersion les plus probables d'overflowing ou d'overtopping (Figure 7A), alors que le second expose le scénario plus extrême de brèche, également possible lors d'un EE très intense (Figure 7B). Après formation d'une brèche, la lente cicatrisation de la lagune peut induire un gradient granulométrique. Ce gradient va du grain sableux le plus grossier vers ceux les plus fins lors de sa refermeture complète. Il est dû à l'affaiblissement des dynamiques marines transportant les sédiments par la brèche.

Pour caractériser un évènement extrême par la sédimentologie, trois questions se posent :

- Comment identifier une couche marine et la différencier des faciès traditionnels lagunaires, marécageux ou lacustres ? Grâce aux analyses sédimentologiques, de nombreux indicateurs tels que la granulométrie et la géochimie sont utilisés pour caractériser la provenance des sédiments. Les dépôts marins allochtones aux marais sont identifiés après croisement des indicateurs. La sélection des indicateurs sédimentologiques utilisés dans cette thèse est présentée en section 1.4 du chapitre 3 de méthodologie. Cette sélection s'appuie sur les travaux déjà effectués dans la bibliographie scientifique.

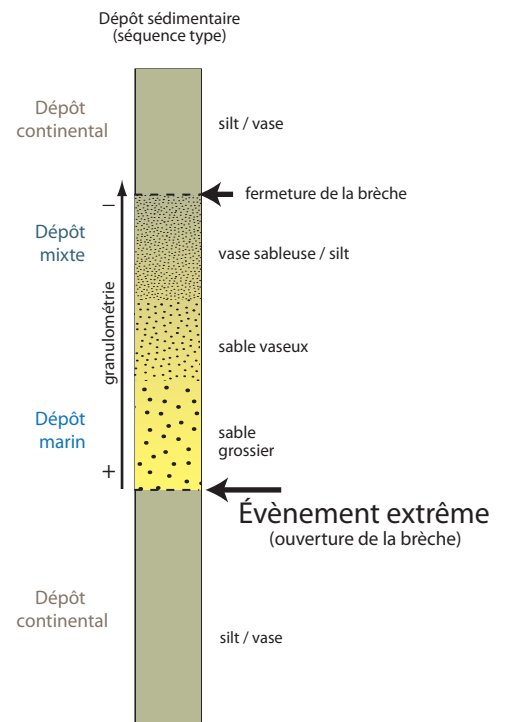
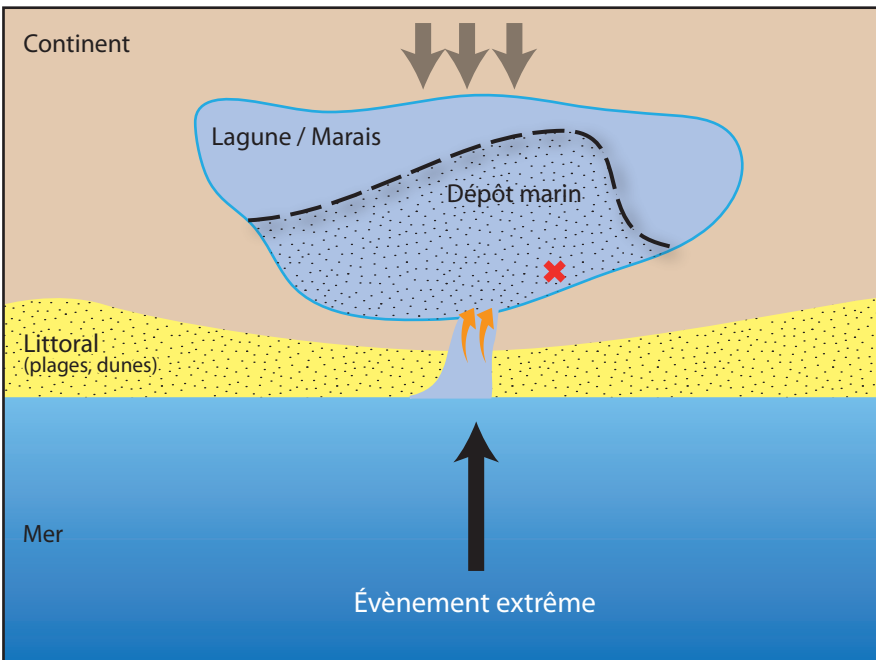
Figure 7 Présentation des deux scénarios de dépôts marins dans un marais côtier durant un évènement extrême.

A. Scénario de franchissement ou de débordement



- ↗ Transport singulier de sédiments marins par le vent et la houle dus aux conditions météo-marines intenses
- ↘ Comblement sédimentaire continental classique
- ✗ Carottage (effectué une fois le marais stabilisé : avec des vases en couche superficielle)

B. Scénario de brèche



- ↗ Transport singulier de sédiments marins suite à une brèche due aux conditions météo-marines intenses
- ↘ Comblement sédimentaire continental classique
- ✗ Carottage (effectué une fois le marais refermé et stable : avec des vases en couche superficielle)

- *A quelle date la couche marine identifiée a-t-elle été déposée dans cet environnement de dépôt côtier ?* Après avoir détecté les couches marines grâce aux analyses sédimentologiques, la carotte sédimentaire est ensuite datée pour estimer leurs dates ou périodes de dépôt. Cette datation isotopique s'effectue soit par les sédiments issus des faciès superficiels (e.g. Abrantes et al., 2008; Baumann et al., 2017), soit par les éléments organiques présents dans la carotte (e.g. Feal-Pérez et al., 2014; Lallemand et al., 2015). Ces méthodes permettent d'estimer l'âge précis ou une période à laquelle les couches marines allochtones au marais se sont déposées.

- *Comment s'assurer que cette couche marine provient bien d'un aléa naturel ?* Peu d'études similaires ont été effectuées jusqu'à présent dans la zone d'étude. De plus, les données historiques ont été utilisées avec peu de détails dans ces différents travaux (Baltzer et al., 2014; Baumann et al., 2017; Poirier et al., 2017; Van Vliet Lanoe et al., 2014a, 2014b, 2017). L'intérêt des données historiques pour l'analyse sédimentologique est encore à préciser. Une fois la couche marine datée, ces données permettent pourtant de caractériser précisément les aléas ayant favorisé le processus d'« *overwash* ». Nous tentons d'apporter plus de précisions sur les croisements historiques permettant de caractériser les aléas naturels ayant déposé les couches marines. Cette précision est permise par les travaux de thèse de l'historienne du climat E. Athimon (Athimon, 2019). Nous proposons également un nouveau croisement avec un indicateur biologique : la dendrochronologie. Il pourrait assurer qu'un dépôt marin détecté provient bien d'un EE passé. Nous nous interrogerons sur une possible corrélation entre cet indicateur biologique et les résultats sédimentologiques trouvés.

3. Les données historiques

Alors que de nombreux évènements extrêmes ont récemment impacté la côte atlantique française, ces aléas soulignent le besoin d'une reconstruction historique précise à travers une analyse des tempêtes et submersions marines passées durant les derniers siècles. Leur rôle est primordial car ces archives représentent le type de source le plus précis disponible pour les derniers siècles, et peuvent confirmer les hypothèses sédimentologiques identifiées. Concernant les principales études historiques européennes, elles ont été menées dans un premier temps aux Pays-Bas (Gottschalk, 1977, 1975, 1971) et se sont ensuite étendues à la fin du XX^e siècle en Grande-Bretagne, également pionniers dans ce domaine, (Bailey, 1992; Hickey, 1997; Lamb and Frydendahl, 1991; Lamb, 1995).

Dans l'ensemble, durant les phases d'Optimum Climatique Médiéval (OCM), de Petit Âge Glaciaire (PAG), et parfois également au cours du Réchauffement actuel dit « *Anthropocène* », les travaux britanniques et hollandais ont observé une augmentation de la fréquence des tempêtes durant les périodes chaudes, tandis que l'intensité de ces évènements tendait cependant à croître pendant les périodes froides. Les auteurs mentionnent tout de même que ces résultats sont à prendre avec du recul selon les limites évoquées dans ces études. Les chronologies historiques se limitent toujours à la quantité des données disponibles, et à la définition d'une tempête qui a pu évoluer au cours de l'histoire. De plus, la tolérance et l'acceptation du risque (culture du risque) ont aussi fortement évolué. Plus une société est intolérante et exposée, plus un évènement lui paraîtra important, et plus il sera mentionné dans les documents historiques. L'étude bibliographique historique détaillée en Europe, ainsi que sa critique et ses limites, sont exposées dans les travaux de thèse de Mme Athimon (Athimon, 2019).

En France, la recherche sur l'histoire des tempêtes impactant ce pays est très récente. Elle date principalement de la période post-Xynthia (Athimon et al., 2016; Athimon and Maanan, 2018; Desarthe, 2014; Garnier et al., 2018, 2012; Noël, 2014; Péret and Sauzeau, 2014; Sarrazin, 2012). Beaucoup reprennent les études menées par Emmanuel Le Roy Ladurie sur l'histoire du climat, mondiales (Le Roy Ladurie, 2004, 1967) ou locales (Le Roy Ladurie, 2008, 2005; Le Roy Ladurie et al., 2015). Ces travaux détaillent de nombreuses dates d'évènements extrêmes côtiers passés (tempêtes ou submersions marines, dites « *vimers* » dans le passé), sans en déduire des tendances d'évolution. Ils s'attachent précisément à étudier les tempêtes passées dans un espace

géographique précis durant une période historique définie. Les travaux d'E. Athimon (Athimon et al., 2016; Athimon and Maanan, 2018) étudient majoritairement le PAG, avec près de cent évènements importants répertoriés le long de la côte atlantique française⁷. Pour la période du PAG, Mme. Athimon a consulté 19691 documents et effectuée une reconstruction historique des tempêtes au cours de cette période. Elle est basée sur 138 tempêtes identifiées et 101 évènements finalement retenus après application des critères de sélections. Les études de E. Garnier (Garnier et al., 2018, 2012) analysent les périodes récentes (post-XVII^e siècle) en déterminant 63 évènements tempétueux passés sur l'Europe de l'ouest. Les travaux de Péret and Sauzeau (2014) suivent une phase historique quasi-commune (post-XVIII^e siècle) pour caractériser la résilience des sociétés littorales vendéennes et charentaises après des évènements marquants. Les tempêtes bretonnes entre les XVI^e et XIX^e siècles sont présentées dans les travaux de Desarthe (2014). S. Noël étudie les submersions survenues dans le Cotentin entre le XVIII^e et le début du XX^e siècle. Enfin, l'étude de Sarrazin (2012) a caractérisé 15 évènements côtiers ayant frappé le centre de la côte atlantique française entre les XIV^e et le XVI^e siècles. Le Tableau 2 présente ses résultats et offre un aperçu de la précision offerte par les historiens pour des évènements très anciens. Toutes ces reconstructions historiques nous permettent d'avoir une base de données solide pour comparer les dates avec nos résultats sédimentologiques.

La méthode historique aide fortement l'approche sédimentologique et l'étude plus globale des tempêtes et submersions marines passées. Cependant, l'approche multidisciplinaire à l'image de celle proposée dans le projet associant cette thèse et celle de Mme Athimon (Athimon, 2019) n'est aujourd'hui que peu répandue. Les données et détails historiques ne sont généralement que très brièvement intégrés (Clarke and Rendell, 2009; Van Vliet Lanoe et al., 2014a). En France, nous faisons cependant face à une limite majeure : la perte de très nombreux documents et données pendant les périodes historiques de la Révolution française et des guerres telles que la Seconde Guerre mondiale. Elle contrarie la reconstruction exhaustive historique des tempêtes et des submersions marines (Athimon, 2019). Cependant, cela n'empêche pas le climatologue historien d'identifier et de caractériser les tempêtes importantes passées ainsi que les submersions marines qui y sont associées.

⁷ Nous renvoyons le lecteur à la Figure 60 présentée dans le chapitre 5 pour analyser ces résultats.

Par ailleurs, les données historiques peuvent servir à mettre en place des reconstructions statistiques pour les périodes plus récentes durant lesquelles la donnée est moins lacunaire. L'objectif est de formuler la chronologie tempétueuse la plus complète des dernières décennies et d'estimer des périodes de retour des aléas tempétueux et/ou de submersion marine (Breilh et al., 2014; Devreton, 2002; Feuillet et al., 2012; Schoenenwald, 2013). Elle permet d'offrir une méthode distincte de la réanalyse météorologique, qui est plus axée sur les événements venteux ou les climats de houles, sans avoir l'assurance d'avoir affaire à un réel aléa destructeur (Della-Marta et al., 2008; Della-Marta and Pinto, 2009; Weisse et al., 2009).

Date En calendrier julien jusqu'au 4 octobre 1582 puis en calendrier grégorien à partir du 15 octobre 1582	Source	Eléments connus de l'événement
Hiver 1351-1352?	Mentions a posteriori dans le cartulaire d'Orbestier (n° 194), dans le chartrier de Thouars (AN, 1 AP 1974 n° 50; 1 AP 1976 n° 167), indication sans référence dans l'ouvrage de Kemmerer sur l'île de Ré	Submersion majeure à Ré, en Olonnais, à Noirmoutier
4 mars 1408 (n. st.)	Cartulaire des sires de Retz (n° CCLVII)	Très violente tempête sur la Baie entre midi et la nuit. Navires jetés à terre entre Bouin et Le Collet. Pas d'indication de submersion
27 janvier 1469 (n. st.)	Chartrier de Thouars, compte de la seigneurie de Bouin (AN, 1 AP 2132)	Île de Bouin partiellement inondée (victimes)
Avant juillet 1470	Carnet de comptes des Blanchet (AD Loire-Atlantique 2 E 382)	Submersion catastrophique de tesseliers vers Prigny (Baie)
Hiver (?) 1492-1493	Chartrier de Thouars (AN, 1 AP 1964)	Chaussée rompue à Noirmoutier
1507	Chartrier de Thouars, (AN, 1 AP 2077)	Large brèche dans les murailles ouest de Boyan provoquée par « <i>la grande impetuosité et tormente de la mer</i> »
Hiver 1509/1510	Cahiers de compte de l'abbaye de Buzay (AD Loire-Atlantique, H 28) ; exemption fiscale de 5 ans aux habitants de Bouin délivrée par Anne de Bretagne (Luneau et Gallet, pj XIII)	Série de submersions consécutives à des tempêtes en l'île de Bouin
10 août 1518	Amos Barbot, <i>Histoire de La Rochelle</i>	« 1518-Au mois d'aoust de ladite année, le jour de la saint Laurent, la mer se desborda aux costes de cette ville, qui causa une perte incroyable, gastant toutes les vignes et champs »
Mercredi 22 août 1537	Chartrier de Thouars, (AN 1 AP 2002)	Ré partiellement submergée; les bossious des marais salants sont ennoyés; le sel est perdu; le village de La Couarde est inondé (eau jusqu'au plancher de plusieurs maisons)
Entre le 30 mars et le 1 ^{er} avril 1579	AN Q'130 n° 3 et AD Charente-Maritime G 253 n° 4 (Périsse, 2011)	Ouverture du chenal Madame en l'île d'Oléron
10 juin 1584	Mémorial du notaire Herpin, Médiathèque La Rochelle, ms 163	Très violente tempête sur la côte. Céréales « brûlées ». Submersion ?
11 décembre 1589	Mémorial du notaire Herpin	Très violente tempête sur la côte
24 février 1591	Mémorial du notaire Herpin	Submersion de l'île de Ré, divisée comme originellement en trois îles. Marais salants détruits.
4 octobre 1591	Mémorial du notaire Herpin	Submersions à Bouin, Ré, Brouage, Mareennes, Oléron. Vimer plus grave que celui du 24 février
31 décembre 1598	Mémorial du notaire Herpin Supplique des habitants de Bouin à Louis XIII (30 juin 1627) (Luneau et Gallet, pj XXXIII)	Submersion majeure à Bouin et à Ré. L'île de Bouin est évacuée. Destruction catastrophique de marais salants.

Tableau 2 « Vimers » ayant touché le littoral atlantique. Tableau issu de Sarrazin (2012), non modifié.

4. La dendrochronologie

4.1. Présentation générale et principales applications

La dendrochronologie est une sous-discipline de la dendrologie qui cherche à détecter et à dater très précisément des événements passés ayant pu perturber la croissance des arbres. Ces événements sont repérables dans les cernes de croissance car à un cerne de croissance correspond une saison végétative (Schweingruber, 2012; Stokes, 1996). « *Un arbre est un intégrateur. Il réagit aux facteurs environnementaux* » selon Speer (2012, traduit). Plusieurs arbres permettent la construction d'une chronologie végétale la plus précise et ancienne possible dans un même site. Leur environnement de vie doit être commun et parfaitement connu, et des corrélations doivent être observées dans les chronologies de cernes de croissance (Schweingruber, 2012). La dendrochronologie peut également permettre d'effectuer des datations croisées, dites « *cross-dating* » (Figure 8).

Qu'est-ce que la « dendrochronologie » ?

Selon Speer (2012, traduit), « *le mot dendrochronologie prend ses racines dans le grec : "dendro" signifie arbre et "chronologie" signifie l'étude du temps. La dendrochronologie signifie donc l'étude d'événements à travers le temps, recensés dans la structure des cernes de croissance des végétaux ou pouvant être datés par les cernes* ».

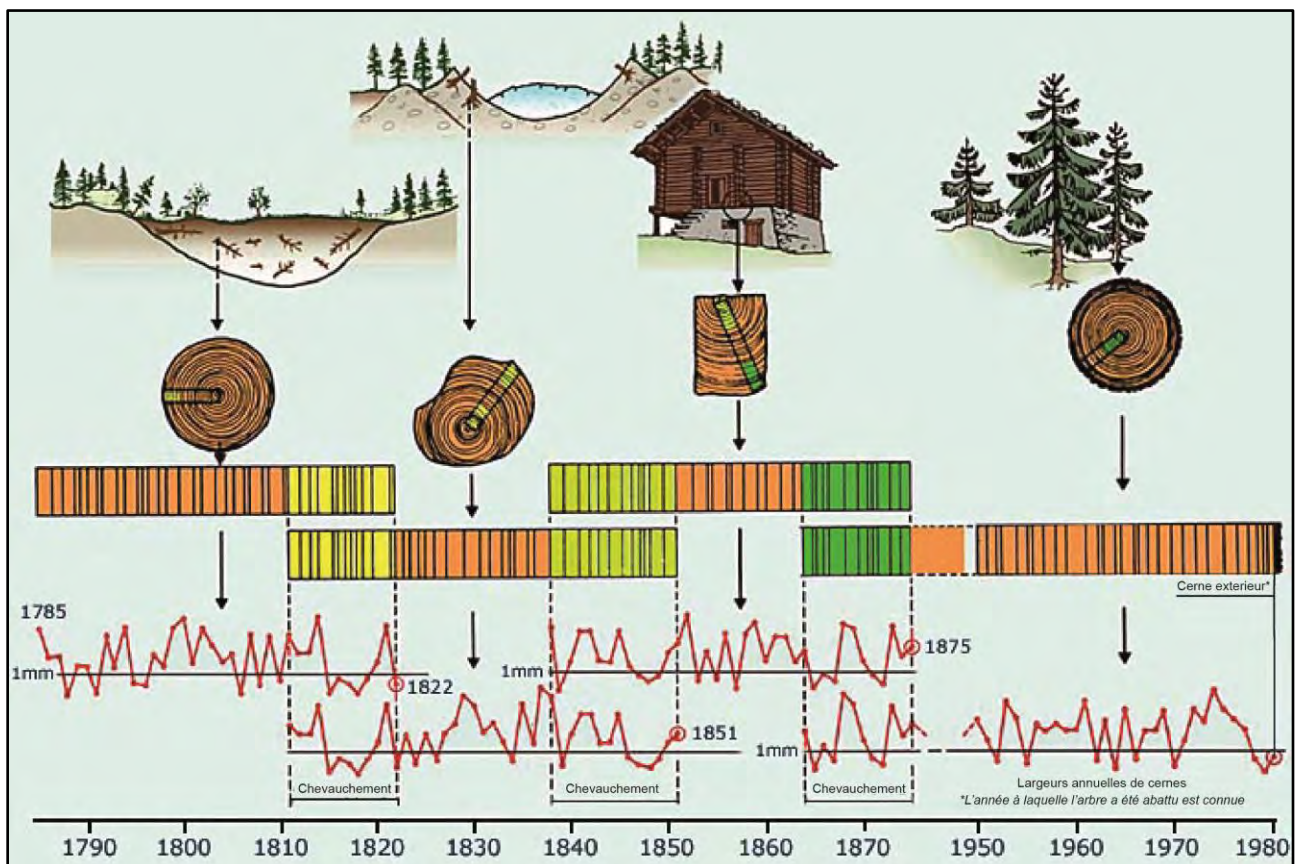


Figure 8 Représentation schématique de l'utilisation de la technique de pontage entre différents échantillons de bois lors d'une datation croisée en dendrochronologie. Figure extraite et traduite de Schweingruber (2012). Contenu non modifié.

Des spécimens d'une même espèce peuvent être retrouvés dans des environnements différents pour permettre une datation sur une durée plus longue. Les datations se complètent alors par chevauchement de chronologies communes, pour obtenir une reconstruction générale d'un environnement ancien (Schweingruber, 2012). Cette méthode n'est pas employée dans cette thèse. Nous nous limitons à la datation d'arbres vivants, correspondant au dernier stade de la datation croisée et présentée à droite de la Figure 8. Dans des travaux futurs, nos données pourront néanmoins servir à des reconstructions plus longues par carottage d'arbres plus anciens de même espèces.

Cette méthode spécifique a déjà été utilisée pour étudier les paléoenvironnements parfois très anciens (Cook and Kairiukstis, 2013). Quelques travaux ont notamment exposés la variabilité des températures au cours du dernier millénaire (e.g. Briffa et al., 2001; Esper et al., 2002). Plusieurs types d'aléas naturels passés tels que les séismes, glissements de terrain et tsunamis ont également été datés (e.g. Jacoby et al., 1992; Yamaguchi et al., 1997). L'activité volcanique passée a également été étudiée par dendrochronologie (e.g. Jones et al., 1995; Yamaguchi, 1983). Cependant, les approches par cernes de croissance ont rarement été utilisées dans les environnements côtiers. La quantification de l'érosion littorale est l'intérêt principal actuel, à travers l'étude de racines exposées (Rovera et al., 2013). Cette méthode fut au préalable déjà utilisée le long de torrents montagnards (Gärtner, 2007; Gärtner et al., 2001; Hitz et al., 2008), ravins (Malik, 2008) ou rivières (Begin, 1990; Begin et al., 1991).

4.2. Méthodologie pour identifier l'aléa tempétueux

A partir de cette méthode biologique, nous pensons qu'il est possible de documenter les tempêtes passées à partir de la détection de perturbations des cernes de croissance. L'analyse des perturbations de cernes de croissance pour reconstruire l'historique des tempêtes est aujourd'hui très peu représentée à travers la littérature scientifique: seule une étude a identifié des marques d'orages grêligènes en utilisant les dégâts repérables sur les troncs (Hohl et al., 2002), et quelques autres travaux ont recensé des tempêtes de glace (e.g. Lafon and Speer, 2002; Olthof et al., 2003; Travis and Meentemeyer, 1991). Quelques études dendrochronologiques ont récemment été utilisées pour reconstruire ces variations météorologiques récentes, mais à partir d'indicateurs géochimiques (Berkelhammer and Stott, 2011, 2008; Brien et al., 2012).

Dans cette thèse, nous nous focalisons sur une analyse mécanique qui été que peu testée à notre connaissance pour analyser les événements extrêmes côtiers passés ponctuels par le paramètre venteux. Elle repose sur la variation de la largeur des cernes de croissance, et plus précisément sur l'analyse des disproportions causées par ces événements. Cette approche s'inspire d'une méthode déjà utilisée dans de nombreuses études. Elle caractérise des processus géomorphologiques de pente principalement liés à l'aléa d'avalanche, grâce à la variation de largeur de cernes (Decaulne et al., 2014, 2012; Decaulne and Sæmundsson, 2008; Dubé et al., 2004; Martin and Germain, 2016; Reardon et al., 2008; Stoffel et al., 2006; Stoffel and Corona, 2014). Comme le montre la Figure 9, un cas de déformation très intense du tronc d'un arbre par un événement naturel important est observé. L'avalanche a laissé une marque morphologique très profonde, identifiable et datable grâce aux cernes de croissance.

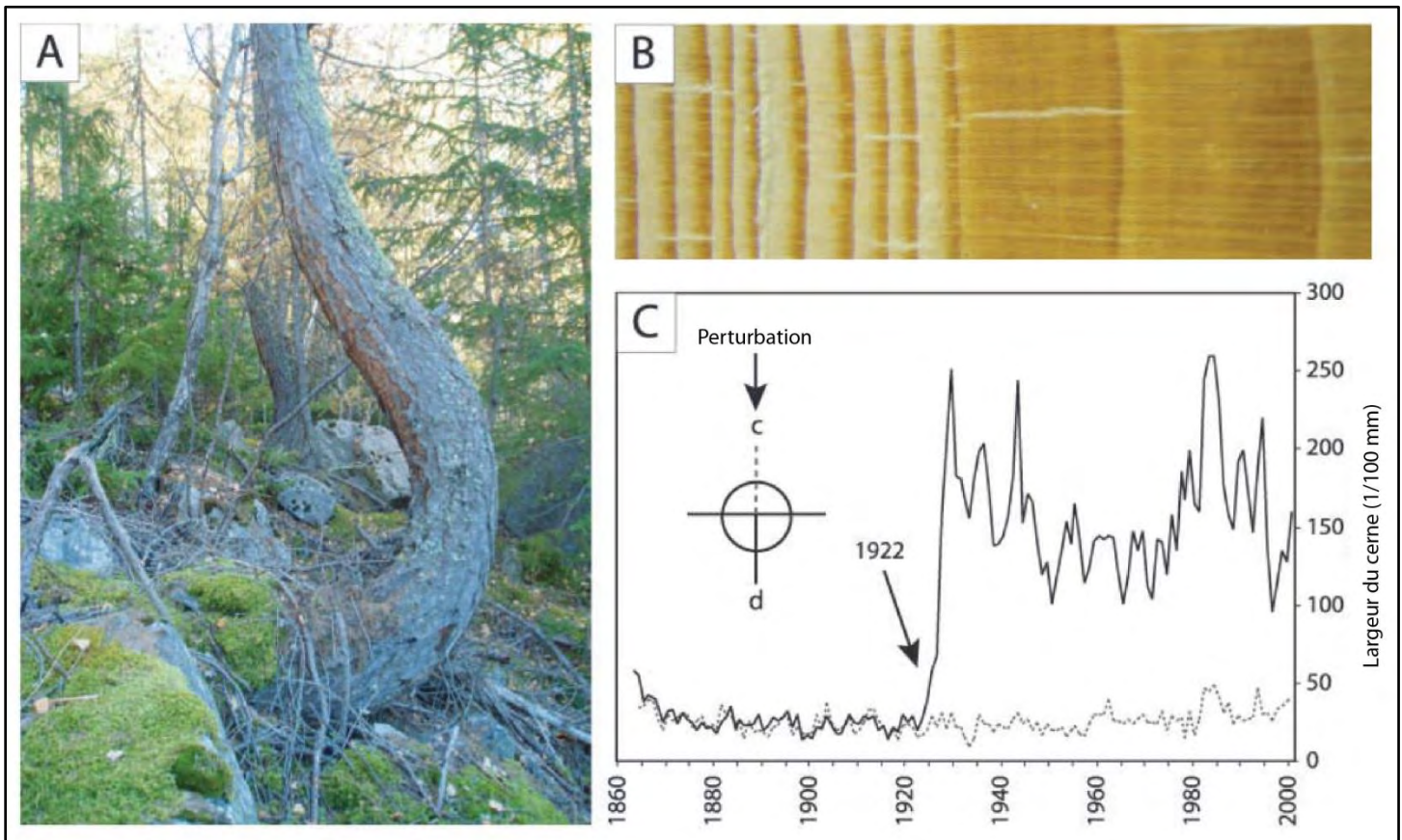


Figure 9 Marques d'inclinaison d'un l'arbre après des avalanches et coulées torrentielles : Observation de la déformation visuelle du tronc (A), et de la variation visuelle (B) et mesurée (C) des largeurs des cernes de croissance. Figure extraite et traduite de Stoffel et Corona (2014), non modifiée.

À partir des analyses de dégâts engendrés par les vents violents, la stabilité des arbres semble être affectée de la même manière qu’au cours d’avalanches sur une courte période (Everham and Brokaw, 1996). De nombreux arbres sont balayés par le vent sur les côtes étudiées et présentent alors des déformations et inclinaisons comparables, appelées anémomorphoses (Figure 10).



Figure 10 Déformation d’un tronc par le vent observée le long de la côte atlantique française (Dune de Pen Bron) – mars 2017.

Quelques études ont employé la dendrochronologie dans des études climatologiques sur de plus vastes échelles spatiales et temporelles, incluant des liens avec l’ENSO, l’ONA, l’Oscillation Atlantique Multidécennale ou l’Oscillation Arctique (e.g. Díaz et al., 2001; Gray et al., 2004; Touchan et al., 2003; Villalba et al., 2012). L’étude de la largeur des cernes de croissance adaptée pour la détection précise de tempêtes passées en environnement littoral est donc originale. La synthèse des méthodes d’analyses de cernes de croissance employées pour l’étude des aléas naturels réalisée par Stoffel and Bollschweiler (2008) évoque également qu’ « *il apparaît digne d’intérêt de se concentrer sur d’autres processus géomorphologiques à l’avenir, tels que les tornades, ouragans et tempêtes hivernales, ou même la présence de tsunamis passés* » (traduit non littéralement⁸). Nous postulons alors que l’aléa tempétueux pourrait être identifié avec des techniques d’analyse comparables à celles employées pour analyser les processus géomorphologiques de pente. Pour adapter la méthode issue des processus géomorphologique de pente à l’aléa tempétueux, nous nous appuyons sur les travaux de Berthier (2001), Cantat et al. (2009), Hadley and Knapp (2016; 2011) et de Knapp and Hadley (2012) par exemple. Ces études ont caractérisé des impacts venteux ponctuels intenses enregistrés par les cernes de croissances. Les données dendrochronologiques analysées dans cette thèse pourraient peut-être confirmer certains EE détectés dans les sédiments, au travers d’un croisement inédit entre ces deux différentes méthodes d’étude d’évènements extrêmes passés.

⁸ Cette phrase a été traduite non littéralement car Stoffel and Bollschweiler (2008) ne considéraient pas le vent et les vagues ou les tsunamis comme processus géomorphologiques dans cette publication.

Conclusion

L'étude sédimentologique d'EE côtiers passés est l'une des rares méthodes possibles actuellement pour caractériser des aléas naturels passés durant des périodes très anciennes. Les sédiments d'environnements de dépôts côtiers sont étudiés grâce à l'utilisation d'une méthode employée depuis près de 25 ans et adaptée dans tous les continents. La connaissance de ces aléas est ensuite affinée après un croisement avec les observations historiques. Une méthode dendrochronologique originale est également proposée. Elle permet l'étude des évènements venteux et pourrait également confirmer les dépôts marins identifiés. Si l'on suit les perspectives d'une augmentation de la population côtière pendant les prochaines décennies (Lutz and Samir, 2010), nous pouvons présumer d'une augmentation potentielle des dégâts liés à ces aléas. Cette combinaison de méthodes s'avère alors cruciale. Avec une meilleure connaissance des dynamiques tempétueuses passées, les sociétés côtières exposées sont mieux préparées pour y faire face. Elles pourront par conséquent devenir moins vulnérables aux dégâts potentiels.

Par ailleurs, ces données permettent de mieux préparer les sociétés face aux submersions marines futures (Goslin and Clemmensen, 2017). De par leur importante quantité d'informations historiques, ces données paléoenvironnementales doivent être incluses dans la gestion de risque. Les sociétés côtières pourraient ainsi développer un mode de vie plus résilient (Naylor et al., 2017). Ces analyses offrent également des clés de compréhension sur la capacité de résistance du milieu naturel face à ces phénomènes, et également de sa résilience en cas de crise. En analysant la façon dont les environnements côtiers évoluent face aux aléas côtiers récurrents, nous pourrions être plus aptes à préserver ces milieux (Snoussi et al., 2009). Nous pouvons également estimer, puis adapter la vulnérabilité des espaces à enjeux situés à proximité (Khouakhi et al., 2013; Satta et al., 2016). L'Homme impacte aujourd'hui profondément les zones côtières sensibles (e.g. Anthony et al., 2014). L'adaptation des défenses côtières, naturelles ou anthropiques, face aux perspectives de l'évolution du niveau marin est devenue enjeu majeur. L'impact qu'ont pu laisser les tempêtes sur ces défenses, et la façon dont ces systèmes se sont rétablis, sont alors des paramètres cruciaux pour appréhender au mieux ces problématiques (Andrade et al., 2004; Pries et al., 2008; Slobbe et al., 2013). Pour mieux comprendre les dynamiques des différents mécanismes susceptibles de former ces aléas naturels le long de la côte atlantique française, le chapitre suivant présente la zone d'étude.



CHAPITRE 2

Présentation de la zone d'étude

Pouzet Pierre, 2015 - 2018

*Étude des paléoévénements extrêmes le long de la côte atlantique française
Approches sédimentologiques, dendrochronologiques et historiques*

Thèse de géographie, Université de Nantes, Laboratoire LETG

Crédit Photographie : Les Traits du Croisic vus du ciel, 2017. Photographie prise par Cassandra Carnet.
Page de garde réalisée avec Freepik ©.

Sommaire du chapitre 2

Introduction	60
1. Présentation de la côte atlantique française	61
1.1. Le cadre environnemental	61
1.2. Les principaux enjeux	72
2. Tempêtes et submersions marines le long de la côte atlantique française	77
2.1. Caractéristiques générales des tempêtes	77
2.2. Récurrence de submersions marines	79
2.3. Les conclusions du GIEC sur les aléas côtiers	81
3. Présentation des trois terrains d'étude	83
Conclusion	87

Introduction

Ce second chapitre propose une présentation la zone d'étude : la côte atlantique française. Nous présentons l'ensemble des paramètres météo-marins locaux susceptibles de produire un évènement extrême, et de permettre sa distinction dans les archives sédimentaires et dendrochronologiques. Une présentation générale de la zone d'étude est établie dans une première section. Nous mettons tout d'abord en avant les paramètres environnementaux, avant d'appréhender les principaux enjeux. Nous caractérisons ensuite précisément l'aléa de submersion marine et les tempêtes qui y sont associées dans la zone d'étude en section 2. Leurs caractéristiques générales, et les grandes tendances d'évolution de fréquence et d'intensité, sont présentées, avant d'appréhender les submersions qui peuvent en résulter. Enfin, nous concluons ce chapitre par une présentation des trois terrains retenus pour répondre à cette problématique en section 3, ainsi que leurs critères et méthodes de sélection. Ces trois terrains sont situés dans le centre de la côte atlantique française. Nous expliquons notre choix de stations de carottage retenues comme étant celles qui répondent le plus aux conditions géophysiques présentées tout au long de ce second chapitre. Il est important de différencier tout au long de cette thèse les termes synonymes de « *zone d'étude de la thèse* » étant la côte atlantique française ; des différents « *terrains d'étude* » définissant les marais sélectionnés pour les analyses paléoenvironnementales ; et des « *stations de carottage* » représentant les espaces précis carottés dans ces marais.

1. Présentation de la côte atlantique française

1.1. Le cadre environnemental

1.1.1. Présentation de la géologie

L'espace atlantique français se situe à la croisée de deux grands ensembles géologiques : le massif ancien armoricain et le bassin sédimentaire aquitain. Le long de la côte étudiée, ces deux ensembles se rejoignent à Port-Bourgenay, situé au nord du Havre du Payré en Vendée. Le massif armoricain occupe le nord de la zone d'étude. C'est une ancienne chaîne de montagne formée durant l'ère primaire et issue des orogénèses cadomienne et hercynienne qui était à l'origine de l'ex-Pangée (Klein, 1975). Le massif est constitué majoritairement de roches métamorphiques (granites, gneiss, schistes). Le bassin aquitain, partie australe de la zone d'étude, s'est formé au Mésozoïque (dès le Trias), allant jusqu'à quelques formations quaternaires comme le marais poitevin ou l'estuaire de la Gironde. Son évolution géologique et sa structuration ont principalement été déterminés par l'orogénèse de la chaîne de montagne récente pyrénéenne présente au sud, mais également du socle hercynien (Debelmas et al., 2008; Mercier, 2013).

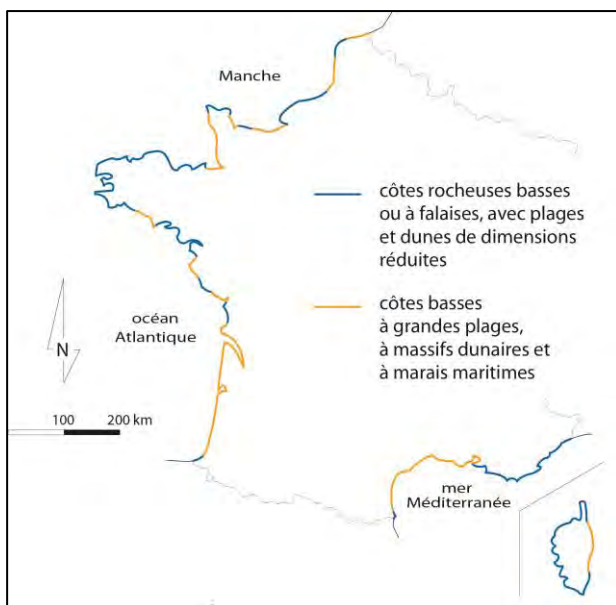
La partie méridionale du littoral breton nous intéresse tout particulièrement car plusieurs terrains d'études de cette thèse y sont situés. Selon Mercier (2013), les formes d'accumulation dominant dans cet espace granitique et légèrement affaissé. Sa faible altitude et l'existence de cordons sableux sont expliquées par le basculement plio-quaternaire de la partie sud de la péninsule armoricaine. Cette côte se caractérise par des cours d'eau débouchant sur des paysages de schorres et de slikke à l'aval, où leurs lits s'élargissent. Le golfe du Morbihan est un paysage marquant dans cet espace. C'est une vaste dépression creusée dans les micaschistes et gneiss par l'érosion provenant de la mer et du continent. Cette côte s'achève avec les marais salants de Guérande, dépression marécageuse fermée par deux flèches sableuses. La multitude d'îles le long de ces littoraux, et en particulier dans le sud Bretagne, sont des mîles provenant de roches résistantes ou de horsts peu érodés. Les îles de Noirmoutier et d'Yeu, situées plus au sud en Vendée, témoignent également de cette construction géologique (Mercier, 2013).

La partie la plus au sud du massif armoricain, allant de la Loire à la bordure nord du bassin aquitain, est également au cœur de l'analyse portée dans cette thèse. Elle offre de nombreuses pointes rocheuses séparées par des anses et plages de sables, qui sont construites à partir d'un

matériel lithologique varié (Mercier, 2013). Une disposition en bande de relief selon une structure sud-est - nord-ouest permet une alternance entre roches cristallines, et sédimentaires qui se métamorphisent ensuite. Le pays de Rets au nord est composé d'un plateau schisto-gneissique permettant la construction de falaises. Le marais breton-vendéen est situé plus au sud et est lié à un effondrement local du socle hercynien, ensuite colmaté par des sédiments holocènes. Enfin, la partie la plus méridionale de ce massif ancien forme la corniche vendéenne composée de basses falaises, témoignant de la réapparition du socle armoricain (Mercier, 2013).

L'environnement des bassins versants des terrains sélectionnés est principalement composé de roches majoritairement riches en Silicates (aluminosilicates). Elles comprennent notamment des forts taux de d'éléments géochimiques Silicium (Si), Aluminium (Al), Fer (Fe), Titane (Ti), Potassium (K), Silices (Si) et Magnésium (Mg) (Capdevila, 2010). À l'inverse, les sédiments marins sont riches en Strontium (Sr) et Calcium (Ca) par leur forte composition en débris coquilliers (Dodd, 1965; Graus, 1974). Enfin, l'un des principaux composants du quartz est le Si. Le quartz étant un minéral très présent dans les sables marins de la zone d'étude (Cailleux, 1943), l'élément Si peut se retrouver dans les deux environnements différents. Une analyse statistique est réalisée dans cette thèse afin de caractériser l'environnement principal d'origine des sédiments échantillonnés selon leurs paramètres géochimiques. Nous distinguons les éléments majeurs présents dans les sédiments continentaux de ceux marins dans la zone d'étude.

1.1.2. Présentation de la géomorphologie côtière



Le sud de la côte atlantique française apparaît homogène, avec des littoraux quasi-exclusivement sableux au sud de l'estuaire de la Gironde (Figure 11). À l'image des longues dunes landaises, ces ensembles composés de plages ou de dunes représentent le paysage littoral prédominant du bassin aquitain. Entre les estuaires de la Gironde et de la Loire, les côtes sableuses se mélangent aux platiers rocheux. Elles protègent de nombreuses zones basses à vaste étendue, composées de plaines maritimes, marais littoraux ou de polders tels que

Figure 11 Caractérisation synthétique des types de trait de côte en France. Figure réalisée par J-C. Bodéré et L. Pourinet, non modifiée.

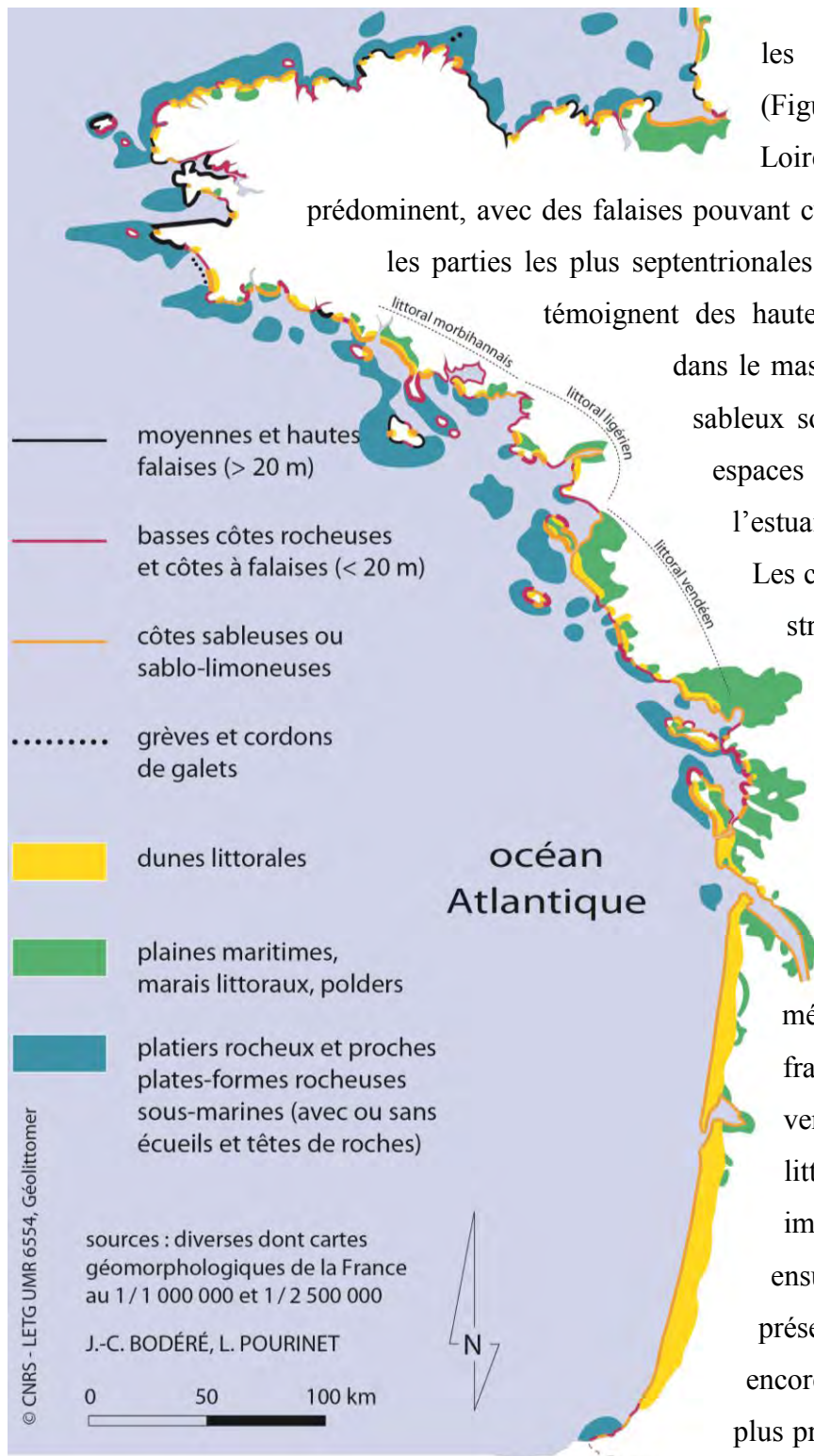


Figure 12 Caractérisation du trait de côte le long des littoraux atlantiques français. Figure réalisée par J.-C. Bodéré et L. Pourinet, non modifiée.

les marais d'Yves et breton-vendéen (Figure 12). Au nord de l'estuaire de la Loire, les ensembles rocheux

prédominent, avec des falaises pouvant culminer à plus de vingt mètres dans les parties les plus septentrionales de cet ensemble (Figure 11). Elles

témoignent des hautes altitudes pouvant être observées dans le massif armoricain. Quelques ensembles sableux sont tout de même présents dans les espaces aux plus faibles altitudes entre l'estuaire de la Loire et la baie d'Audierne.

Les cordons de Combrit et de Moustierlin, structurant l'anse de Bénodet, le grand cordon sableux de Gâvres et le tombolo de la presqu'île de Quiberon en sont des exemples (Mercier, 2013).

Dans l'ensemble, les littoraux les plus urbanisés restent les espaces méridionaux de la côte atlantique française : côtes aquitaines, vendéennes et charentaises. Les littoraux à basse altitude sont les plus impactés. La Loire-Atlantique fait ensuite office de transition, avec une présence plus importante de secteurs encore naturels, vers une Bretagne bien plus préservée. Pourtant, Idier et al. (2013) démontre que ces espaces sableux sont généralement considérés comme vulnérables

selon différents facteurs naturels et anthropiques. En Vendée, le trait de côte des Pays de Monts en est l'exemple sur un linéaire de vingt kilomètres. Entre 1920 et 2010, son évolution est

relativisée au sein d'espaces plus ou moins impactés par l'érosion côtière : 26% du trait de côte est considérée comme étant en érosion, et 36% en accrétion (Juigner et al., 2012). Sur le court terme, l'ensemble de ce littoral est toutefois considéré comme étant en érosion entre 2009 et 2010.

Les différents terrains sélectionnés sont localisés dans les régions de la Bretagne et des Pays de la Loire, intégrant les trois départements de la Vendée, de la Loire-Atlantique et du Morbihan. Comme le montre la Figure 12, différents types de côtes composent leurs espaces littoraux (Mercier, 2013). Nous recensons plusieurs côtes rocheuses à falaises peu élevées (inférieures à vingt mètres) telles que la partie occidentale de l'Île de Groix, la corniche vendéenne ou la côte sauvage du Croisic. Des ensembles sableux sont aussi présents, avec des dunes protégeant certains marais depuis de petits ensembles (Suscinio, Bétahon ou Olonne) jusqu'aux vastes marais poitevin ou breton-vendéen. Ces dunes peuvent composer des flèches de type tombolo comme à la Turballe ou à La Baule, mais également de flèches à pointe libre comme les flèches de Barbâtre et d'Arcay. Enfin, des côtes à marais dans des baies protégées par des digues sont aussi recensées comme en baie de Bourgneuf et au niveau de l'anse de l'Aiguillon dans le marais poitevin.

1.1.3. Présentation des paramètres morpho-dynamiques

1.1.3.1. Caractérisation de la houle

Dans la zone d'étude, les houles atteignent des hauteurs plus importantes et des périodes moins longues que dans le sud de la France (Butel et al., 2002). Saisonnièrement, les hauteurs moyennes de houles hivernales de l'Île d'Yeu atteignent 2,2m alors qu'elles atteignent en moyenne 1,35m en été. Durant l'hiver, la hauteur significative des houles est soumise à une très forte variabilité interannuelle. Elle peut atteindre cinq mètres durant certains hivers, alors qu'elle ne peut pas excéder trois mètres durant certains autres (CREOCEAN, 2011; Le Mauff et al., 2018). La période moyenne annuelle est de 5,9 secondes, avec un maximum à 12,1 secondes. Elles possèdent donc généralement une petite période allant jusqu'à près de 15 secondes le long des côtes de la zone d'étude. C'est également dans le centre de la côte atlantique française que leurs directions sont plus régulières. À l'Île d'Yeu, les directions viennent principalement de l'OSO-Ouest, et de l'O-ONO pour les plus importantes. À titre de comparaison, elles sont plus dispersées à Biscarosse (Butel et al., 2002). Sur le secteur de Noirmoutier, les houles les plus

fréquentes proviennent du secteur ouest à nord-ouest. Elles ont une amplitude comprise entre 1,25 m et 2,5 m. Les houles de plus forte amplitude, supérieures à six mètres, proviennent du secteur ouest à sud-ouest (Fattal et al., 2010).

Concernant les évènements extrêmes, les travaux de Nicolae Lerma et al. (2015) exposent les hauteurs significatives des houles avec période de retour de cent ans (Figure 13). Cette période de retour a été calculée à partir de données relevées sur la période 1958 - 2002. Concernant la côte atlantique, l'ouest de la Bretagne présente les valeurs les plus fortes avec une hauteur significative centennale allant jusqu'à 16m. La côte sud de la Bretagne présente une hauteur significative d'environ 11 mètres, valeurs similaires au secteur « Loire-Vendée » (de 10 à 11 mètres) et Aquitaine (de 10 à 12 mètres). Les relevés datés du 17 et 21 janvier 1965,

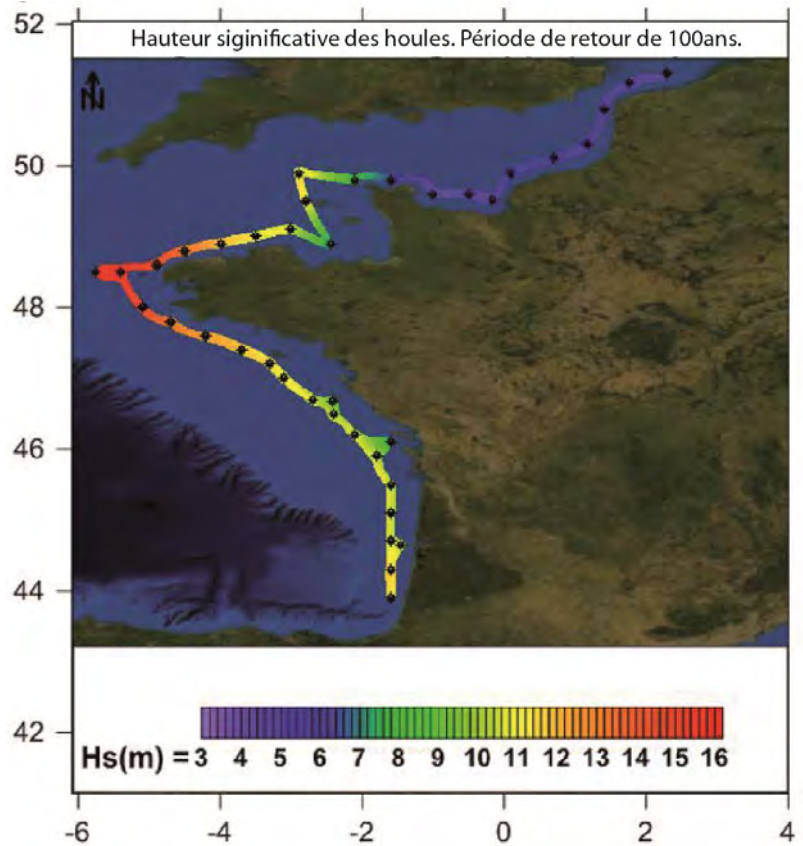


Figure 13 Hauteur significative des houles avec période de retour de cent ans. Figure traduite extraite de Nicolae Lerma et al. (2015), non modifiée.

2 février 1976, 15 décembre 1979, 26 décembre 1989, 25 janvier et 12 février 1990 correspondent aux sept évènements caractérisés par des hauteurs de houles avec une période de retour supérieure à 50 ans (Nicolae Lerma et al., 2015). Nous notons que tous ces évènements sont hivernaux. De plus, six d'entre eux (tous hormis celui de 1976) sont observés durant un évènement tempétueux que nous avons recensé⁹. Bien que peu de travaux aient encore été effectués à ce sujet, les houles et leur déferlement à la côte (vagues), élément moteur d'une dynamique de formation de dépôts marins, semblent naturellement assez hauts et peu dispersés dans l'espace « Loire-Vendée ». Les houles observées à Biscarosse dans l'étude de Butel et al. (2002) sont sensiblement moins hautes, et se focalisent moins vers une direction précise

⁹ Nous renvoyons le lecteur au Tableau 10 présenté dans le chapitre 6 pour identifier les tempêtes récentes recensées.

1.1.3.2. Marées et surcotes

Si elles ne présentent pas les amplitudes de marées les plus importantes du pays comme en Manche, la marée atlantique française reste l'une des plus forte au monde. Dans le secteur du Croisic, elle présente des différences pouvant atteindre près de six mètres de moyenne entre les marées hautes et basses des vives-eaux, selon le SHOM. Selon la classification de Davies (1964), la côte est donc soumise à une marée macrotidale (Le Mauff et al., 2018). À l'image de l'ensemble du bassin est-atlantique, ces marées sont de types semi-diurnes, proposant ainsi deux pleines et basses mers sensiblement égales environ toutes les 24 heures. Le passage d'une marée haute ou basse est estimé à environ toutes les 12 heures. Selon le SHOM (2017), le niveau moyen de la mer¹⁰ varie le long de la côte atlantique française entre 2,51m au port de Saint-Jean-de-Luz et 4,13m au port de Brest (Tableau 3). Lors d'un évènement marégraphique important impliquant une marée haute du coefficient maximal possible (120), ces données varient entre 4,96m et 7,93m dans ces mêmes ports. La marée est un paramètre très important dans la détection des évènements passés sur les côtes macrotidales. Les évènements extrêmes observés sur ce type de côte sont généralement produits par des surcotes barométriques et/ou dynamiques, durant une marée haute de vives-eaux.

La « marée »
 La marée correspond à « la variation du niveau de la mer due à l'action gravitationnelle de la Lune et du Soleil » selon le SHOM.

Port	PHMA	PMVE	PMME	NM	BMME	BMVE	PBMA
Brest	7,93	7,05	5,5	4,13	2,70	1,15	0,25
Lorient (Arsenal)	5,79	5,20	4,15	3,09	2,05	0,85	0,10
Saint-Nazaire	6,59	5,85	5,65	3,57	2,20	0,85	-0,03
Le Croisic	6,13	5,40	4,25	3,30	2,00	0,70	-0,03
Port Joinville (île d'Yeu)	5,70	5,05	4,10	3,09	2,00	0,70	0,04
Les Sables d'Olonne	5,93	5,20	4,20	3,20	2,05	0,75	-0,02
La Rochelle - La Pallice	6,86	6,10	4,95	3,90	2,50	1,00	0,17
Pointe de Grave	5,89	5,30	4,35	3,28	2,10	1,10	0,57
Saint-Jean-de-Luz	4,96	4,35	3,40	2,51	1,60	0,60	0,03

Tableau 3 Références Altimétriques Maritimes (en mètre) de plusieurs ports de la côte atlantique française. Source : SHOM, 2017. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques. PMVE : niveau des pleines mers de vives-eaux. PMME : niveau des pleines mers de mortes-eaux. NM : niveau moyen. BMME : niveau des basses mers de mortes-eaux. BMVE : niveau des basses mers de vives-eaux. PBMA : niveau des plus basses mers astronomiques. Données extraites de la version 2017 du RAM.

¹⁰ La hauteur de ces niveaux d'eau est calculée par rapport au zéro hydrographique ou « zéro des cartes marines », référence des cartes marines et annuaires de marée « C'est l'équivalent en mer de la surface de référence des altitudes à terre portées sur les cartes de l'IGN [Institut national de l'information géographique et forestière]. Le zéro hydrographique est voisin du niveau des plus basses mers astronomiques. » (Site internet du SHOM).

Durant l'évènement Xynthia, les niveaux d'eau observés (« *marée observée* ») ont largement dépassés ceux prédits (« *marée astronomique* ») par le SHOM (Figure 14). La valeur de la marée observée durant le pic de marée haute, estimée à près de 8m (cote marine) a très largement dépassée les valeurs de PMVE (6,10m : Tableau 3). Cette valeur est également supérieure à la valeur maximale de niveau d'eau astronomique possible pour le port de la Rochelle (6,86m : Tableau 3). La différence (« *marée météorologique* ») entre la marée observée et prédite correspond à la valeur de la surcote. Elle est estimée à plus de 1,5m au port de La Rochelle, allant jusqu'à près de 2m dans le Pertuis Charentais (Bertin et al., 2012). Cette dernière est causée par le passage simultané d'une tempête lorsque la marée était à son plus haut point. Survenue au cours d'un coefficient de 102 impliquant une marée de vives-eaux, la surcote a entraîné la submersion des espaces côtiers situés à faible altitude, appelés « *zones basses* » (Chauveau et al., 2011).

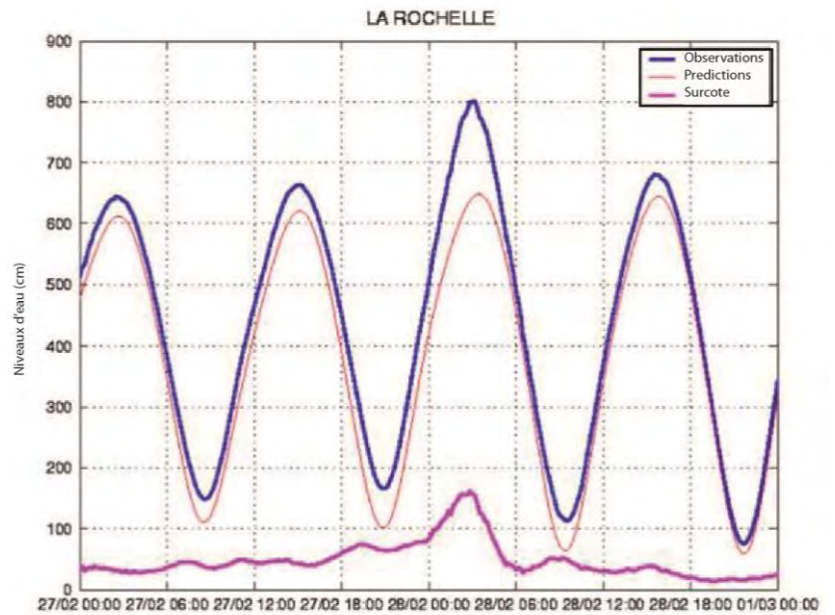


Figure 14 Niveaux d'eau observés (en centimètre) au marégraphe, niveaux d'eau prédits et surcotes instantanées observées au port de La Rochelle – La Pallice. Les données de niveau d'eau prédites sont les données officielles du SHOM. Figure extraite et traduite de Pineau-Guillou et al. (2012), non modifiée.

Selon Chauveau et al. (2011), la surcote du plan d'eau a atteint une altitude maximum mesurée à plus de 4m NGF¹¹ à l'Aiguillon-sur-Mer (Figure 15). Selon les travaux de Pineau-Guillou et al. (2012), la période de retour associée aux niveaux d'eau observés durant Xynthia dépasse les cent années selon les marégraphes de Saint Nazaire, des Sables d'Olonne et de La Rochelle. Les travaux de Bouligand and Pirazzoli (1999) présentent des observations de fréquence des surcotes extrêmes sur le court terme. À Brest, cette fréquence a augmenté sur la période 1953 – 1994 alors qu'à l'inverse, les décotes extrêmes suivent la tendance opposée.

¹¹ Données topographiques françaises établies par l'IGN. Le 0m NGF (Nivellement Général de France) est basé sur le niveau moyen de la mer à Marseille. Il est différent du zéro hydrographique. (Source : IGN et version 2017 du RAM du SHOM).

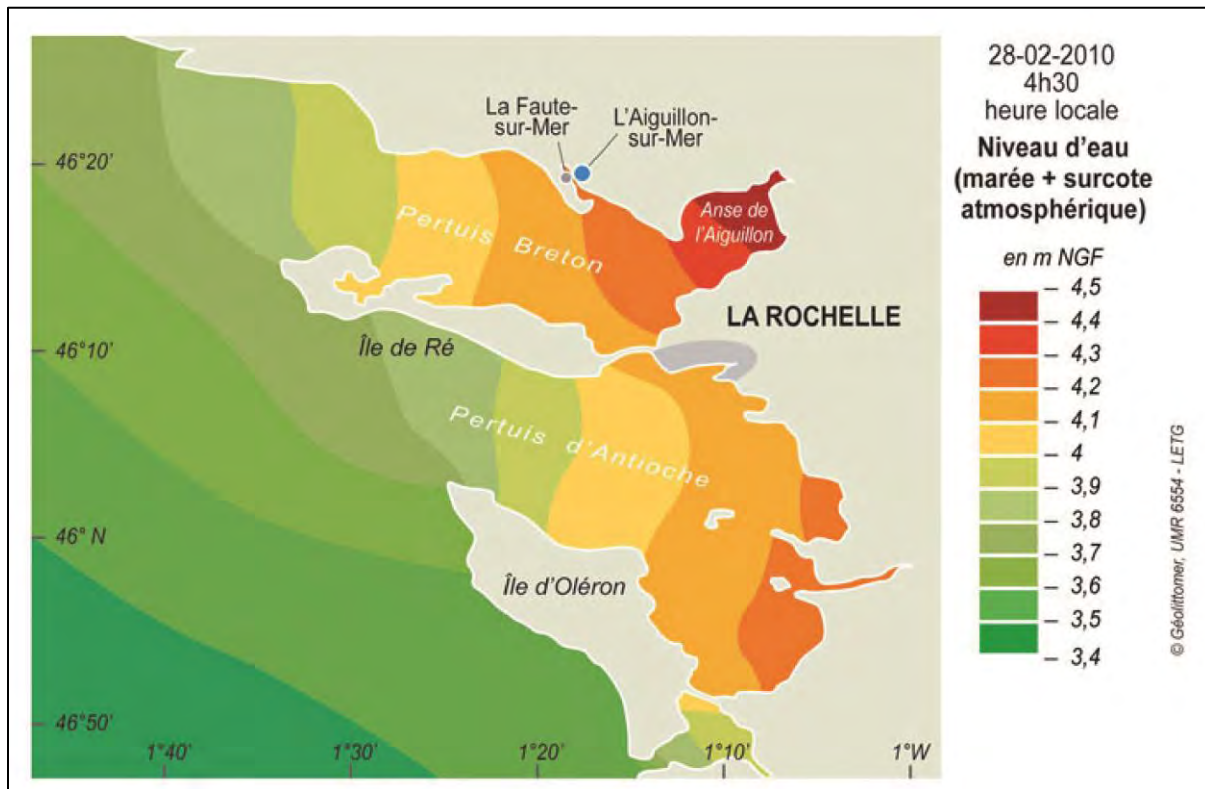


Figure 15 Carte de simulation des niveaux d'eau établie par le BRGM (mars 2010, BRGM/RP-58261-FR, p36.)
Figure extraite de Chauveau et al. (2011), modifiée.

1.1.3.3. La remontée du niveau de la mer

Sur le très long terme, les variations du niveau marin sont indispensables à l'analyse de dépôts tempétueux passés, et principalement à l'échelle holocène. Il apparaît que le niveau marin a connu une évolution notable au cours des derniers millénaires. L'étude de ces variations est indispensable, et directement liée à l'interprétation des impacts sédimentologiques des tempêtes sur l'environnement côtier. Le niveau marin était plus à distance de la côte qu'à l'actuel il y a des milliers d'années. À titre d'exemple, Menier et al. (2014) estime que le trait de côte au large du Croisic était à approximativement 50 kilomètres à l'ouest de l'actuel il y a près de 14 000 ans (Figure 5.2 de cette référence). Bien que cette valeur dépasse le cadre temporel d'analyse de cette thèse, cette reconstruction paléopaysagère montre qu'il est nécessaire de prendre en compte la variation eustatique dans notre analyse, en particulier pour l'échelle holocène.

Dans la zone d'étude, quelques travaux ont été réalisés à ce sujet (e.g. Goslin et al., 2013; Morzadec-Kerfourn, 1985; Regnaud, 1999; Regnaud et al., 1996; Stéphan, 2011; Stéphan et al., 2015; Stéphan and Goslin, 2014). Un des travaux les plus récents est réalisé par Stéphan and

Goslin (2014). Reprise dans la synthèse européenne récente de García-Artola et al. (2018), cette étude résume de nombreuses analyses régionales tentant de reconstruire l'évolution holocène du niveau marin sur les côtes françaises, entre l'océan atlantique et la Manche. La Figure 16, extraite de cette référence, présente les différences régionales de ces grandes variations passées. Une nette différence est observable entre côtes de la Manche (A à E) et de l'Atlantique (F à I). Cependant, l'augmentation du niveau marin semble s'être fortement ralentie le long de la côte atlantique depuis la dernière transgression marine, terminée vers 7500 cal y BP (Goslin et al., 2015; Stéphan and Goslin, 2014). Si l'ensemble des références propose une stabilisation relative récente, les dynamiques sont différentes selon les espaces côtiers pour la période pré-7500 cal y BP. La côte manche semble avoir subi une augmentation du niveau marin bien plus significative dans le passé que la côte atlantique nord. Les valeurs d'augmentation du niveau marin pour la période pré-7500 cal y BP y sont nettement plus importantes. Le sud de la côte Atlantique n'expose cependant pas les mêmes dynamiques que le nord de cette côte. La côte des Charente proposent des valeurs d'augmentation du niveau marin comparables à celles de la Manche pour la période pré-7500 cal y BP.

Concernant le centre de la côte atlantique, secteur où sont localisés les terrains étudiés, les espaces G (Sud Bretagne) et H (Côte de la Vendée) offrent une stabilisation du trait de côte assez nette et régulière au cours des derniers millénaires. Cette stabilisation relative nous permet de détecter avec assurance de nombreux dépôts tempétueux passés, au minimum jusqu'à la phase 7500 cal y BP. Il conviendra cependant d'analyser finement la courbe d'élévation du niveau marin correspondant au secteur carotté pour chacun des terrains d'étude sélectionnés. L'ensemble des conclusions tirées sur les marques d'EE anciens, ou sur les phases d'augmentation d'activité tempétueuse, doivent impérativement être liées à ces données d'évolution du niveau marin.

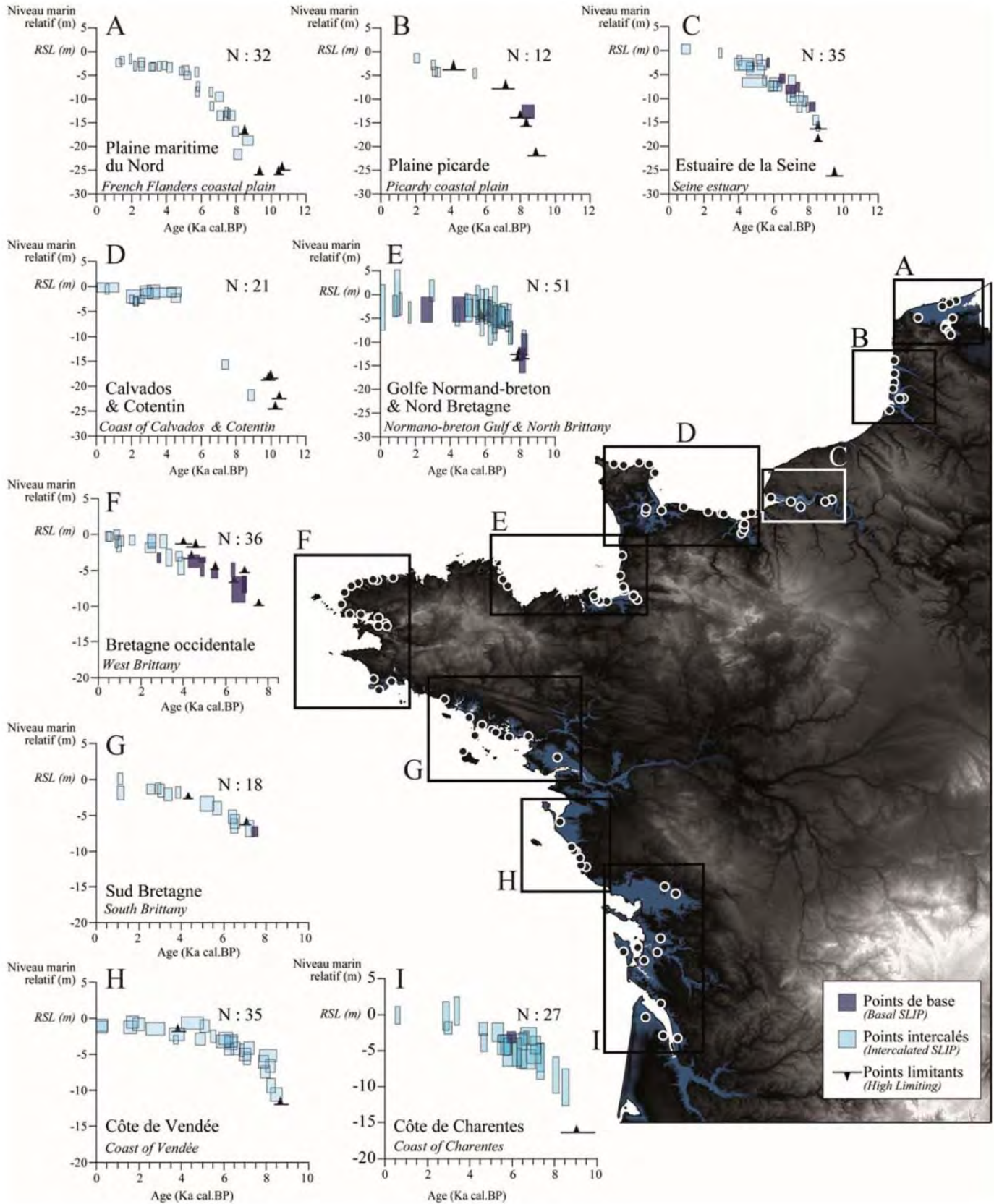


Figure 16 Elévation holocène du niveau marin relatif pour les neuf segments de côte le long de la façade Manche-Atlantique française, avec N étant le nombre de points constituant le graphique. Figure extraite de Stéphan and Goslin (2014), non modifiée.

1.1.3. Présentation de la climatologie

La côte atlantique française se trouve principalement dans un climat tempéré à dominante océanique : un climat qui est fortement tempéré par les masses d'air provenant de l'océan Atlantique (Beltrando, 2011). La Figure 17 est issue du site de Météo-France, à l'adresse <http://www.meteofrance.com/climat/france/nantes/44020001/normales>. Elle présente la climatologie de la ville de Nantes, plus grande ville située à proximité des trois terrains étudiés. Les hivers sont généralement doux (min/max de 3/9°C en décembre et janvier) avec peu de neige et de gel, et les étés sont frais (min/max de 14/25°C en juillet et août) sans journée torride. Les amplitudes annuelles sont donc très faibles. Les températures nantaises moyennes annuelles entre 1981 et 2010 atteignent 8,3 °C pour les minimales, et 16,7 °C pour les maximales, exposant ainsi de faibles amplitudes journalières. Malgré des variations interannuelles faibles, les coups de froids ou sécheresses peuvent s'avérer marquants. Sous un temps généralement très changeant, les hauteurs de précipitations moyennes nantaises s'établissent à 819,5 mm étalés sur une moyenne de 119,1 jours pluvieux par an. À l'inverse, la durée moyenne d'ensoleillement pour la période 1991-2010 est de 1791,3 heures. La zone d'étude côtière subit un climat très tempéré. Il est issu d'une forte influence océanique, lui offrant une amplitude thermique faible en raison de l'inertie thermique de l'océan et de la position face aux vents d'ouest dominant dans l'année.

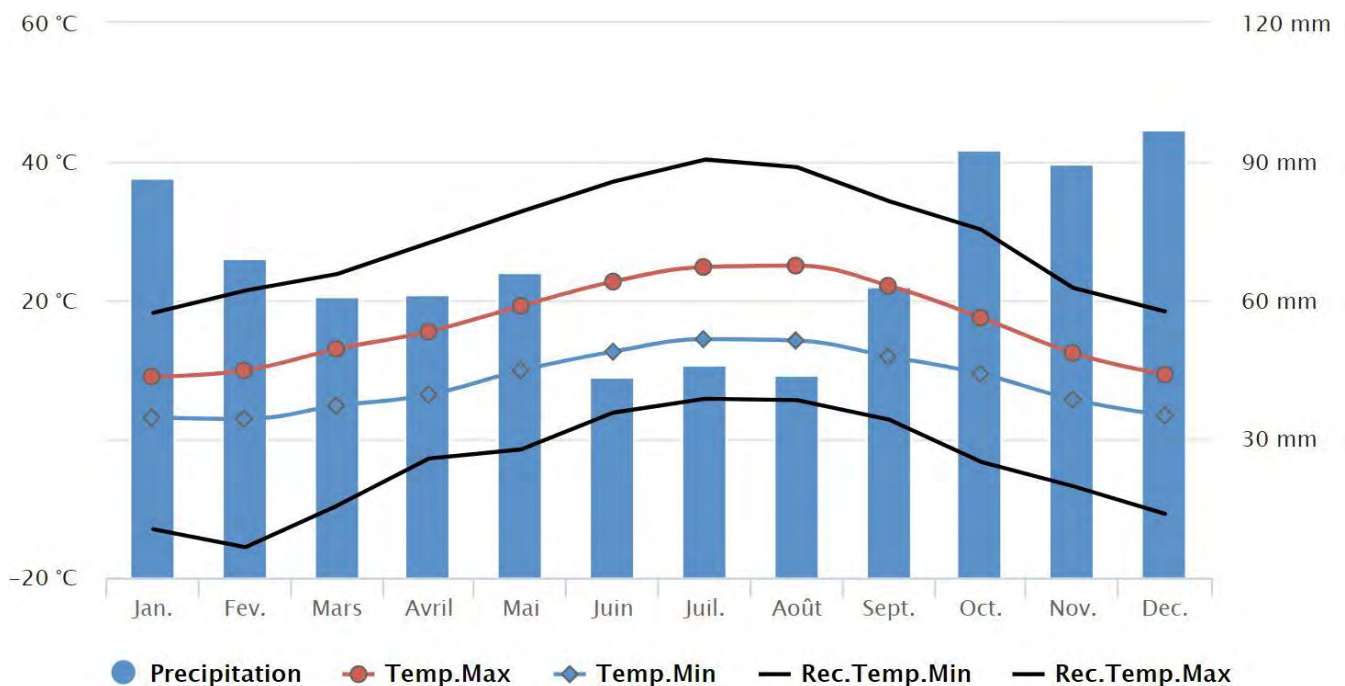


Figure 17 Climatologie mensuelle de la ville de Nantes entre 1981 et 2010.

Source : Météo-France, figure extraite du site internet.

A partir des données de réanalyse utilisées pour l'étude dendrochronologique, les directions de vents dominants à proximité de la zone boisée de Pen Bron ont été étudiées pour la période 1994 – 2012¹². Elles proviennent majoritairement du sud et du sud-ouest. Les vents moyens les plus violents proviennent du sud-ouest. Ces conclusions suivent les travaux de Lemasson and Regnaud (1997). Ils montrent que les vents dominants tempétueux de ce secteur proviennent généralement du sud-ouest et de l'ouest entre 1961 et 1992.

Enfin, une des caractéristiques importantes de ce climat est son instabilité importante, avec des alternances fréquentes de précipitations, éclaircies ou rafales de vent. La région est soumise à la circulation zonale d'ouest, où les masses d'airs polaires et tropicales s'affrontent créant des perturbations se déplaçant d'ouest en est. Ces perturbations, apportant un air maritime et perturbé, peuvent être à l'origine de violentes tempêtes extratropicales, majoritairement durant l'hiver où les contrastes thermiques entre l'air polaire et tropical sont importants, rendant les perturbations parfois très actives (Beltrando, 2011).

1.2. Les principaux enjeux

1.2.1. Les enjeux humains et leurs causes principales

La côte atlantique française suit les mêmes dynamiques que l'ensemble des autres côtes du pays : une croissance démographique et économique importante est observée depuis plusieurs décennies. Entre 1999 et 2006, les travaux de Chalard and Dumont (2007) montrent que les littoraux atlantiques français observent les taux de croissances démographiques élevés. Biscarosse expose par exemple un taux moyen annuel d'accroissement démographique de près de 4%. Selon, selon une étude réalisée par l'INSEE (Institut national de la statistique et des études économiques) et le SOeS (Service de l'observation et des statistiques) en 2009, « *en Métropole, les 885 communes littorales accueillent un peu plus de 10 % de la population sur seulement 4 % du territoire* ». Plus précisément, les communes littorales accueillent 80 % des résidents des cantons littoraux. La densité d'habitants par kilomètres carrés atteint trois fois celle de la moyenne nationale en 2005 (INSEE et SOeS, 2009).

L'évolution de cette densité, représentée sur la Figure 18A, est principalement due à l'attractivité grandissante du littoral, en particulier dans la zone d'étude. Les côtes centre-atlantiques sont

¹² Nous renvoyons le lecteur à la Figure 70 présentée dans le chapitre 6 pour analyser ces résultats.

celles qui attirent le plus avec les côtes méditerranéennes. Elles présentent une évolution de densité de population quasi-exclusivement positive dans toutes les communes littorales atlantiques. L'analyse du solde migratoire proposé en Figure 18B en est la démonstration. Le solde migratoire dépasse largement le solde naturel entre 1999 et 2005. Il explique en très grande partie l'accroissement des taux annuels moyens observés.

L'essor du tourisme explique en partie ce fort solde migratoire exposé en Figure 18B. L'étude réalisée par Zaninetti (2006) montre qu'entre les recensements de 1968 et 1999, 1,71 million de nouveaux logements se sont construits sur le littoral français. Ils correspondent à une croissance d'environ +86%, et de +57% pour seulement la France métropolitaine. Cette évolution exponentielle contribue à une forte hausse de densité de logements d'environ 180 logements/km² sur le littoral. La moyenne était d'environ 50 log/km² en France métropolitaine à la fin du dernier millénaire. De nombreuses résidences secondaires sont recensées, en particulier dans la zone d'étude (Renard, 2005).

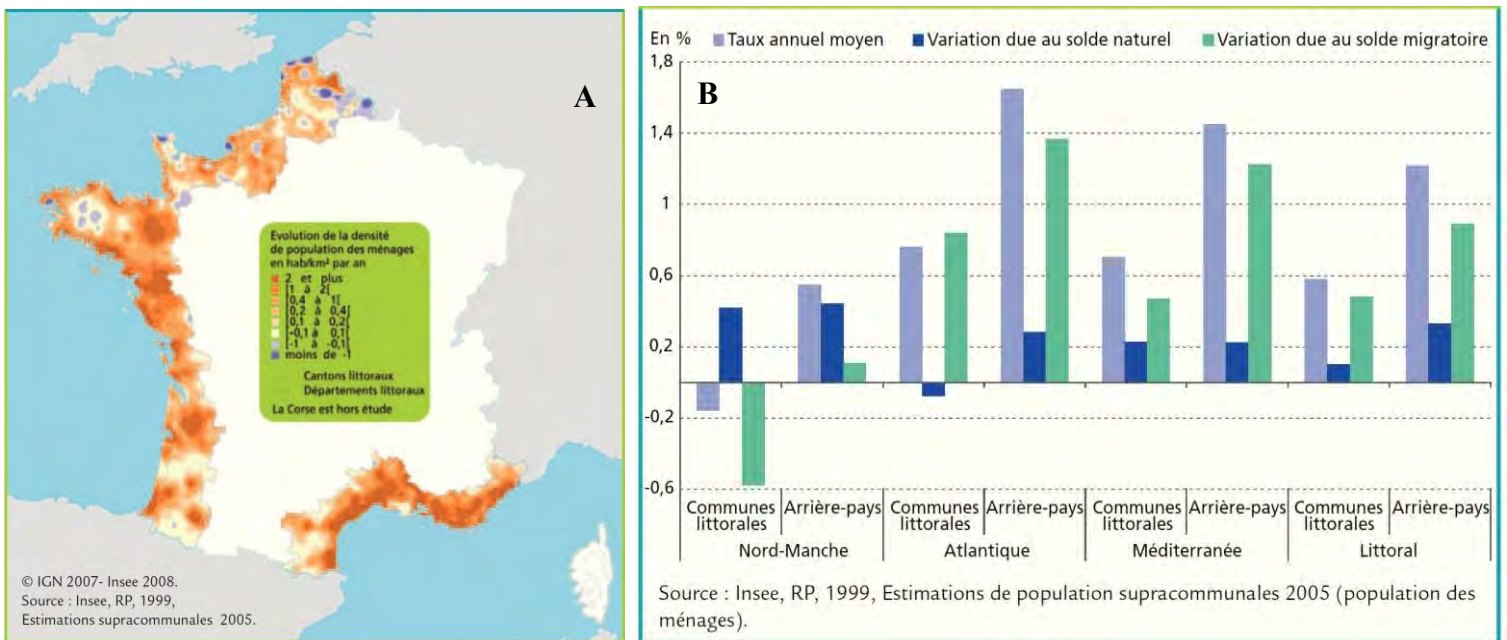


Figure 18 A : Variation de densité de population entre 1999 et 2005. B : Croissance de la population littorale entre 1999 et 2005 : fort impact des flux migratoires. Figures tirées d'INSEE et SOeS (2009), non modifiées.

1.2.2. L'émergence du risque, l'exemple sud-vendéen

Une urbanisation récente dans les zones basses est observée selon Duvat and Magnan (2014). La côte sud-vendéenne en est un exemple marquant car de nombreux espaces y ont connu une explosion démographique significative depuis près de 70 ans (Creach, 2015; Pottier et al., 2018;

Pouzet et al., 2015). Cette importante « littoralisation » récente a été pointée du doigt lors de la catastrophe de Xynthia sur les littoraux vendéens et charentais (Chauveau et al., 2011; Vinet et al., 2012a). La négligence des aménagements côtiers a abouti à des constructions massives en zone basse. Elle a favorisée les nombreuses pertes humaines causés par la conjonction de paramètres météo-marins intenses (Feuillet et al., 2012). Les Figures Figure 19 et Figure 20 exposent ces dynamiques démographiques et urbaines récentes dans deux communes très impactées par l'évènement Xynthia : La Faute-sur-Mer et l'Aiguillon-sur-Mer.

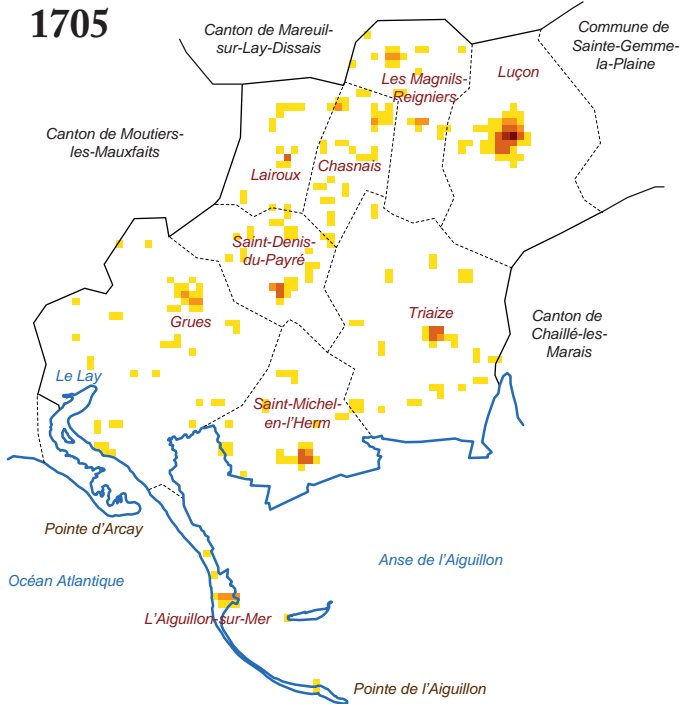
À l'échelle cantonale, les espaces littoraux se sont développés bien plus rapidement que ceux rétro-littoraux (Figure 19). Entre les quatre phases d'analyses, la période 1950-2006 est la plus marquante pour l'ensemble des communes étudiées. Elle souffre d'une augmentation significative de + 194ha de surfaces bâties en 56ans, contre +40ha lors des 115 premières années puis +7,8ha en 130ans. Une forte littoralisation du bâti et un essor démographique majeur sont mis en lumière.

La Faute-sur-Mer et l'Aiguillon-sur-Mer, les deux communes les plus impactées, illustrent ces dynamiques. Selon la Figure 20A, la surface bâtie communale est passée de moins de 200 000 à plus de 700 000 m² en 56 ans dans ces deux communes (Pouzet et al., 2015). Le développement est centré sur l'activité touristique et balnéaire car les dynamiques reposent sur l'accueil de résidents non permanents. La commune de La Faute-sur-Mer a connu une multiplication par sept du nombre de logements entre 1950 et 2010, tandis que la population permanente a été multipliée par trois dans sur cette même période (INSEE, 2011; Vinet et al., 2012a). Aujourd'hui, cette commune fait face à une très forte représentation des résidences secondaires. En 2011, elle comptait 85 % de logements occupés de façon non permanente (INSEE, 2011). Ces constructions récentes sont majoritairement localisées le long de l'estuaire du Lay, au sein zones basses vulnérables (Figure 20D). Depuis, plusieurs études locales montrent que de nombreux autres espaces côtiers fortement urbanisés sont également en danger si une conjonction de paramètres météo-marins intenses similaire y était observée (Chevillot-Miot and Mercier, 2014; Creach et al., 2016, 2015). Il apparait alors essentiel de resituer la problématique tempétueuse de la zone d'étude, régulièrement soumise à ce type d'aléa naturel.

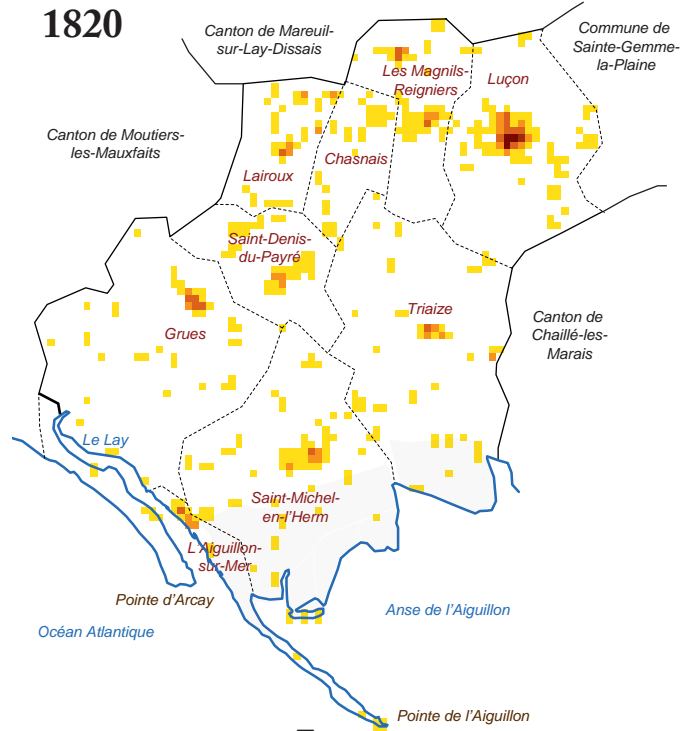
*Figure 19 Évolution de la distribution spatiale des surfaces bâties de 1705 à 2006 dans la partie ouest du marais poitevin.
Figure extraite de Pouzet et al, 2015, non modifiée.*

*Figure 20 Évolution de la distribution spatiale du bâti à L'Aiguillon-sur-Mer et La Faute-sur-Mer de 1705 à 2006.
Figure extraite de Pouzet et al. (2015), non modifiée.*

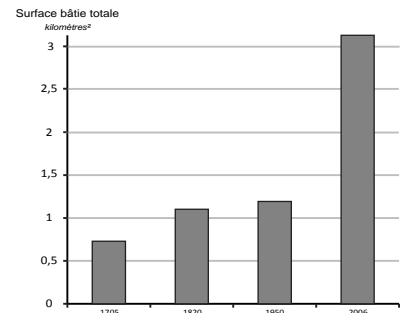
A
1705



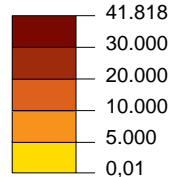
B
1820



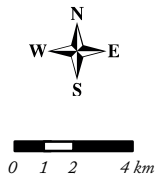
E



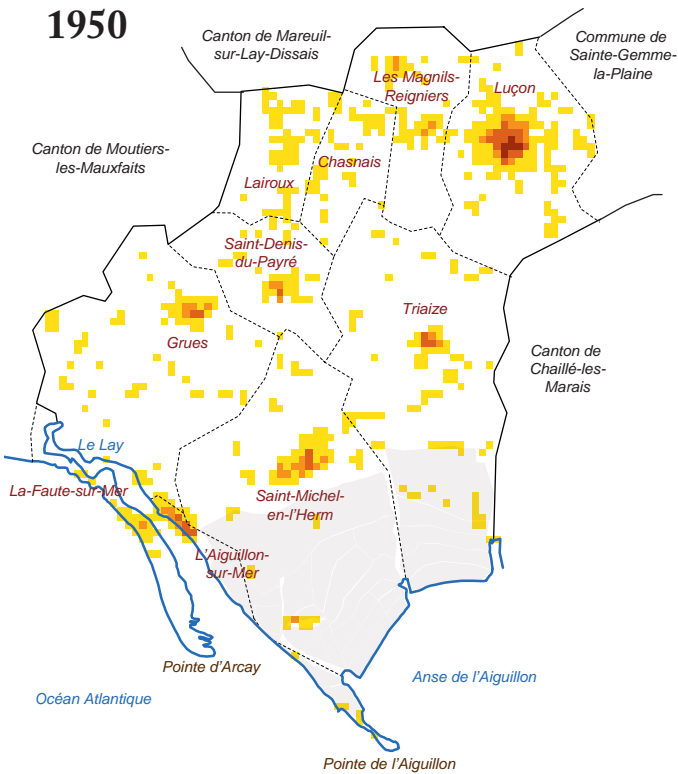
Surface bâtie par maille
mètres²



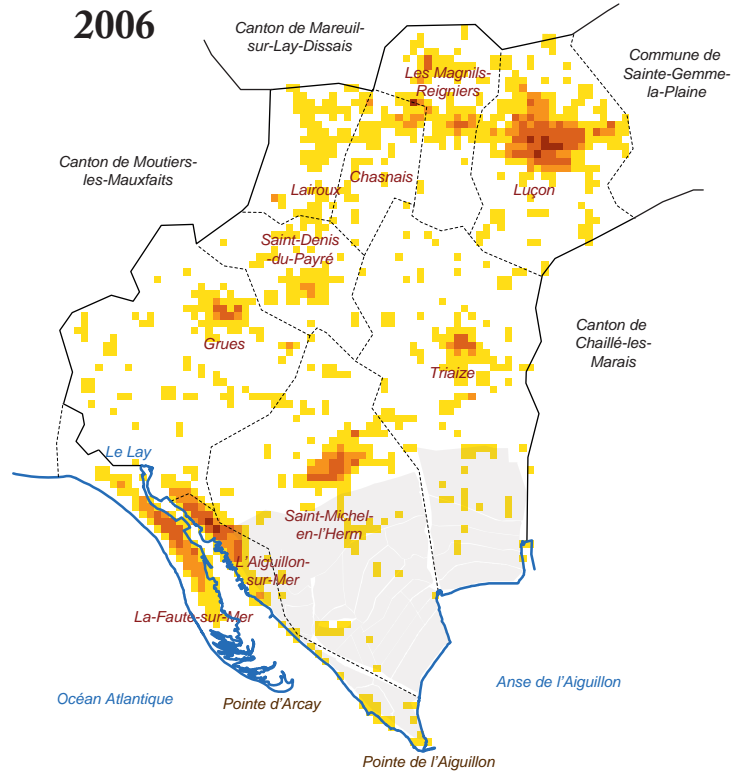
- Luçon Paroisses ou communes étudiées
- Limite cantonales actuelles
 - - - - - Limites communales actuelles
 - Trait de côte
 - Zones poldérisées



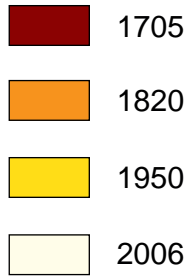
C
1950



D
2006

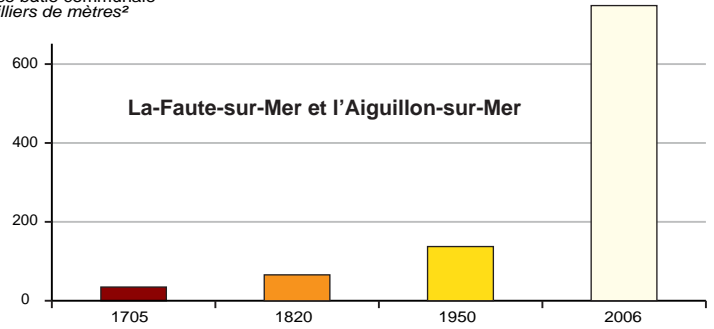


Surfaces bâties en...



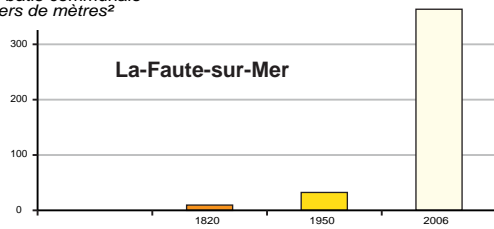
A

Surface bâtie communale
milliers de mètres²



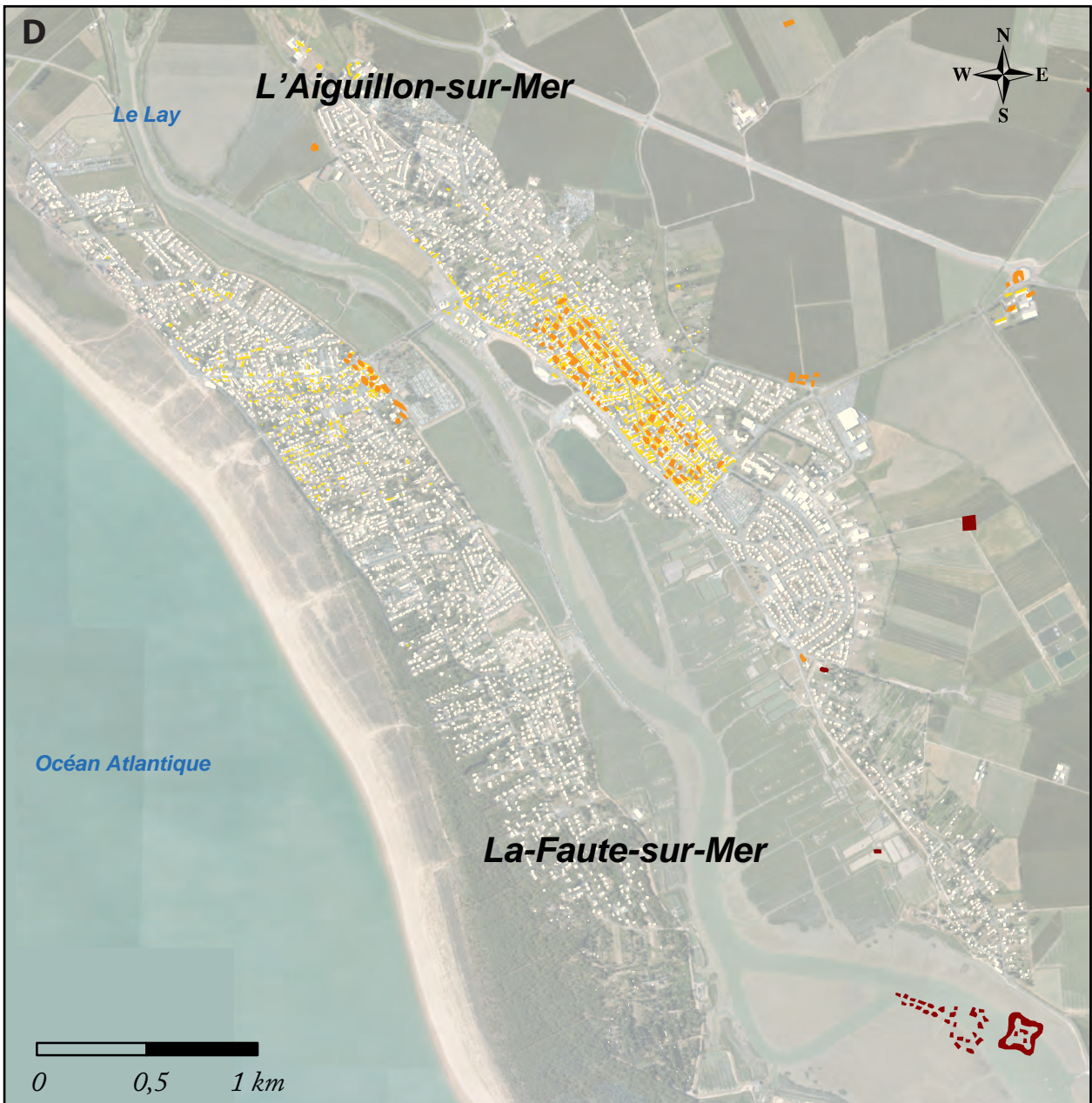
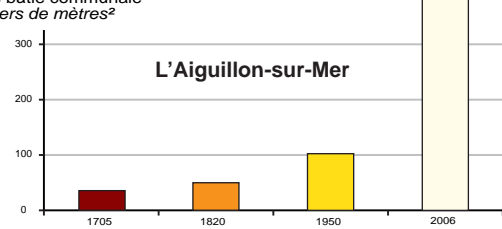
B

Surface bâtie communale
milliers de mètres²



C

Surface bâtie communale
milliers de mètres²



2. Tempêtes et submersions marines le long de la côte atlantique française

2.1. Caractéristiques générales des tempêtes

2.1.1. Formation, trajectoires et influences dépressionnaires

Dans la zone d'étude située à moyenne latitude, nous faisons principalement face aux cyclones extratropicaux (CET). Ce sont des systèmes de diamètre variant entre plusieurs centaines et milliers de kilomètres, avec une durée de vie d'environ une semaine au maximum. Très rarement, quelques ensembles tropicaux plus intenses peuvent aussi remonter jusqu'à la côte atlantique française, dans la majeure partie des cas lorsqu'ils sont en fin de vie. Leur trajectoire remonte du bassin ouest atlantique arrivent dans la zone d'étude par le sud-ouest en perte d'intensité. Malgré le cas récent d'Ophélie en 2017, ces événements restent extrêmement peu fréquents dans le bassin est-atlantique. Nous ne caractérisons donc que le cas typique observé : le système extratropical.

Les systèmes extratropicaux sont responsables d'événements intenses de pluies et de vent, et peuvent induire une submersion marine en cas de forte marée. Caractérisés de « *cyclones de latitudes moyennes* », on y associe cependant plus généralement le terme de « *tempête extratropicale* », ou plus simplement de « *tempête* ». Cette terminologie courante s'explique par la puissance de ces événements, qui est moindre comparée aux cyclones tropicaux. Les événements européens se forment majoritairement durant l'hiver (Schoenenwald, 2013). La formation des CET nécessite la présence de zones atmosphériques associées à une forte différence de température : les fronts froids et chauds. Le courant-jet, un vent intense en altitude, alimente ces dépressions creusées. Cette situation se retrouve donc au moment où la différence de température entre l'équateur et les pôles est la plus importante, c'est-à-dire globalement d'octobre à mars (Deroche, 2014).

Les trajectoires de ces événements durent en moyenne 4,5 jours. Elles proviennent essentiellement de l'ouest, avec une légère distinction entre le nord et sud de l'Europe. Près de l'Irlande et au nord-ouest de la France, la trajectoire principale est approximativement du sud-ouest vers le nord-est. Elle reste cependant plus à une latitude constante vers l'est sur la Péninsule Ibérique et le Golfe de Gascogne, jusqu'à l'arrivée sur le continent où la direction peut ensuite varier (Lozano et al., 2004). En France, les travaux de Tonnerre (2001) exposent plusieurs

trajectoires tempétueuses dominantes avec plus de précisions. Un premier couloir passe au nord de la Manche et traversant la Grande-Bretagne, un second passe par la Bretagne et remonte ensuite au nord de la France. Enfin, un dernier concerne les tempêtes formées plus au sud, au large de l'Espagne, qui remontent ensuite vers le centre de la côte atlantique Française. Selon les travaux de Devreton et al. (1997), la France métropolitaine est majoritairement influencée par deux grandes catégories de tempêtes en excluant les cas méditerranéens. La première concerne les tempêtes générées par une dépression située sur les îles britanniques. Elles traversent ensuite la France selon des axes allant du nord-ouest vers le sud-est (NO-SE) ou du nord-ouest vers l'est (NO-E). La seconde représente les tempêtes générées par une dépression située dans le Golfe de Gascogne. Elles traversent ensuite la France selon des axes majoritairement du sud-ouest vers le nord-est (SO-NE). Si la détermination de potentiels couloirs tempétueux précis est très complexe à commenter, nous pouvons retenir principalement les trajectoires 2 et 3 des travaux de Mme Tonnerre pour la zone d'étude. Ces cas correspondent globalement aux deux influences dépressionnaires proposées par M. Devreton.

- Le premier cas correspondrait à une dépression située sur le Golfe de Gascogne, se transformant en CET en arrivant par les Pays de la Loire, puis remontant jusqu'au nord-est de la France en allant vers le Benelux et/ou l'Allemagne.

- Le second cas de CET serait initié par une dépression sur les îles britanniques, arrivant sur le pays par la Bretagne et parcourant le nord du pays dans une direction ouest-est, ou vers le sud-est selon les influences météorologiques dominantes.

2.1.2. L'influence de l'Oscillation Nord Atlantique

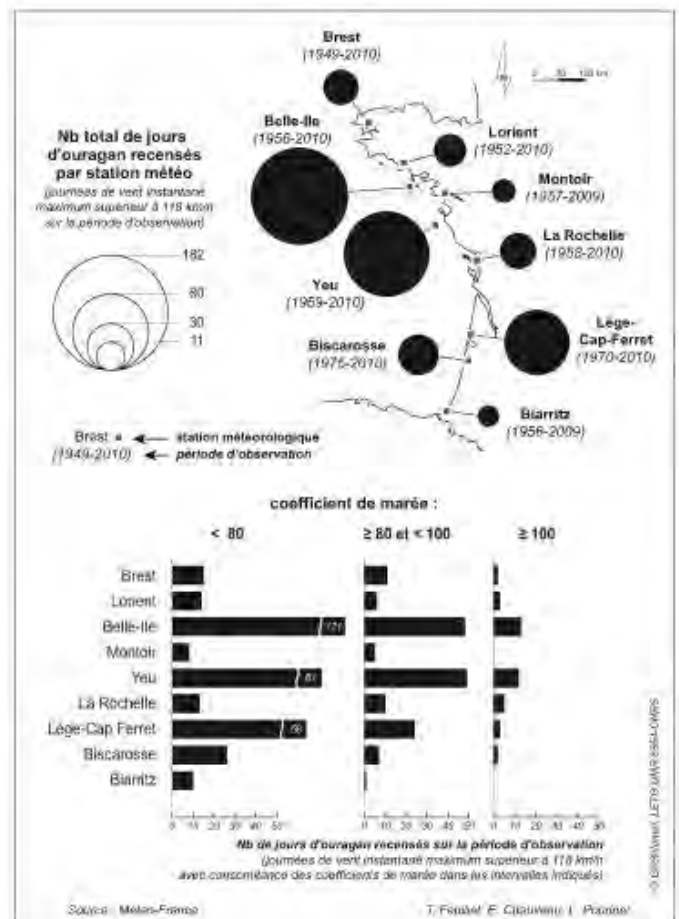
L'Oscillation Nord Atlantique (ONA), est un indice définissant la différence de pression entre la dépression d'Islande (DI) et l'anticyclone des Açores (AA). En phase positive, l'écart de pression augmente entre la DI qui perd de la pression et l'AA qui s'intensifie (Rogers, 1984). Cette situation implique un déplacement des masses d'airs chaudes et humides vers le nord de l'Europe où les hivers y sont doux et pluvieux. Le courant-jet se renforce également et se déplace vers le nord. En phase négative, la pression de la DI augmente et celle de l'AA diminue. Les hivers sont froids et secs en Europe du nord, et plus doux et pluvieux en Méditerranée.

Une phase positive de l'ONA conduit à des CET plus intenses, avec un cycle de vie et une trajectoire plus longue et plus axée vers l'Europe occidentale et centrale (e.g. Deroche, 2014; Hurrell and Loon, 1997; Lozano et al., 2004; Pinto et al., 2009; Rogers, 1990; Van Vliet Lanoe et al., 2014b). Quelques travaux tentent de préciser ce lien complexe. Trouet et al. (2012) distingue deux tendances différentes. Il évoque tout d'abord une augmentation de la fréquence des tempêtes pendant une phase de positive d'ONA. Une augmentation de leur intensité serait observée pendant une phase négative d'ONA, et particulièrement durant le PAG. Schoenenwald (2013) se montre cependant plus mesuré. Il indique que la corrélation statistique entre l'indice ONA et le nombre de tempêtes est faible. Cependant, les deux variables ont tout de même une évolution similaire seulement depuis la moitié du XIX^e siècle. Alexandersson et al. (1998) témoigne d'une corrélation globalement positive, mais peu intense. Les périodes tempétueuses plus anciennes de la fin du XIX^e siècle ne coïncident pas avec l'indice, contrairement aux plus récentes de la fin du XX^e siècle. Enfin, pour la période holocène, les récents travaux de Goslin et al. (2018) identifient également un lien entre une augmentation des impacts tempétueux en Europe du nord et une position plus septentrionale de l'AA et un renforcement du vortex polaire. Cette configuration est caractéristique d'une phase positive d'ONA.

2.2. Récurrence de submersions marines

Feuillet et al. (2012) a estimé la récurrence d'un évènement produisant un vent maximal d'au moins 118 km/h durant un coefficient de marée de 100 ou plus, avec une différence horaire entre vent maximum mesuré et haute mer inférieure ou égale à 3 heures. Cette situation précise a été observée dix fois en 27 ans le long de la côte atlantique française, à partir de relevés provenant de neuf stations différentes. Les auteurs de cette étude évoquent une « rare occurrence, voire exceptionnelle dans certaines stations ». Il semble tout de même probable qu'elle puisse survenir plusieurs fois par décennies selon ces résultats.

Figure 21 Jours d' « ouragan » observés et concomitance avec des marées de forts coefficients. Figure extraite de Feuillet et al (2012), non modifiée.



La Figure 21 issue de cette étude montre que les sites de Belle-Île, de l'Île d'Yeu et du Cap-Ferret semblent être les plus sensibles. Ils recensent un nombre important de jours d' « ouragan » observés durant de forts coefficients de marée. Les « périodes de retour d'une tempête de 140 km/h sachant que la mer est haute [pleine mer] » varient d'environ cinq ans à Belle-Île, dix ans à l'Île d'Yeu, 15 ans au Cap Ferret et vont jusqu'à 177 ans à La Rochelle. Ces périodes de retours ont été calculées à partir de données issues de la période 1984 – 2010.

Si l'on interprète finement les résultats de l'étude de Feuillet et al. (2012), nous pouvons relativiser cette « rare occurrence » soulignée par les auteurs. Les statistiques nous montrent que cette concomitance peut se produire régulièrement selon des paramètres météo-marins moins intenses, mais tout de même impactants. Le nombre de jours par an enregistrant un vent maximum instantané de force 12 sur l'échelle de Beaufort (au moins 118 km/h) corrélé à un coefficient de marée haut de 80 est estimé à plus de un sur l'Île d'Yeu et Belle-Ile. Cette concomitance est observable environ une année sur deux présente au Cap Ferret, tandis qu'une année sur quatre environ à Brest, La Rochelle ou Biscarosse. Les vents de force 12 correspondent à la catégorie « Ouragan ou bombe météorologique » de l'échelle de Beaufort, donc à une dépression très fortement creusée. Nous pouvons alors imaginer qu'une concomitance de vents plus faibles mais toujours très impactants (de dix sur l'échelle de Beaufort par exemple, correspondant au type « tempête » avec des vents de 89km/h), avec des coefficients de marée hauts semble survenir bien plus d'une fois par an sur de nombreux sites de la côte atlantique française. Dans le cas de Xynthia, la zone basse impactée était fortement urbanisée. Ce paramètre explique la survenue de dégâts importants, de pertes humaines considérables et la forte médiatisation de l'évènement (Vinet et al., 2011, 2012b).

De petites submersions sont souvent identifiées durant des tempêtes violentes croisant de forts coefficients de marée. Ces petites submersions restent bénignes et peu médiatisées car elles n'engendrent pas de pertes humaines. Elles restent cependant impactantes pour l'environnement côtier, parfois submergé sur un espace vaste. Le cas de Johanna en 2008 en est un exemple, avec de nombreux dégâts notamment recensés en région Bretagne (Cariolet et al., 2010; Suanez and Cariolet, 2010). Nous devons également considérer la répétition des évènements extrêmes, comme lors de l'hiver 2013-2014 où les cordons dunaires atlantiques ont été fortement fragilisés (Blaise et al., 2015). Ces ensembles sont ensuite plus à même de céder durant les tempêtes

suivantes. Une dépression, parfois tempétueuse, produisant une brèche n'est donc pas forcément plus puissante que celle l'ayant fortement fragilisé quelques jours ou mois auparavant. La tempête qui peut être estimée par l'analyse sédimentologique n'est ainsi pas obligatoirement une tempête extrêmement violente, mais bien une tempête que l'on pourra simplement caractériser de fortement impactante. L'emploi du terme de « *périodes d'augmentation de l'activité tempétueuse* » pour les observations portées à l'échelle holocène permet de considérer ce type de série d'évènements.

2.3. Les conclusions du GIEC sur les aléas côtiers

Le GIEC a conclu dans son cinquième rapport publié en 2014 de nombreuses informations sur les aléas côtiers (Pachauri et al., 2014). Les paragraphes suivants retracent les conclusions les plus importantes tirées de ce rapport.

Concernant les cyclones tropicaux, le rapport cinq mentionne qu'aucun changement particulier n'est visible dans la variation de leur fréquence à l'échelle mondiale. Une confiance basse est émise sur l'attribution des changements globaux à une cause particulière. À l'échelle régionale, une hausse de l'activité des cyclones tropicaux intenses dans l'Atlantique nord depuis 1970 est identifiée. Cependant, il n'y a pas de tendance sûre liée à l'évolution du nombre annuel de cyclones tropicaux durant les cent dernières années. De plus, la hausse de l'activité observée en atlantique nord est moins significative pour les autres régions. En Australie de l'est, on remarque même une baisse importante de cet aléa depuis la fin du XIX^e siècle.

Concernant les CET du bassin est-atlantique, Zappa et al. (2013) a montré que le nombre d'évènements hivernaux et que la vitesse des vents associés a globalement augmenté en Europe depuis quelques décennies. Selon le GIEC, les évènements hivernaux semblent être plus fréquents et plus intenses dans les très hautes latitudes. Ils seraient au contraire moins présents dans les latitudes moyennes, comme dans la zone d'étude de cette thèse. Le Canada voit une hausse de la fréquence de ces évènements durant la période 1953-2002. En Eurasie du nord, on note cependant une décroissance de leur fréquence et de leur intensité depuis 50 ans. Enfin, le groupe d'experts observe une augmentation de l'activité tempétueuse extratropicale dans l'hémisphère sud, excepté en Australie. Le quatrième rapport de 2007 avançait qu'il était probable qu'il y eût une augmentation de leur fréquence et de leur intensité dans l'hémisphère nord. Le rapport cinq a cependant révisé cette hypothèse. Dans l'ensemble, le GIEC met en

lumière une dérive vers les pôles des trajectoires pour les deux hémisphères, avec une baisse de l'activité aux latitudes moyennes et une augmentation aux plus hautes.

Durant la période 1901 – 2010, le niveau marin moyen mondial a augmenté d'environ 0,19m. Son taux d'augmentation depuis la moitié du XIX^e siècle a été plus important que celui observé depuis deux millénaires (confiance haute du GIEC). Il est également probable que les niveaux d'eaux extrêmes tels que les surcotes aient augmenté depuis 1970 à cause de l'augmentation du niveau marin moyen.

Pour le futur, Le GIEC note la difficulté d'évaluer les effets de l'augmentation des émissions de gaz à effet de serre sur les cyclones extratropicaux. Le cinquième rapport expose une croissance de température liée à l'augmentation des gaz à effet-de-serre. L'humidité contenue dans l'atmosphère devrait s'accroître, renforçant les CET en augmentant leur énergie en chaleur latente. Mais cette humidité croissante va également favoriser un meilleur transport d'énergie vers les pôles par les cellules de Hadley, ce pourrait diminuer la fréquence des CET (Deroche, 2014). Météo-France confirme que selon l'état des connaissances actuelles, on ne peut pas savoir si les tempêtes seront plus nombreuses ou plus violentes en France pendant le XXI^e siècle.

Selon le GIEC, l'augmentation du risque futur semble bien plus venir de l'augmentation des populations dans les régions les plus exposées, plutôt qu'une évolution potentielle de la fréquence ou de l'intensité de l'aléa, encore trop incertaine aujourd'hui. Le cinquième rapport estime qu'il est probable que les pertes économiques ou humaines générées par cet aléa augmentent dans le futur. La vulnérabilité de certaines régions côtières peut être amenée à augmenter par la hausse potentielle du niveau marin estimée. Le GIEC estime que son niveau va continuer d'augmenter durant le XXI^e siècle. Son taux va certainement excéder celui de 2 mm/ans observé durant les 40 dernières années. Et toujours selon ce rapport, le groupe d'experts émet une confiance moyenne quand à une augmentation qui atteindrait de 8 à 16 mm/ans pour la période 2081 – 2100.

3. Présentation des trois terrains d'étude

Pour détecter des traces d'évènements météo-marins par paléotempestologie, les terrains d'étude doivent être des zones de dépôts de sédiments en milieu littoral. Ces milieux doivent être des environnements naturels peu impactés par les sociétés. La côte atlantique française étant vaste, nous avons dû sélectionner des terrains d'étude à l'aide des Systèmes d'Information Géographique (SIG) Qgis ©, Arcgis © et Global Mapper ©. Dans un premier temps, nous avons pu récupérer la BD ORTHO © de l'IGN de 2012 – 2013 pour identifier les potentielles zones en eau côtières en arrière de cordon dunaire. Les cordons dunaires protecteurs doivent être peu végétalisés, car les arbres pourraient retenir les sédiments et ainsi empêcher la formation de dépôts marins. Cette identification s'effectue dans un espace vaste allant de la pointe du Raz jusqu'à l'estuaire de la Garonne. Une première sélection d'une cinquantaine de terrains a été effectuée. Une fois ces sites localisés, les cartes anciennes du site IGN Remonter le Temps © ont été téléchargées pour chacun de ces lieux. Nous avons pu récupérer les cartes de Cassini datant de la fin du XVIII^e siècle, de l'Etat-major (XIX^e siècle) et les premières photos aériennes prises vers 1950. Ces différentes données ont été importées dans un SIG et géoréférencées à partir de la BD ORTHO déjà projetée. Au total, 16 photos aériennes et six cartes anciennes ont été géoréférencées pour l'analyse diachronique de tous les sites étudiés. Ces différentes données nous permettent de mieux comprendre leur évolution récente et d'estimer l'origine des impacts humains potentiels. Après avoir croisé les données cartographiques et photographiques historiques de l'IGN, certaines lagunes paraissaient trop récentes pour pouvoir fournir des évènements datant du début du XIX^e siècle. La lagune de la Belle Henriette à la-Faute-sur-Mer en est un exemple.

Seuls 18 terrains ont été retenus suite à cette première analyse. La dernière sélection s'est effectuée grâce au LIDAR © de l'IGN et aux données bathymétriques du Service Hydrographique et Océanographie de la Marine Nationale (SHOM). Ces deux données nous permettent d'analyser la topographie et la bathymétrie précise, pour pouvoir évaluer la géomorphologie actuelle des terrains retenus. Elles nous permettent notamment d'obtenir précisément l'altitude des cordons dunaires protecteurs et des marais à carotter. Nous avons pu produire quelques transect altimétriques, données essentielles pour pouvoir choisir le terrain le plus favorable aux accumulations marines d'EE.

Nous avons conservé trois terrains où toutes les conditions propices à la détection de dépôts tempétueux totalement naturels, anciens et récents étaient réunies. Ce choix nous offre une couverture spatiale de près de 150 kilomètres le long de la côte atlantique française, allant de la ville de Lorient au nord à celle de La-Roche-sur-Yon au sud (Figure 22). Après sélection des terrains, les différentes autorités administratives ont validé les demandes de carottage sédimentaire et dendrochronologiques. Enfin, ces trois terrains sont également des lieux régulièrement impactés par des tempêtes. Comme nous l'avons vu précédemment, ce sont statistiquement des espaces faisant partie des plus touchés par cet aléa le long de la côte atlantique française (Feuillet et al., 2012; Le Roy et al., 2015). La géographie précise de chacun des terrains étudiés est présentée en préambule des trois chapitres 4, 5 et 6 qui présentent les trois études complètes réalisées aux trois échelles temporelles.



Figure 22 Localisation des trois terrains d'étude.

Plusieurs environnements de dépôt différents sont analysés pour pouvoir comparer les possibles impacts tempétueux frappant ces espaces côtiers : des marais anciens déjà colmatés sur l'Île d'Yeu, et deux lagunes près des villes de La Turballe et de Lorient. Ces deux dernières sont des zones protégées par Natura 2000, le Conservatoire du littoral et par le département en étant sur le Domaine Public Maritime (DPM), car les lagunes sont des espaces sensibles (Maanan et al., 2018; Raji et al., 2013). Grâce à ces protections, elles témoignent de zones totalement naturelles non remaniées par l'Homme car toute intervention y est contrôlée. Plusieurs autorisations ont été obtenues pour pouvoir effectuer des prélèvements sur ces espaces protégés. Ces différents environnements témoignent d'une possible continuité dans une dynamique sédimentologique type de formation lagunaire par progression d'une flèche sableuse (Figure 23). Sur une échelle temporelle, la lagune ouverte avec une dynamique qui tend vers la fermeture peut être le stade préliminaire de la lagune semi-fermée, puis fermée (Kjerfve, 1994; Nichols and Allen, 1981). Le marais côtier ancien colmaté peut aussi potentiellement être une ancienne lagune, sur des pas de temps bien plus longs. Il pourrait alors aussi être le stade préliminaire de ces différents types de lagunes. Sur le long terme, une continuité temporelle est envisageable dans cette analyse. Elle induira également des méthodes différentes selon l'environnement étudié. Ces méthodes sont exposées au cours du chapitre suivant. Des stations de carottage précises ont ensuite été choisies dans ces différents terrains d'étude selon leur probabilité de détecter des EE passées grâce à la méthode de paléotempestologie.

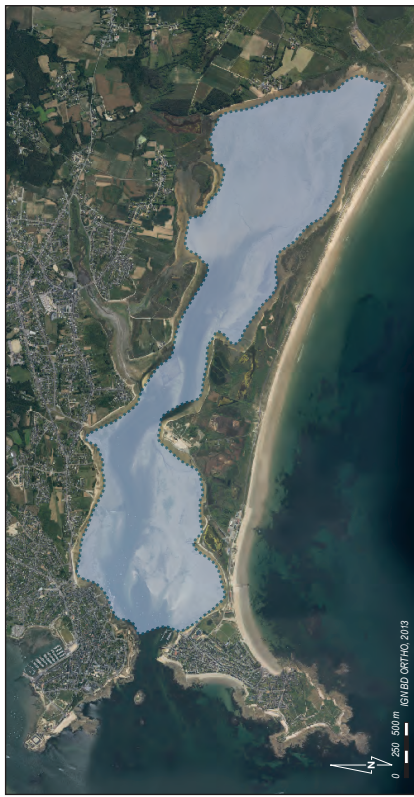
Enfin, nous avons analysé finement les trois terrains pour choisir celui qui serait le plus propice à une analyse dendrochronologique. Tout d'abord, l'analyse sédimentologique de l'Île d'Yeu ne s'applique pas à une analyse sur la période récente. Ensuite, après analyse des premières photos aériennes prises sur Lorient (datant de 1932), aucune zone boisée de plus d'une trentaine d'années ne semble implantée à proximité de la lagune de la Petite mer de Gâvres. Notre choix s'est donc logiquement porté sur la vaste zone boisée de pins maritimes *Pinus pinaster* localisée à proximité des Traicts du Croisic sur la dune de Pen Bron. De nombreux arbres étaient déjà présents sur la première photo aérienne prise en 1948. De plus, la zone boisée est implantée à quelques kilomètres au nord de la lagune carottée. Elle ne contraint pas l'analyse sédimentologique car elle n'est pas localisée sur le cordon dunaire.

Figure 23 Schématisation de la continuité temporelle des trois terrains étudiés.

Les Traits du Croisic



La Petite Mer de Gâvres

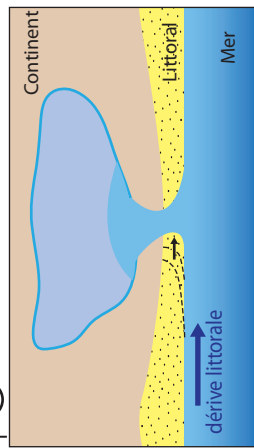


Le Marais de la Guerche, un des trois sites carottés à l'île d'Yeu



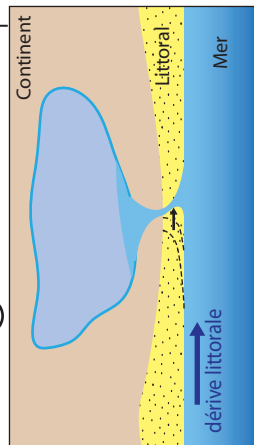
②

Construction de la lagune semi-fermée tendant vers la fermeture



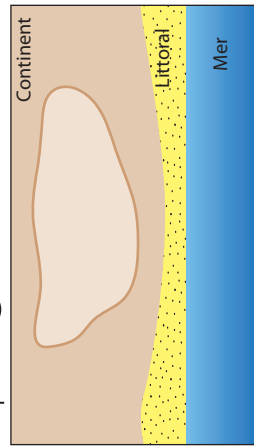
③

Lagune semi-fermée



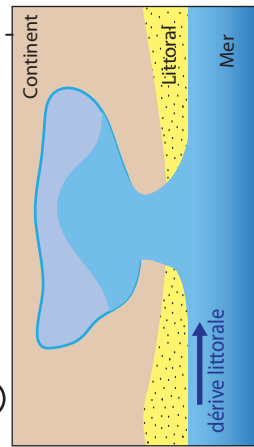
⑤

Marais colmaté



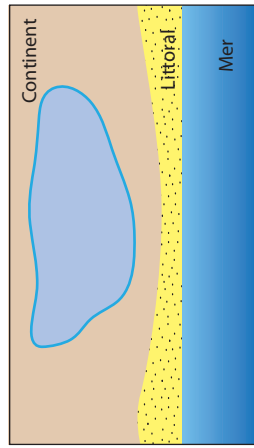
①

Marais maritime / Lagune ouverte



④

Lagune fermée / Marais isolé du continent



Passé

centaines d'années

Temps

milliers d'années

Actuel

Conclusion

La côte atlantique française est propice aux aléas côtiers. Les CET combinés à des conditions océanologiques extrêmes peuvent engendrer une surcote importante. Une majeure partie du littoral atlantique français est composé de côtes sableuses. En arrière de quelques ensembles dunaires, des zones basses sont situées à proximité de l’océan. Les surcotes peuvent produire des submersions marines dans ces espaces situés à faible altitude. La côte macrotidale de la zone d’étude est donc prédisposée par endroits à subir ce type d’impact météo-marin. De plus, de vastes espaces situés dans ces zones basses sont urbanisées. Les enjeux humains y sont parfois notables, à l’image de la commune de la Faute-sur-Mer, récemment touchée par un aléa côtier majeur. Les submersions marines comparables à ce cas récent témoignent d’une concomitance entre des conditions météorologiques et marines intenses observée dix fois en 27 ans. Cette concomitance a été observée plus fréquemment dans plusieurs sites localisés au centre de la côte atlantique française (Feuillet et al., 2012). Les paramètres météo-marins sont donc réunis dans cette zone d’étude pour observer des submersions marines.

Pour détecter ces aléas passés, nous avons mis en place une analyse paléotempestologique à travers trois échelles temporelles distinctes. Nous avons sélectionné un échantillon de marais côtiers composé de trois terrains d’étude. Les régimes de houle et les vagues extrêmes mesurés dans la zone d’étude sont propices à la formation de dépôts marins. La géologie de l’espace étudié permet une distinction géochimique nette de ces dépôts avec les sédiments continentaux. Enfin, les données eustatiques locales permettent l’observation de ces « *washovers* » avec une forte certitude jusqu’à environ 7 500 années BP. Pour l’étude dendrochronologique, les vents moyens dominants proviennent du sud-ouest. Ces conditions sont propices à l’analyse effectuée dans la zone boisée de Pen Bron, orientée à l’ouest. L’ensemble de ces paramètres physiques est idéal à la formation de dépôts tempétueux, mais également à l’enregistrement de déformations des troncs d’arbres causées par les vents violents. Les conditions sont alors réunies sur les trois terrains choisis pour mettre en place les trois analyses d’EE. Nous exposons les différentes méthodes employées pour pouvoir détecter ces impacts d’EE dans le chapitre suivant.



CHAPITRE 3

Méthodologie

Pouzet Pierre, 2015 - 2018

*Étude des paléoennevements extrêmes le long de la côte atlantique française
Approches sédimentologiques, dendrochronologiques et historiques*

Thèse de géographie, Université de Nantes, Laboratoire LETG

Crédit Photographie : Préparation au carottage sédimentaire dans la Petite mer de Gâvres, 2017. Photographie prise par Bastien Gruchet.

Page de garde réalisée avec Freepik ©.

Sommaire du chapitre 3

Introduction	94
1. La sédimentologie.....	95
1.1. Le prélèvement de sédiments par carottage sédimentaire.....	95
1.2. L'ouverture des carottes et la description visuelle.....	99
1.3. L'échantillonnage des sédiments	102
1.4. Les différentes analyses sédimentologiques effectuées.....	102
1.5. Le croisement des données sédimentologiques pour la détection de couches allochtones aux marais	113
1.6. Les autres indicateurs potentiels écartés	117
2. La dendrochronologie.....	118
2.1. La méthode de prélèvement dendrochronologique.....	118
2.2. La préparation des échantillons	120
2.3. L'analyse à la loupe binoculaire	121
2.4. La détection de marqueurs tempétueux	123
3. Les analyses de données historiques	128
3.1. L'analyse bibliographique de sources scientifiques	128
3.2. Les archives anciennes.....	129
3.3. Les sources météorologiques de Météo-France.....	132
3.4. Les données de réanalyse météorologique.....	133
Conclusion.....	136

Introduction

La méthodologie employée est variée et allie différentes techniques de prélèvement et d'analyse de données. Elle s'appuie sur l'ensemble des techniques déjà validées dans la bibliographie scientifique. Toutes les données utilisées proviennent de prélèvements réalisés sur le terrain. Ces relevés sont ensuite analysés en laboratoire selon diverses méthodes adaptées aux échelles d'analyses employées.

Ce chapitre propose une présentation de l'ensemble des méthodes utilisées au cours de ce doctorat. Nous détaillons le cheminement méthodologique construit pour pouvoir, sur ces trois échelles temporelles différentes :

- Comprendre comment détecter des couches marines allochtones aux marais côtiers analysés,
- Construire une chronologie stratigraphique à partir de différentes méthodes de datations,
- S'assurer que ces faciès soient bien d'origine tempétueuse.

En section 1, nous détaillons les analyses sédimentologiques utilisées aux trois échelles différentes. Elles sont la source première servant à la détection d'événements tempétueux. En section 2, nous présentons ensuite l'analyse dendrochronologique. L'approche méthodologique utilisée pour le traitement des données historiques est présentée en section 3. Une Figure 42 synthétique est proposée en conclusion de ce chapitre. Elle récapitule les différentes méthodes employées en fonction de ces trois échelles temporelles.

L'ensemble des prélèvements et analyses, qu'ils soient sédimentologiques ou dendrochronologiques, ont été réalisés personnellement au cours du doctorat. Seuls les traitements effectués sur des instruments techniques du Système de Radiographie X au SCOPIX ©, de la Spectrométrie de Fluorescence des Rayons X au XRF © et des datations isotopiques ont dû obligatoirement être réalisés par un technicien qualifié. L'étude d'archives historiques anciennes fait l'objet d'un travail de thèse réalisé par Mme Emmanuelle Athimon (Athimon, 2019). Pour les données historiques récentes, toutes les analyses, telles que les données météorologiques et de réanalyse, ont également été effectuées personnellement.

1. La sédimentologie

1.1. Le prélèvement de sédiments par carottage sédimentaire

Pour pouvoir analyser la stratigraphie des zones de dépôts côtiers, nous avons utilisé la méthode du carottage sédimentaire. Elle permet d'étudier l'évolution verticale des faciès sédimentaires. Plusieurs méthodes de carottage ont été employées selon le type d'environnement. Le carottier à percussion motorisé « *vibracore* » (e.g. DeVries-Zimmerman et al., 2014; Francus et al., 2008; McGlue et al., 2015; Thompson and Baedke, 1995; Vance et al., 1992; Yuan et al., 2013), et le carottier manuel à piston de type « *Beeker* » (e.g. Anderson et al., 1997; Fisher et al., 1992; Giuliani et al., 2015; Glew and Smol, 2016; Kanbar et al., 2017) ont déjà été utilisés dans des études paléoenvironnementales. Nous les avons donc sélectionnés pour réaliser nos prélèvements.

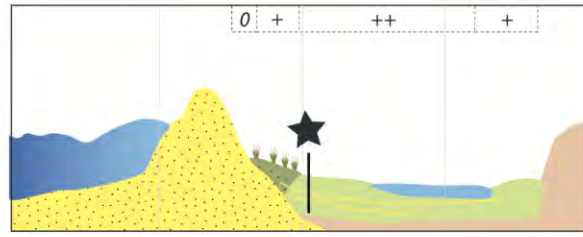
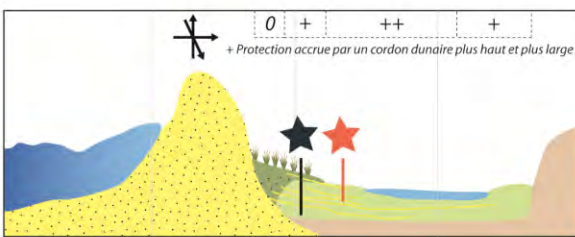
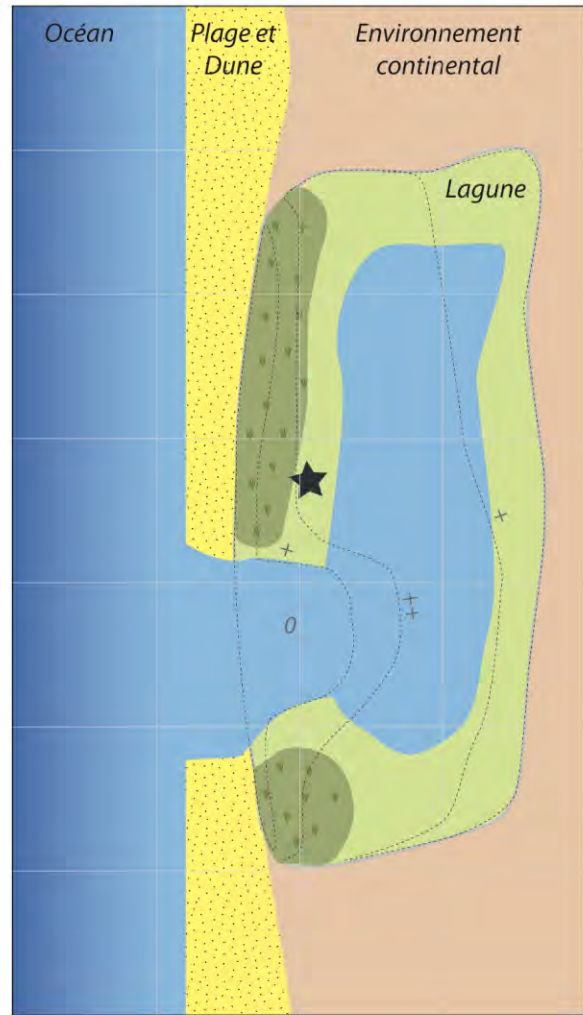
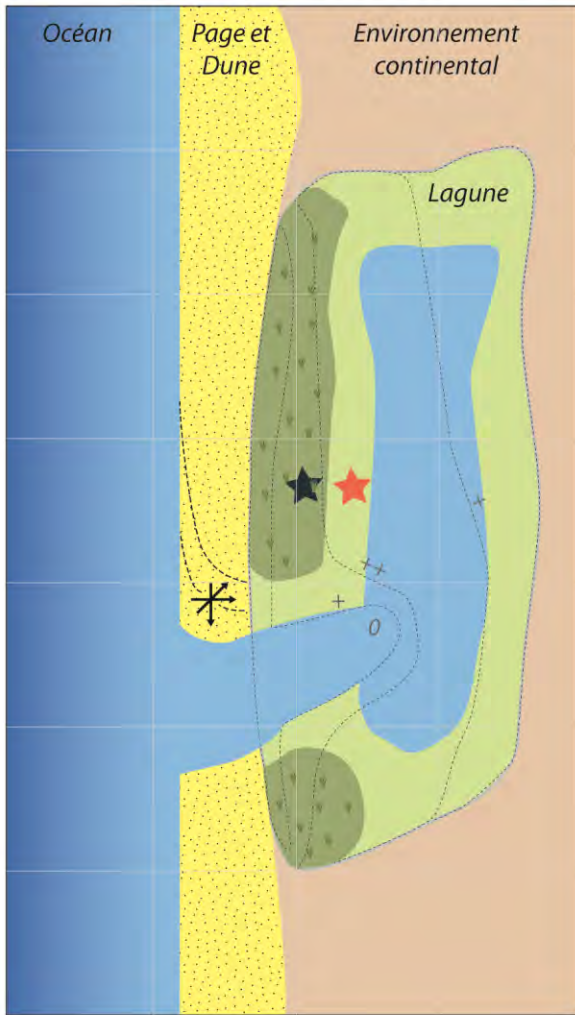
Au niveau des marais anciens de l'Île d'Yeu, nous avons utilisé le carottier à percussion motorisé car les sédiments sont colmatés et peu humides. Dans les lagunes récentes des TDC et de la PMG, nous avons combiné les deux méthodes de carottage pour étudier la reconstitution à différentes échelles temporelles. Ces deux méthodes nous permettent de prélever les sédiments de deux types d'environnements : le schorre et la slikke. Le schorre est carotté au vibracore car les sédiments sont plus colmatés que dans la slikke, qui est carottée au Beeker.

Pour obtenir des traces d'EE anciens dans les environnements de dépôts récents, nous devons prendre en compte l'évolution des lagunes au fil des siècles. Un carottage trop près du cordon dunaire peut induire un enregistrement moins important de dépôts marins. Lors du processus d'« *overwash* », le cordon protège généralement l'espace situé quelques mètres en arrière selon Liu and Fearn (2000a) et Sabatier (2009). Après avoir effectué une étude diachronique des terrains d'étude, nous avons observé une évolution des cordons dunaires protecteurs des TDC et de la PMG au fil des décennies¹³. Les cordons sont aujourd'hui plus épais que durant le passé, et probablement plus hauts même si nous ne pouvons pas confirmer cette supposition sans données altitudinales historiques. Ils ont donc un effet de protection face au processus d'« *overwash* » plus important qu'auparavant (Figure 24). Pour l'analyse réalisée à l'échelle anthropocène, nous avons donc choisi de carotter les slikkes actuelles à distance des cordons vers le centre des marais. L'effet de protection du cordon dunaire est ainsi évité.

¹³ Nous renvoyons le lecteur à la Figure 52 présentée dans le chapitre 5 pour visualiser cette évolution.

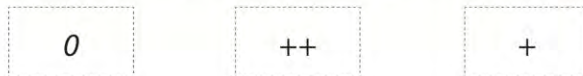
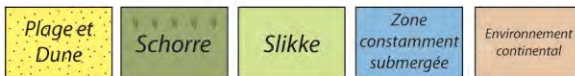
Période récente

Période ancienne



Type d'environnement

Probabilité de détection de washovers durant la période



✚ Progression, épaissement et possible rehaussement depuis la période ancienne

Nulle

Forte

Faible

— Dépôt marin

★ Carottage pour l'analyse effectuée à l'échelle millénaire (position identique entre les deux périodes)
 ★ Carottage pour l'analyse effectuée à l'échelle anthropocène

Figure 24 Evolution possible d'une lagune carottée entre l'actuel et une période ancienne.

Cependant, cette évolution contraint l'analyse réalisée à l'échelle millénaire. Selon l'épaississement et le possible rehaussement de la barrière littorale de ces deux lagunes, nous pensons que les espaces de schorres étaient auparavant des slikkes (Bidet and Carruesco, 1982). Un carottage sur les zones de schorres actuelles et à proximité de l'environnement de slikke nous permet donc d'obtenir le maximum de traces de tempêtes pour les périodes anciennes. Durant les périodes anciennes, l'espace était ainsi moins protégé et plus à distance du cordon (Figure 24). Certains événements récents peuvent toutefois ne pas être enregistrés dans ces mêmes carottages car le cordon protège la station carottée des EE survenus récemment. En carottant l'espace de schorre qui était anciennement une slikke, la détection d'EE anciens est donc idéale, mais celle des EE récents peut être fortement contrainte (Figure 24). Nous pouvons donc seulement enregistrer quelques tempêtes récentes dans le schorre, et la plupart des EE anciens de l'ex-slikke sous-jacente.

Dans les schorres, nous avons prélevé ces carottes sédimentaires à marée basse en période de fin de marées de mortes-eaux. Les stations carottées étant submergées seulement durant les marées hautes de vives-eaux, les carottes prélevées ne sont que peu humides. Dans l'environnement de slikke, le marnage oblige un carottage à marée basse. Les périodes de vives-eaux permettent d'effectuer des prélèvements à une plus grande distance du cordon dunaire.

Pour chaque station, nous avons effectué trois carottes tests. Cette triangulation nous permet de visualiser brièvement l'organisation des faciès sédimentaires, et potentiellement d'estimer la présence ou non de ces « *washovers* ». Une fois les carottes prélevées, celles-ci sont conservés dans un congélateur Elcold © à une température comprise entre 0°C et -10°C. Nous avons également utilisé un DGPS Trimble © pour pouvoir obtenir les coordonnées exactes des carottes, ainsi que leur altitude évaluée avec une précision de l'ordre du demi-centimètre. Cette mesure altitudinale nous permet d'obtenir l'altitude fine du haut de la carotte prélevée, et d'en déduire l'ensemble des altitudes des faciès sédimentaires par rapport au niveau marin (Engel et al., 2012).

1.1.1. Le carottier manuel « Beeker »

Le carottier « *Beeker* », de marque Eijkelkamp ©, est un carottier manuel qui permet de prélever des sédiments dans des espaces temporairement submergés. Le montage est rapide : le tube de prélèvement en Polychlorure de Vinyle (PVC) est équipé d'une tête de coupe en bas pour permettre au carottier de pénétrer facilement dans le sédiment. Un collier en haut du tube permet le raccord avec sa poignée. Des sangles en acier permettent de bien fixer le tube central aux deux pièces situées aux extrémités. Enfin, un piston placé au cœur du tube PVC avant le prélèvement, permet d'éviter la compression de l'échantillon humide. Le haut du carottier étant équipé d'une poignée avec tête de frappe, le carottier est enfoncé dans le sédiment vaseux avec un marteau en plastique (Figure 25).



Figure 25 Carottage au Beeker en zone de slikke – août 2016.

Une fois la carotte enfoncée totalement dans le sédiment, la poignée du carottier permet de la retirer manuellement en limitant les secousses pouvant perturber la stratigraphie. Après avoir effectué le prélèvement, le carottier est démonté pour pouvoir récupérer le tube PVC rempli de sédiments. La carotte sédimentaire est ensuite fermée par deux bouchons et conservée en position horizontale pour éviter les potentiels transferts entre faciès par les fluides. Les échantillons prélevés correspondent à des carottes sédimentaires d'un mètre de longueur sur soixante millimètres de diamètre, selon la taille du tube PVC du carottier.

1.1.2. Le carottier à percussion

Pour les sédiments plus compacts recouvrant les marais colmatés anciens et les schorres des marais plus récents, un carottier motorisé à percussion « *vibracore* » a été utilisé. Ce type de carottier Eijkelkamp © est équipé d'un marteau piqueur pour pouvoir faire pénétrer la carotte. Le marteau piqueur est un Cobra MK1 thermique de marque Atlas Copco © (Figure 26). Le tube PVC est placé dans une gouge en acier, elle-même équipée d'une tête de coupe en bas et d'un pas de vis monté en haut. Les sédiments étant colmatés, nous pouvons réaliser un carottage successif de plusieurs mètres dans une même station. Le carottage des second et troisième mètres

s'effectuent de la même manière que pour le premier, en ajoutant une ou deux barres à mine d'un mètre entre le pas de vis et la tête de frappe.



Figure 26 Carottage au vibracore en espace de schorre – mai 2017.

L'extraction de la carotte s'effectue à l'aide de l'extracteur mécanique « deux hommes » et d'une mâchoire à bille. Cette dernière permet de bloquer les barres à mine lors de la pression effectuée sur le carottier durant son extraction du sédiment. Une fois l'ensemble du carottier extrait, ce dernier est ensuite démonté pour pouvoir récupérer le tube PVC rempli de sédiments, fermé par deux bouchons et conservé en position horizontale. Les échantillons prélevés correspondent à des carottes sédimentaires d'un mètre de longueur sur cinquante millimètres de diamètre, selon la taille du tube PVC. Une carotte complète de plusieurs mètres correspond à plusieurs sections d'un mètre, prélevées séparément et ensuite assemblées durant l'échantillonnage et les différentes analyses sédimentologiques.

1.2. L'ouverture des carottes et la description visuelle

Une fois la carotte prélevée, l'ouverture s'effectue à l'aide du banc d'ouverture de carottes sédimentaires localisé à la plateforme technique « *Analyse des Carottes Sédimentaires* » (PACS) du laboratoire Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux (EPOC) de l'Université de Bordeaux. Les carottes sont ouvertes longitudinalement en deux moitiés (Figure 27). La première est analysée et la seconde archivée. Une photographie précise est prise dès l'ouverture des carottes pour conserver les couleurs des différents faciès (Figure 28). L'appareil utilisé est un Nikon D5600 © possédant un capteur DX CMOS 23,5x15,6 mm de 25 mégapixels.

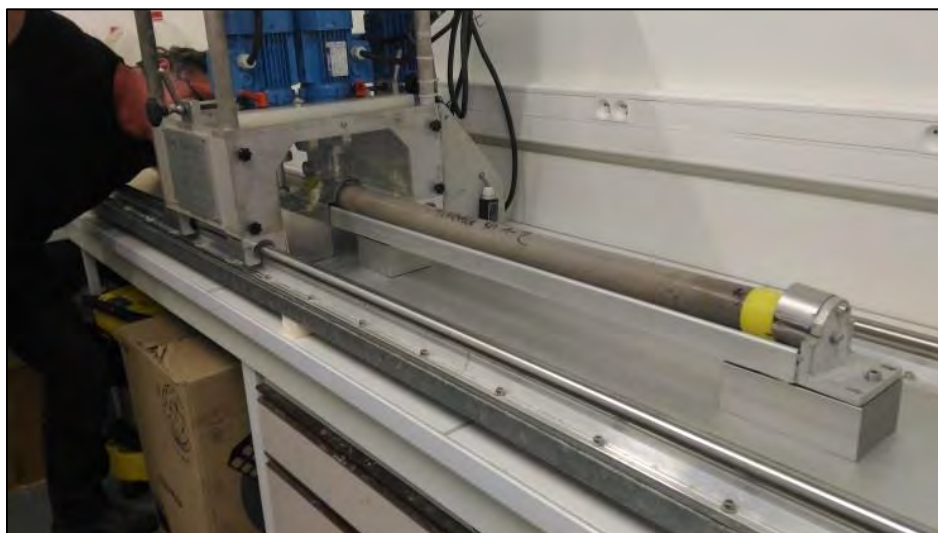


Figure 27 Banc d'ouverture de carottes sédimentaires de la PACS – mai 2017.

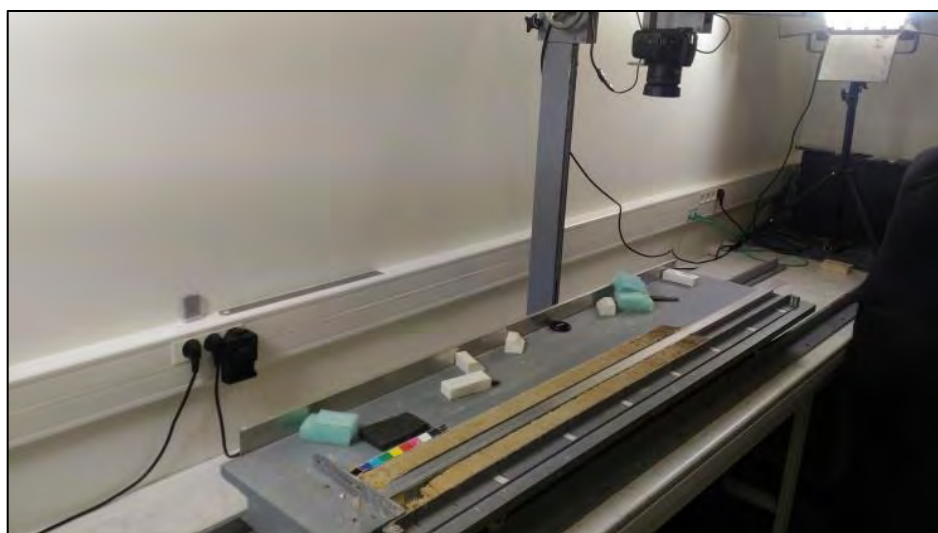
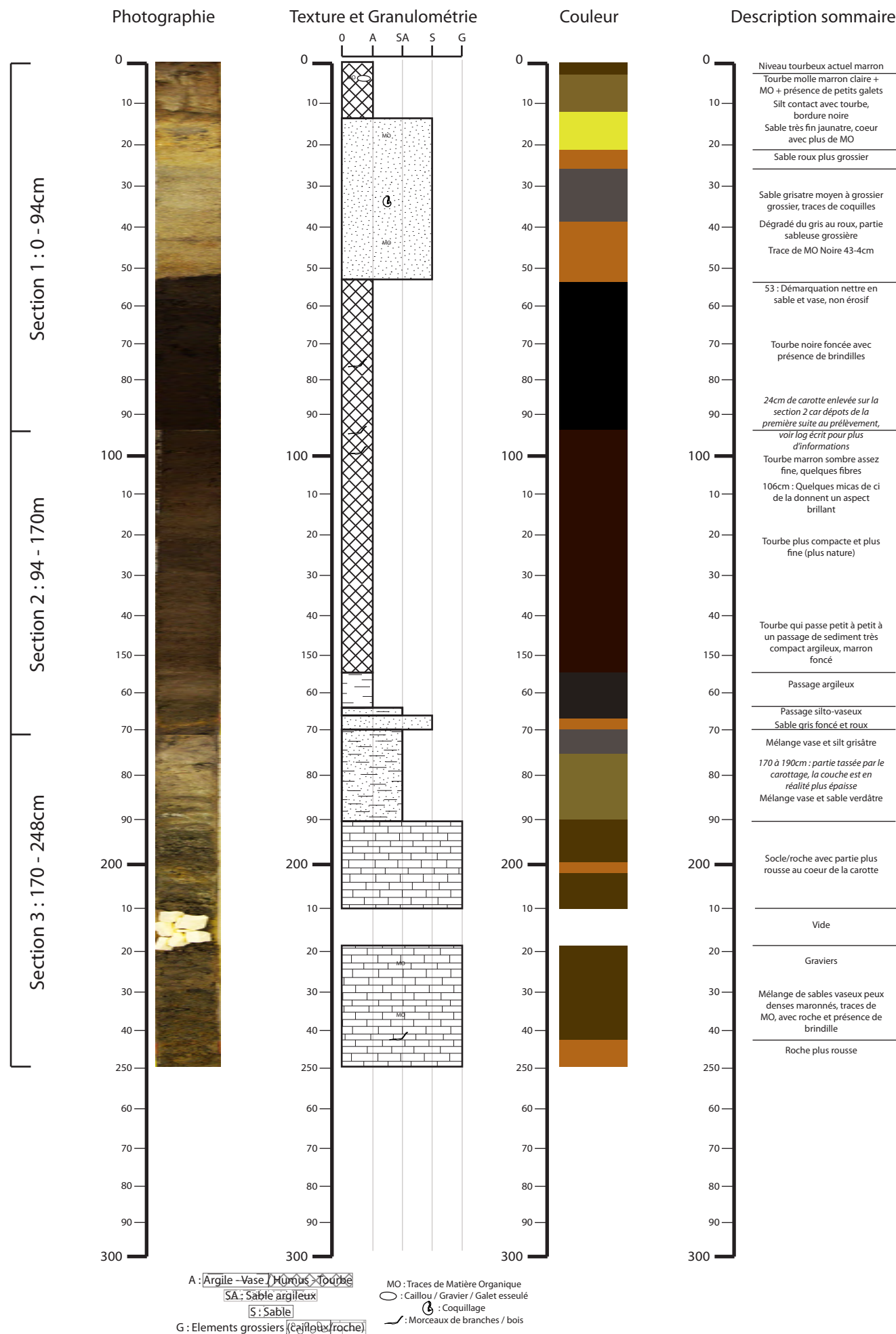


Figure 28 Banc de photographie de carottes sédimentaires de la PACS – mai 2017.

Une fois la photographie prise, nous effectuons un log visuel des carottes. Nous décrivons brièvement la stratigraphie observée en estimant le type et la couleur de sédiment. Le log nous permet de conserver les informations brutes de la carotte juste ouverte (Anderson et al., 1980; Yu et al., 1990). Cette analyse nous permet également de repérer, puis d'extraire, les éléments potentiellement datables au ^{14}C . La Figure 29 présente un exemple de log effectué pour l'une des carottes extraites à l'Île d'Yeu.

Figure 29 Exemple de log visuel réalisé pour la carotte prélevée au marais de la Guerche de l'Île d'Yeu.



1.3. L'échantillonnage des sédiments

L'échantillonnage des sédiments a été réalisé sous une haute résolution. Pour la granulométrie et l'analyse de matière organique, nous avons effectué un prélèvement centimétrique. L'analyse isotopique nous a demandé plus de précision, nous avons donc échantillonné les sédiments à l'échelle demi-centimétrique. Au total, 3477 échantillons ont été prélevés : 727 des carottes provenant des marais anciens de l'Île d'Yeu ; 1288 sur les 579 centimètres des carottes venant de la Petite mer de Gâvres ; et 1462 sur les 660 centimètres des carottes extraites des Traicts du Croisic. Les sédiments sont prélevés à l'aide d'une spatule en inox et insérés dans des piluliers en plastiques hermétiques (Figure 30). Une centaine d'échantillon potentiellement datable au ^{14}C a également été prélevée dans les trois carottes de l'Île d'Yeu, et dans les longues carottes de la PMG et des TDC. Des coquilles complètes, de la tourbe, de la matière organique, et dans un second temps des racines ou traces végétales ont été prélevées et stockées à part. Il est préférable de prélever des échantillons à dater à proximité des grands changements stratigraphiques. Ils permettent d'avoir le plus de précision possible quant à l'estimation de la date de ces changements.

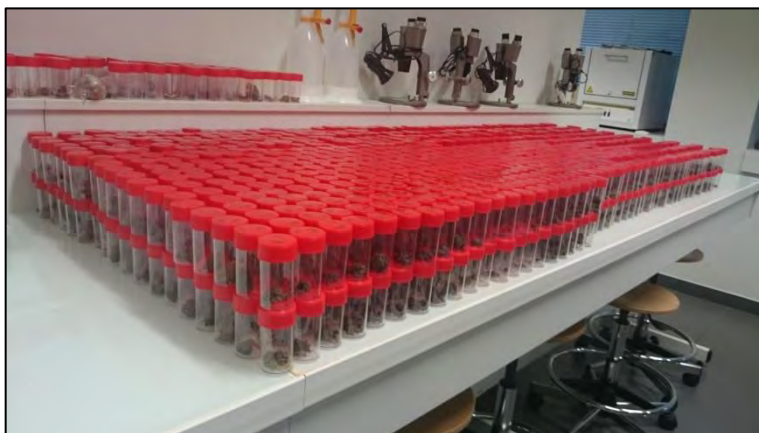


Figure 30 Les 1360 échantillons provenant des carottages effectués au Beaker triés au laboratoire LETG – novembre 2016.

1.4. Les différentes analyses sédimentologiques effectuées

Pour pouvoir caractériser précisément le sédiment présent dans les carottes et ainsi estimer son origine, plusieurs types d'analyses sédimentologiques sont couplés. Ces différentes analyses ont déjà été prouvées comme fournissant de potentiels indicateurs tempétueux selon la bibliographie citée dans les paragraphes suivants. Nous cherchons à créer un couplage d'indicateurs novateur et à proposer de nouveaux ratios géochimiques potentiellement intéressants.

1.4.1. L'estimation de la matière organique

La première analyse effectuée est l'estimation du taux de matière organique (MO). Le taux de matière organique a été régulièrement utilisé comme marqueur d'impacts tempétueux (e.g. Das et al., 2013; Fan and Liu, 2008; Oliveira et al., 2014; Ramírez-Herrera et al., 2012), mais il permet

principalement de détecter les grands changements d'environnements passés. Ces changements peuvent parfois être déclenchés par un bouleversement de type tempétueux. La MO offre des indications essentielles sur l'évolution paléoenvironnementale des milieux. Pour discerner la méthode la plus propice à une analyse de paléovènements, nous avons essayé les deux méthodes principales : l'ancienne technique de la « Perte au feu » (dite LOI pour « Loss on Ignition »), et la nouvelle méthode d'analyse par l'analyseur Carbone/Souffre 832 du Laboratory Equipment Corporation (LECO) ©. L'analyse de matière organique demande un recul temporel important pour pouvoir étudier les grandes tendances paléoenvironnementales des milieux. En conséquence, seules les longues carottes ont été analysées avec ces méthodes. Ces deux méthodes ont été employées avec une précision centimétrique.

1.4.1.1. La perte au feu

La technique de perte au feu est une méthode qui permet notamment d'estimer les taux de carbone dans les sédiments (e.g. Ball, 1964; Ben Dor and Banin, 1989; Davies, 1974; Dean, 1974; Heiri et al., 2001; Santisteban et al., 2004). Les sédiments sont brûlés dans le four à moufle Nabertherm © du laboratoire LETG (Figure 32A) après avoir été placés dans des petits supports en aluminium pouvant résister aux fortes températures (Figure 31).



Figure 31 Préparation des échantillons pour la méthode de LOI – février 2017.

Une première pesée est effectuée pour connaître le poids complet des échantillons. Après une première crémation à 105°C d'environ 12h, l'eau s'est évaporée. Une seconde pesée permet d'estimer la quantité de matière sèche et d'eau présents dans le sédiment. La seconde crémation à 550°C pendant 4h permet de faire brûler le carbone organique. Après avoir pesé une troisième fois notre échantillon, nous pouvons estimer le taux de carbone organique présent dans le sédiment par rapport au poids du sédiment sec. Cette mesure est essentielle et peut être utilisée comme proxy tempétueux, mais surtout comme marqueur de bouleversement du milieu étudié (Heusser, 1989; Liu et al., 2008; Parris et al., 2010). Une dernière crémation à 950°C durant au minimum 2h peut également être effectuée pour mesurer le taux de carbone non organique. Cette mesure n'a pas été réalisée car seul le taux de MO est généralement utilisé comme indicateur de changement de paléoenvironnement selon les différentes sources bibliographiques citées précédemment.

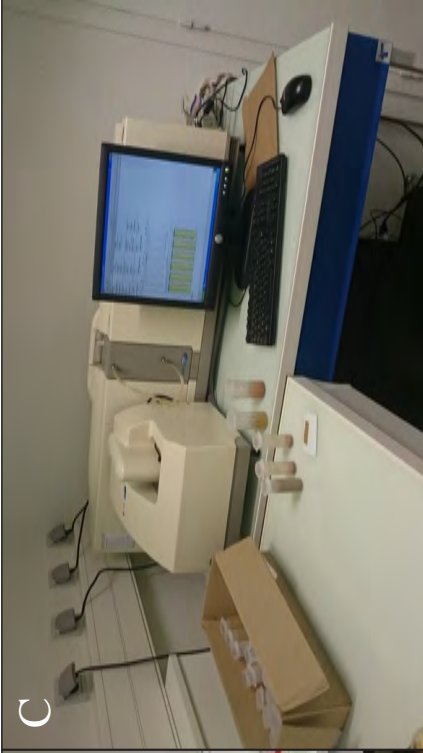
Figure 32 Présentation des différents instruments utilisés pour les analyses sédimentologiques.



A



B



C



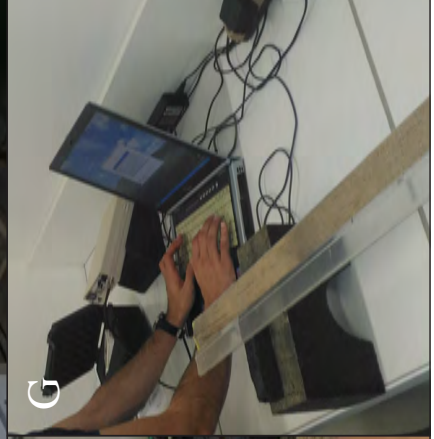
D



E



F



G

- A - Le four à moufles de LETG - Février 2017
- B - L'analyseur SC 832 du laboratoire LETG – Décembre 2017
- C - Le granulomètre Malvern du laboratoire LETG – Mai 2017
- D - Mesure d'une carotte au sein du XRF de la PACS – Mai 2017
- E - Le SCOPIX de la PACS – Mai 2017
- F - Mesure au spectrophotomètre de la PACS – Mai 2017
- G - Mesure à la sonde Bartington de la PACS – Mai 2017

1.4.1.2. Les teneurs en carbone organique obtenues grâce à l'analyseur

Carbone/Souffre

Les différents analyseurs LECO © ont déjà été employés pour estimer les quantités de Carbone, Souffre ou Azote dans de nombreuses études paléoenvironnementales (de Mahiques et al., 2009; Hofer et al., 2013; Macquaker et al., 2007), ou plus précisément paléoclimatiques (Holtvoeth et al., 2001; Lou and Chen, 1997). Le carbone est l'indicateur que nous retiendrons dans cette étude, car sa partie organique a déjà été utilisée dans l'analyse d'évènements extrêmes passés (Collins et al., 1999; Lambert et al., 2008; McKee and Cherry, 2009). Le laboratoire LETG dispose d'un analyseur soufre/carbone SC 832 LECO © (Figure 32B), permettant une combustion des sédiments au dioxygène (O²). À partir des méthodes de Schumacher (2002) et de Tiessen and Moir (1993), les sédiments ont été séchés puis broyés avant d'être décarbonatés. Cette préparation permet de retirer la partie inorganique du carbone dans les sédiments, comme la calcite ou la dolomite. Nos échantillons ont ensuite été placés dans une solution à 10% d'acide chlorhydrique (H₃O⁺Cl⁻, ou HCl), diluée dans de l'eau distillée jusqu'à la fin de la réaction. Le carbone restant correspond à la partie organique, évaluée par l'analyseur SC 832 au travers d'une cellule infrarouge. Une fois pesé, 0,5g de sédiment est placé dans une coupelle en céramique, puis inséré dans le LECO pour être chauffé par dioxygène à 1400°C. Cette crémation permet le rejet du Dioxyde de Carbone (CO₂) et de Carbonate de Calcium (CaCO₃) provenant du sédiment. Leurs taux sont captés par spectroscopie infrarouge après passage dans des filtres composés de Perchlorate de Magnésium (Mg(ClO₄)₂). Après avoir étudié différentes sources bibliographiques, le CO₂ paraît être l'indicateur le plus régulièrement utilisé pour l'analyse de paléoenvironnements (Andrews et al., 2008; Michaelson G. J. et al., 2011). C'est donc l'indicateur caractéristique de carbone organique que nous retiendrons au cours de ces études.

1.4.2. La granulométrie

La granulométrie est une des analyses les plus importantes car elle permet de définir le type de sédiment selon sa taille. La taille de grain est le premier marqueur d'impacts tempétueux sédimentologique prouvé dans la littérature scientifique depuis les années 1990 (e.g. Chaumillon et al., 2017; Eden and Page, 1998; Liu and Fearn, 2000a, 1993; Noren et al., 2002; Parsons, 1998; Yu et al., 2009). Cependant, l'identification de grains grossiers est rarement associée aux mesures statistiques. L'observation de couches sableuses marines se fait parfois à l'œil nu, sans analyse précise.

Le laboratoire LETG dispose d'un Malvern Mastersizer Hydro 2000G © (Figure 32C), un granulomètre qui utilise la diffraction laser. Les distributions granulométriques des sédiments sont évaluées par la mesure de la variation angulaire du laser traversant l'échantillon où les particules sont dispersées. Cette méthode emploie la théorie de diffraction de Mie et de Fraunhofer (de Boer et al., 1987; Loizeau et al., 1994). Les sédiments calcinés sont placés dans une solution comprenant de l'eau distillée et de l'héxamétaphosphate de sodium ($\text{Na}_6\text{O}_{18}\text{P}_6$) à 5%, pendant 48h (Gee and Or, 2002; Kilmer and Alexander, 1949; Sperazza et al., 2004). Elle permet à l'ensemble des grains de se disperser, notamment pour que les argiles ne soient plus colmatés. Les différents miroirs présents dans le Malvern permettent d'évaluer la taille du sédiment selon l'angle de diffraction du laser sur chacun des grains. La résolution utilisée ici est centimétrique. Une fois le laser calibré, le sédiment est placé dans le réceptacle à l'aide d'une pipette graduée jusqu'à ce que l'obturation soit proche de 12%. Le granulomètre effectue trois mesures successives, puis en fait une moyenne statistique. Cette moyenne est la donnée que nous utilisons pour nos différentes analyses. Pour chacun des échantillons, le logiciel nous fournit une distribution selon cent classes de la taille de grains en pourcentage, allant de 0,02 à 2000 μm . Le Malvern effectue toutes ses mesures granulométriques en micromètres (μm), et non en Phi (Φ). Nous gardons cette unité pour l'ensemble de nos mesures et calculs granulométriques futurs.

La donnée est ensuite transférée dans le logiciel GRADISTAT V8 ©. Ce logiciel permet de transformer la distribution granulométrique brute en une distribution ordonnée selon des classes de tailles de grains (Blott and Pye, 2001). GRADISTAT calcule également de nombreux indicateurs statistiques tels que la moyenne, l'indice de tri (Sorting index), l'asymétrie (Skewness) et l'acuité (Kurtosis). Ces indices sont calculés selon plusieurs méthodes. Celle de Folk and Ward est la plus commune (Folk and Ward, 1957). Nous l'avons retenue pour notre analyse. Le logiciel permet de calculer les modes, déciles, quartiles, ainsi que des taux d'argiles, de silts (ou limons), de sables et d'éléments grossiers. Cette discrétisation est établie selon Blott and Pye (2001) à partir des précédentes classifications de Friedman and Sanders (1978), Udden (1914) et Wentworth (1922). Elle sera employée tout au long de la thèse (Tableau 4).

Nous gardons pour notre étude caractéristique seulement le grain moyen. Cet indicateur est prouvé comme potentiellement intéressant dans plusieurs études paléoenvironnementales (e.g. Lu and An, 1998; Parris et al., 2010; Peng et al., 2005). Il est néanmoins encore peu utilisé pour détecter les EE côtiers passés, certaines analyses estiment encore la granulométrie à l'œil nu. Nous en testons également les taux de sables, ainsi que les 10^e et 90^e déciles. Ils n'ont jamais été employés pour identifier les couches marines anciennes à notre connaissance.

Tableau 4 Échelle de taille de grains adoptée pour les données sédimentologiques issues de GRADISTAT. Tableau tiré de Blott and Pye (2001), non modifié.

phi	Grain size		Descriptive terminology		
	mm/µm		Udden (1914) and Wentworth (1922)	Friedman and Sanders (1978)	GRADISTAT program
-11	2048 mm			Very large boulders	
-10	1024			Large boulders	Very large
-9	512	Cobbles		Medium boulders	Large
-8	256			Small boulders	Medium
-7	128			Large cobbles	Small
-6	64			Small cobbles	Very small
-5	32			Very coarse pebbles	Very coarse
-4	16	Pebbles		Coarse pebbles	Coarse
-3	8			Medium pebbles	Medium
-2	4			Fine pebbles	Fine
-1	2	Granules		Very fine pebbles	Very fine
0	1		Very coarse sand	Very coarse sand	Very coarse
1	500 µm		Coarse sand	Coarse sand	Coarse
2	250		Medium sand	Medium sand	Medium
3	125		Fine sand	Fine sand	Fine
4	63		Very fine sand	Very fine sand	Very fine
5	31			Very coarse silt	Very coarse
6	16	Silt		Coarse silt	Coarse
7	8			Medium silt	Medium
8	4			Fine silt	Fine
9	2	Clay		Very fine silt	Very fine
				Clay	Clay

1.4.3. La géochimie

La PACS de l'EPOC permet d'effectuer des analyses d'éléments majeurs grâce au scanner Avaatech XRF © (Figure 32D). Après avoir analysé la composition du bassin versant amont, il est possible de classer les éléments mesurés au XRF en deux groupes : les éléments allochtones et ceux autochtones au milieu de prélèvement. Les éléments allochtones sont ceux qui ne proviennent pas du bassin versant. Ils sont amenés autrement que par le cycle naturel de l'érosion. Après comparaison avec des études préexistantes, il est possible de catégoriser certains éléments comme allochtone aux milieux de dépôts côtiers lacustres et typiques de « washovers ». Nous pourrions différencier les éléments autochtones au milieu carotté et communs au bassin versant¹⁴ de ceux autochtones et typiques de dépôts tempétueux. Avant mesure, les carottes doivent être lissées puis recouvertes d'un film polycarbonate. La résolution est demi-centimétrique. Elle permet d'obtenir une reconstruction paléoenvironnementale ou paléoclimatique du milieu (e.g. Cruces et al., 2006; Freitas et al., 2003; Hennekam and de Lange, 2012; Kylander et al., 2011; Liu et al., 2013; Löwemark et al., 2011). Cet indicateur peut aussi

¹⁴ Nous renvoyons le lecteur à la section 1.1.1 du chapitre 2 pour appréhender les caractéristiques géologique principales des bassins versants de la zone d'étude.

être utilisé pour obtenir une estimation de risque écologique selon la contamination des sédiments par les métaux lourds (Maanan et al., 2013, 2015; Zourarah et al., 2007).

L'étude des paléo tsunamis accorde une place importante à cette méthode depuis le début des années 2000 (e.g. Abrantes et al., 2008; Chagué-Goff et al., 2002; Cuven et al., 2013; Goff et al., 2004, 2001; Minoura et al., 2000). Cependant, l'analyse géochimique tend à devenir une étape indispensable de l'analyse paléotempétueuse (e.g. Das et al., 2013; Naquin et al., 2014; Orme et al., 2015; Sabatier et al., 2012). À travers les précédents travaux mentionnés, nous savons notamment que le Si peut provenir du quartz présent dans les sables, et que les Ca et Sr (voire Mn) composent les coquilles. Nous partons donc sur l'hypothèse que ces trois, voire quatre éléments pourraient nous permettre la détection de couches sableuses marines (Chagué-Goff et al., 2017). Pour nos analyses, nous avons considéré un rapport d'intensité des éléments mesurés par l'intensité totale (Bouchard et al., 2011; Martin et al., 2014). Nous proposons quelques ratios d'éléments géochimiques typiques de l'espace caractéristique étudié selon une méthode statistique précise (Chagué-Goff, 2010; Sabatier et al., 2012). Cette méthode est basée sur une Analyse en Composante Principale (ACP) et un dendrogramme. Ils nous permettent de trier automatiquement les éléments chimiques pour les regrouper selon leur milieu de provenance.

1.4.4. L'isotopie

Les mesures isotopiques nous permettent de dater les différents niveaux trouvés dans les carottes sédimentaires. Comme les terrains d'étude sont des environnements marécageux côtiers ayant des paramètres sédimentologiques différents, nous avons couplé deux types de datations. Les marais de l'Île d'Yeu étant très anciens et bien colmatés, nous avons fait appel au Gliwice Absolute Dating Methods Centre (GADAM), à Gliwice (Pologne), pour effectuer des datations au ^{14}C (J. P. Donnelly et al., 2004; Liu and Fearn, 1993; Noren et al., 2002). Nous estimons que ces marais sont vieux de plusieurs milliers d'années. Quant aux lagunes des TDC et de la PMG, nous avons couplé cette première méthode avec une datation au ^{210}Pb et au ^{137}Cs (Hippensteel and Martin, 1999; Lima et al., 2005; Sabatier et al., 2008), effectuée à l'EPOC. Ces lagunes sont récentes, et nous estimons que le premier mètre prélevé remonte à quelques centaines d'années au maximum. La corrélation avec les datations au ^{14}C pour ces deux terrains récents nous permet ensuite d'estimer l'âge des faciès les plus profonds observés dans les deux carottes de trois

mètres. Selon les résultats obtenus, nous pourrions estimer la pertinence de la corrélation des deux méthodes de datation.

1.4.4.1. La méthode de datation au ^{14}C

Les organismes morts que nous pouvons repérer dans nos carottes (coquilles, végétaux, tourbes ou matière organique) conservent le radiocarbone (^{14}C) qu'ils échangeaient lors de leur vie avec l'environnement (Taylor, 1997). Le ^{14}C qu'ils contiennent a la même proportion que celui de leur biosphère de l'époque. Lorsque l'organisme meurt, il ne reçoit plus de ^{14}C et celui qu'il contient va se désintégrer peu à peu. En relevant ce taux présent dans l'organisme mort, on peut estimer l'époque à laquelle celui-ci vivait en connaissant la période¹⁵ et la constante de désintégration¹⁶ du ^{14}C . On peut estimer depuis combien de temps l'organisme est mort, et donc la période à laquelle a été déposé le faciès dans lequel se trouve cet organisme.

Les datations ont été sous traitées au GADAM, et réalisées par Dr. Natalia Piotrowska. Nous avons sélectionné 23 échantillons pour les envoyer au GADAM. Nous avons échantillonné quelques coquilles complètes. Celles cassées n'ont pas été retenues. Elles pourraient témoigner d'une phase de transport ou d'érosion brutale, et ainsi prouver que cette coquille n'appartenait pas au faciès en question à l'origine. Les traces végétales (morceaux de branches, algues) n'ont pas été retenues, car elles pourraient également provenir d'un autre milieu que celui carotté. Quelques échantillons de tourbe et de sédiments très riches en matière organique ont aussi été retenus après analyse des taux de matière organique observés par LOI et LECO ©.

Dr. Natalia Piotrowska nous explique¹⁷ que la première étape dans la mesure du ^{14}C au GADAM est le traitement des échantillons. Un examen visuel précis et un nettoyage minutieux de l'échantillon, en enlevant les restes de racines visibles est effectué. Pour les tourbes et sédiments organiques, la partie minérale est séparée de la partie organique, utilisée pour la datation. La préparation chimique inclut un traitement avec un faible taux d'acide chlorhydrique (HCl) à 0.5M pour supprimer tous les carbonates pouvant interférer avec la mesure. Concernant les coquilles, un traitement acide est appliqué pour enlever les niveaux de carbonates les plus éloignés qui peuvent être affectés par du carbone étranger à l'organisme. Les échantillons sont ensuite rincés

¹⁵ Temps que met le ^{14}C à se désintégrer dans un organisme après sa mort, calculée en demi-vie, donc pour qu'il en ait moitié moins.

¹⁶ Elle correspond à la vitesse de désintégration.

¹⁷ Ce paragraphe provient des explications de Mme. Piotrowska car l'auteur n'est pas spécialiste de cette méthode.

dans de l'eau distillée puis séchés. La seconde étape consiste à produire du Dioxyde de Carbone (CO₂) par combustion et digestion d'acide. Après le prétraitement chimique, l'échantillon de matière représentant une quantité d'1mg de carbone est placé dans une capsule en aluminium pour une combustion dans un analyseur élémentaire (Piotrowska, 2013). Les coquilles sont traitées sous vide avec une concentration d'acide phosphorique (H₃PO₄). Le CO₂ produit en réaction est cryogéniquement séparé et collecté. Le CO₂ de l'échantillon est ensuite transféré à l'unité de graphitisation, permettant la conversion du carbone provenant du CO₂ vers une forme élémentaire, ou graphite. L'Equipement Automatique de Graphitisation (AGE) a été utilisé (Wacker et al., 2010) sous une température de 580°C. Les graphites produits sont ensuite envoyés au laboratoire DirectAMS à Bothell (USA) équipé d'un Accelerator Mass Spectrometer (AMS) pour déterminer la concentration précise de ¹⁴C (Zoppi, 2010). Après calcul selon la période et constante de désintégration du ¹⁴C de la zone d'étude, nous pouvons estimer une datation sur chacun des échantillons analysés. Enfin, les âges ont été calibrés en utilisant la courbe IntCal13 (Reimer et al., 2013) ou la NH1 (Hua et al., 2013). Une exception est faite pour les coquilles où un effet de réservoir est ajouté selon les points les plus proximaux de la Marine Correction Database, basés sur les travaux de Tisnérat-Laborde et al. (2010).

Une fois les dates estimées, nous avons créé avec le GADAM un modèle d'âge selon la profondeur pour que chaque centimètre des carottes puisse être daté. En partant de l'année de prélèvement associée au centimètre 0, nous avons combiné un calcul de taux de sédimentation avec un algorithme prenant en compte les différentes couches stratigraphiques selon la méthode de Bronk Ramsey (2008). Plusieurs échantillons ont été prélevés à proximité de grands changements lithostratigraphiques pour pouvoir estimer les différences de sédimentation entre ces faciès. Cependant, lorsque ce n'est pas possible, nous ajoutons manuellement certaines frontières lithostratigraphiques dans le modèle. Le logiciel OxCal v.4.2.4 © (Bronk Ramsey, 2009) a été utilisé par Dr. Natalia Piotrowska pour pouvoir obtenir les différentes courbes d'âges selon les profondeurs de chaque carotte.

1.4.4.2. La méthode de datation aux ²¹⁰Pb et ¹³⁷Cs

Concernant les datations au ²¹⁰Pb et au ¹³⁷Cs, les datations sont plus rapides car elles sont mesurées directement dans les sédiments. Cependant, cette méthode fonctionne uniquement pour les faciès superficiels. Seuls les sédiments potentiellement riches en Plomb et Césium peuvent

être analysés. Nous retiendrons donc les sédiments plutôt vaseux des premiers horizons des carottes. Environ 190 échantillons de sédiments (60 pour le terrain des TDC et 130 pour celui de la PMG) ont été envoyés, pesant au maximum 5g, après séchage. Pour une plus grande précision la résolution de l'échantillonnage est demi-centimétrique.

Dr. Sabine Schmidt nous explique¹⁸ que les échantillons ont été analysés dans un spectromètre γ de type « *puits à bas bruit de fond* » CANBERRA © et équipé d'un cryo-cycle (Schmidt et al., 2014). Dans un premier temps, le ^{210}Pb est un radionucléide naturel. Il s'incorpore rapidement dans le sédiment par retombées atmosphériques et balayage de la colonne d'eau. Le ^{210}Pb se réfère au ^{210}Pb en excès ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$). Il se décompose dans le sédiment selon une demi-vie ($T_{1/2}$) de 22,3 ans. D'autre part, le ^{137}Cs ($T_{1/2}$ de 30 ans) est un radionucléide artificiel. Son premier pic est lié aux tests d'armes nucléaires des années 60. Les retombées atmosphériques maximales sont en 1963 dans l'hémisphère nord. Son second renvoie à l'accident de Tchernobyl en avril 1986.

Les activités du ^{210}Pb et ^{137}Cs sont directement déterminées à partir de leurs émissions γ à 46.5 et 661.7 keV, et exprimées en mBq.g^{-1} . Concernant le Plomb 210, il est mesuré en excès (Pb_{xs}) suivant la différence des activités mesurées de ^{210}Pb et de Radium 226 (^{226}Ra), isotope père du Plomb 210. L'activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ dans la colonne sédimentaire décroît avec le temps selon la loi de désintégration radioactive. En connaissant la constante de désintégration du ^{210}Pb , nous pouvons obtenir le $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ selon l'activité du ^{210}Pb mesurée à la profondeur donnée. Pour déterminer la vitesse ou le taux d'accumulation et l'âge des sédiments, trois méthodes de calculs sont utilisées pour permettre d'estimer les vitesses de sédimentation sur les profondeurs des carottes étudiées (Appleby and Oldfield, 1992) : Le modèle CFCS (Constant Flux, Constant Sedimentation Rate) propose un flux de ^{210}Pb et un taux d'accumulation constants, et donc une activité initiale qui l'est également ; le modèle CIC (Constant Initial Concentration) explique que si le flux en ^{210}Pb ou le taux de sédimentation varie, ils ne doivent pas empêcher l'activité initiale de surface de rester constante ; et le modèle CRS (Constant Rate of Supply) suppose que le flux de ^{210}Pb soit constant mais que le taux de sédimentation peut être variable au cours du temps.

¹⁸ Les deux paragraphes suivants proviennent des explications de Mme. Schmidt car l'auteur n'est pas spécialiste de cette méthode.

Après comparaison des trois méthodes, nous avons retenu le modèle CFCS (Goldberg, 1963; Robbins et al., 1977). Dans le cas du Traict du Croisic, comme seuls les 30 premiers centimètres de la carotte ont été datés, nous avons créé ce modèle d'âge selon le taux de sédimentation moyen. Le taux de sédimentation moyen est calculé entre le haut et l'échantillon daté le plus profond de la carotte (profondeur/âge). Le taux est extrapolé aux faciès sous-jacents. Le ^{137}Cs nous permet ensuite de vérifier le modèle que nous avons produit. Nous comparons les deux pics d'activité observés aux alentours de l'année 1964 correspondant à la fin des essais atmosphériques nucléaires, et vers 1986 lié à l'accident de Tchernobyl (Lomenick and Tamura, 1965; Ritchie and McHenry, 1990; Walling and He, 1999).

1.4.5. La radiographie

La radiographie a été effectuée avec l'aide des techniciens de la plateforme PACS de l'EPOC au SCOPIX ©. Cette mesure apporte un complément à la description visuelle et à la caractérisation précise des différents faciès présents (Holyer et al., 1996; Lofi and Weber, 2001; Migeon et al., 1998). Il fournit des images de la structure sédimentaire des carottes, de la bioturbation, de la densité et de l'hétérogénéité des sédiments, ainsi que de l'organisation générale des faciès prélevés. Cela peut aussi aider à repérer des fines variations sédimentologiques difficiles à identifier à l'œil nu, ou de fins éléments situés au cœur de la carotte (coquilles, cailloux, restes de végétaux,...) lors de l'analyse de la lithostratigraphie. C'est également une mesure courante dans l'étude des traces de tempêtes détectées dans les archives sédimentaires (e.g. Coor et al., 2009; Sabatier et al., 2012; Scott et al., 2003). Le système installé à l'EPOC est composé d'une source de rayon X, d'un amplificateur de brillance et d'une camera CCD 16 bits (Figure 32E).

1.4.6. La colorimétrie

La colorimétrie a été réalisée à la PACS de l'EPOC à l'aide du Spectrophotomètre Minolta Cm-2600d ©. Le spectromètre permet d'obtenir des informations très précises sur la composition colorimétrique du sédiment en mode RGB ou $L^*a^*b^*$ (Debret et al., 2011; Nagao and Nakashima, 1991; Polonia et al., 2013). Nous utilisons le mode $L^*a^*b^*$ pour obtenir sa clarté, son taux de jaune/bleu et de rouge/vert. La mesure a été effectuée à l'échelle centimétrique, en flash externe (SCE) et interne (SCI) pour pouvoir comparer les deux méthodes. Nous utilisons majoritairement l'indice de luminosité/clarté L, utilisé à plusieurs reprises en sédimentologie paléoenvironnementale (e.g. Debret et al., 2010; Jin et al., 2005; Wilson and Austin, 2002). Elle a

aussi été utilisée, dans une moindre mesure, dans l'étude des paléotempêtes (Bozzano et al., 2002). Mix et al. (1995) a notamment émis l'hypothèse d'une corrélation positive entre une forte luminosité des sédiments et un taux important de contenu carbonaté. Ce proxy étant moins courant pour détecter ces événements passés, nous témoignons de sa pertinence au cours de cette étude. Les deux autres indices a et b servent à obtenir la couleur très précise du sédiment, et sont moins pertinent pour ce sujet. Le spectrophotomètre disponible à l'EPOC est de type UV-Visible portable (Figure 32F).

1.4.7. La susceptibilité magnétique

La dernière analyse sédimentologique réalisée sur les carottes est la mesure de susceptibilité magnétique (SM). Elle a été effectuée à l'aide d'une sonde MS2E-1 de type Bartington présente à la PACS de l'EPOC. Ce type d'analyses présente un marqueur du taux d'apports détritiques par rapport aux carbonatés dans une roche sédimentaire. Elles mesurent essentiellement les proportions de carbonates, d'oxydes magnétiques et d'argiles (Bloemendal and deMenocal, 1989; Heller and Tung-sheng, 1986; Thompson et al., 1975; Wassmer et al., 2010). De nombreuses études paléoclimatiques utilisent ce proxy (e.g. Begét et al., 1990; Buynevich et al., 2011; Roy et al., 2010). La résolution de cette mesure a été effectuée à l'échelle centimétrique (Figure 32G).

1.5. Le croisement des données sédimentologiques pour la détection de couches allochtones aux marais

Selon les sources bibliographiques évoquées précédemment, une combinaison d'indicateurs est mise en place pour détecter les marques tempétueuses. De nouveaux indicateurs sont également testés pour enrichir ces méthodes. Pour prouver la bonne corrélation des indices et s'assurer de la provenance marine des sédiments, nous avons mis en place une analyse statistique par matrice des corrélations de *Pearson* entre tous les indicateurs utilisés (Tableau 5). Cette analyse a été formulée à partir des résultats sédimentologiques de 3477 échantillons analysés.

Comme le mentionnaient les différentes sources bibliographiques, nous remarquons des corrélations positives notables dans le Tableau 5. La principale lie les indicateurs de grains grossiers (Grain Moyen, Taux de sables, D10 et D90) avec les deux indicateurs de clarté de sédiment (SCE et SCI) et quelques éléments géochimiques tels que le Ca, Sr et Si. À l'inverse, lorsqu'un grain est plus fin, c'est la susceptibilité magnétique, la matière organique ainsi que quelques éléments géochimiques (principalement Al, Co, Fe, K, Rb, Ti et Zn) qui s'accroissent.

Ils sont tous corrélés négativement avec les indicateurs de grains grossiers. Entre les indicateurs géochimiques, nous notons les corrélations importantes et quasi-totales entre les éléments Ca et Sr (0,95), Ti et Fe (0,94), K et Fe (0,91), K et Al (0,91). Ces corrélations confirment l'utilité de croiser et de coupler différents indicateurs géochimiques. Ce croisement permet de différencier les couches marines allochtones au marais (forts taux de Ca et Sr notamment) d'un environnement typiquement continental (forts taux de K, Fe, Al et Ti notamment). En croisant les différentes méthodes, les corrélations sont logiquement moins intenses. Nous relevons néanmoins des corrélations d'environ 0,7 entre les pourcentages de sables et l'importance des éléments Sr et Ca ; de plus de 0,5 entre la SM et les éléments Fe, Co et Cl ; d'environ 0,5 entre le carbone organique mesuré au LECO (CO₂ et CaCO₃) et les éléments Br et Co ; de plus de 0,8 entre la méthode par LOI et les éléments Br et Cl ; mais aussi d'environ -0,7 entre cette même LOI et les éléments Si, K et Zr. Les deux indices de clarté semblent avoir une forte affinité avec l'élément Si (0,5 à 0,6) et une corrélation négative avec les Cl, Co, Fe, S, Ti et Zn (inférieure à -0,5).

La différence trop importante de types de données ne permet pas d'effectuer une ACP. Il est néanmoins possible de classer les indicateurs en différents groupes et de tirer des conclusions claires sur leurs liens. Les indicateurs de tailles de grains (GM, Sables, D10 et D90), la clarté (SCE et SCI), Ca, Sr et dans un second temps Si, Ni, voire Cr, tendent à évoluer selon les mêmes tendances. Selon l'analyse bibliographique établie au préalable, ce premier groupe témoigne des occurrences marines bouleversant les marais côtiers étudiés. Un second groupe semble lui aussi varier de façon similaire, mais dans des tendances opposées au premier, il est composé de la SM, d'Al, Cl, Co, Fe, K, P, Rb, S, Ti, Zn et dans un second temps Br, Cu, Pb, V, Zr, et Y. De fortes valeurs observées dans les indicateurs de ce second groupe prouvent d'un environnement plus continental, typique des marais carottés. La méthode de LOI peut être rattachée dans ce second groupe. Des questions persistent quant à l'utilisation des données mesurées au LECO : le CO₂ et le CaCO₃, où la corrélation est quasi-nulle, mais très légèrement orientée dans le sens des indicateurs continentaux. Ces trois indicateurs plus incertains serviront à étudier plus globalement les paléoenvironnements passés des longues carottes extraites aux échelles holocène et moyenne. Concernant la détection potentielle d'évènements extrêmes, nous les utilisons pour identifier des bouleversements de milieux : décrochages dans les courbes, pics ou chutes caractéristiques. Concernant l'élément Mn, aucune corrélation notable liée à cet élément n'a pu être observée. C'est le seul indicateur mesuré qui ne semble pas se rattacher à un groupe précis.

C.COR	GM	Sables	D10	D90	SM	SCE	SCI	LOI	CO2	CaCO3	Al	Br	Ca	Cl	Co	Cr	Cu	Fe	K	Mn	Ni	P	Pb	Rb	S	Si	Sr	Ti	V	Y	Zn	Zr	
GM	1.00	0.91	0.87	0.81	-0.32	0.58	0.62	-0.24	-0.10	-0.10	-0.47	-0.37	0.27	-0.24	-0.67	0.20	-0.43	-0.70	-0.55	-0.17	0.47	-0.37	-0.02	-0.41	-0.29	0.40	0.22	-0.66	-0.35	-0.15	-0.66	-0.40	
Sables		1.00	/	/	/	/	/	-0.31	/	/	-0.38	-0.13	0.69	0.07	-0.46	-0.04	-0.40	-0.45	-0.29	-0.27	0.11	-0.47	-0.08	-0.35	-0.04	-0.07	0.71	-0.41	-0.40	-0.21	0.55	0.29	
D10			1.00	0.53	-0.30	0.61	0.65	/	-0.20	-0.20	-0.50	-0.37	0.02	-0.61	-0.52	0.11	-0.32	-0.61	-0.61	-0.18	-0.10	/	-0.35	-0.57	-0.47	0.23	-0.02	-0.62	-0.25	/	-0.63	-0.40	
D90				1.00	-0.33	0.44	0.46	/	0.09	0.09	-0.51	-0.36	0.32	-0.59	-0.52	0.11	-0.32	-0.61	-0.63	0.03	-0.12	/	-0.48	-0.64	-0.32	0.12	0.27	-0.64	-0.10	/	-0.60	-0.56	
SM					1.00	-0.36	-0.38	/	0.00	0.00	0.28	0.15	-0.05	0.56	0.55	-0.08	0.27	0.51	0.25	0.05	0.12	/	0.31	0.20	0.29	-0.34	-0.02	0.47	-0.08	/	0.43	0.23	
SCE						1.00	0.93	/	-0.14	-0.14	-0.20	-0.24	-0.01	-0.65	-0.51	-0.23	-0.23	-0.48	-0.36	-0.10	-0.16	/	-0.25	-0.35	-0.59	0.50	-0.05	-0.46	0.05	/	-0.51	-0.32	
SCI							1.00	/	-0.19	-0.19	-0.20	-0.30	0.05	-0.75	-0.58	-0.06	-0.27	-0.53	-0.38	-0.07	-0.17	/	-0.29	-0.36	-0.64	0.60	0.03	-0.50	-0.04	/	-0.58	-0.32	
LOI								1.00	/	/	-0.48	0.84	-0.11	0.80	-0.05	-0.13	0.30	-0.33	-0.68	-0.30	0.38	0.16	-0.30	-0.48	0.48	-0.71	-0.04	-0.50	0.20	0.46	0.05	-0.66	
CO2									1.00	1.00	0.04	0.56	0.29	0.38	0.45	/	/	0.12	0.01	0.01	0.00	/	0.36	0.05	0.17	-0.36	0.34	0.08	/	/	0.21	-0.12	
CaCO3										1.00	0.04	0.56	0.29	0.38	0.45	/	/	0.12	0.01	0.01	0.00	/	0.36	0.05	0.17	-0.36	0.34	0.08	/	/	0.21	-0.12	
Al											1.00	-0.09	-0.22	-0.30	0.54	-0.12	0.28	0.69	0.91	0.23	-0.26	0.68	0.92	0.77	-0.25	0.23	-0.23	0.76	0.64	0.17	0.65	0.27	
Br												1.00	-0.14	0.57	0.21	-0.11	0.29	0.16	-0.09	-0.07	0.13	0.16	0.11	0.02	0.45	-0.44	-0.06	0.01	0.06	0.36	0.34	-0.08	
Ca													1.00	0.00	-0.27	0.29	-0.25	-0.30	-0.24	0.05	0.22	0.08	-0.07	-0.30	0.06	0.10	0.95	-0.30	-0.31	-0.02	-0.22	-0.14	
Cl														1.00	-0.03	0.19	-0.03	-0.05	-0.11	-0.11	0.43	0.23	0.18	0.08	0.49	-0.44	0.05	-0.24	-0.25	-0.09	0.25	-0.02	
Co															1.00	-0.20	0.52	0.91	0.49	0.22	-0.65	0.54	0.06	0.31	0.19	-0.45	-0.27	0.81	0.59	0.16	0.70	0.16	
Cr																1.00	-0.11	-0.22	-0.15	0.04	0.32	-0.03	0.01	-0.17	0.14	0.21	0.30	-0.22	-0.06	0.17	-0.19	-0.05	
Cu																	1.00	0.46	0.16	0.10	-0.23	0.19	0.09	0.17	0.05	-0.29	-0.27	0.41	0.30	0.78	0.54	-0.10	
Fe																		1.00	0.72	0.31	-0.57	0.47	0.21	0.51	0.10	-0.34	-0.31	0.94	0.63	0.03	0.79	0.33	
K																			1.00	0.25	-0.18	0.64	0.41	0.85	-0.14	0.17	-0.25	0.76	0.58	-0.08	0.65	0.41	
Mn																				1.00	-0.09	0.42	0.20	0.11	-0.12	0.09	0.01	0.33	0.00	-0.17	0.27	0.07	
Ni																					1.00	-0.27	0.29	0.10	-0.01	0.35	0.24	-0.59	-0.37	0.14	-0.22	-0.14	
P																						1.00	0.26	0.64	-0.47	0.48	-0.32	0.48	0.53	0.12	0.56	-0.50	
Pb																							1.00	0.57	-0.15	0.17	-0.08	0.13	0.10	-0.07	0.42	0.07	
Rb																								1.00	-0.21	0.23	-0.28	0.50	0.60	0.15	0.61	0.28	
S																									1.00	-0.45	0.07	-0.09	-0.31	0.22	0.09	0.01	
Si																										1.00	0.07	-0.23	0.01	0.17	-0.33	-0.07	
Sr																											1.00	-0.32	-0.34	-0.14	-0.22	-0.10	
Ti																												1.00	0.62	0.00	0.71	0.38	
V																													1.00	0.29	0.49	-0.14	
Y																														1.00	0.26	-0.35	
Zn																															1.00	0.22	
Zr																																	1.00

Tableau 5 Matrice des corrélations de l'ensemble des indicateurs utilisés au cours du travail de thèse. Le dégradé de bleu expose les corrélations positives, et le dégradé de rouge les corrélations négatives.

Les échelles temporelles d'analyses étant différentes pour pouvoir déceler des marqueurs tempétueux très anciens, la combinaison d'indicateurs diffère alors elle aussi :

- À l'échelle holocène, les datations s'effectuent au ^{14}C . Elle permet la détection de période à fort impacts tempétueux. Nous combinons l'indicateur de grain moyen avec six éléments géochimiques différents : les deux éléments les plus continentaux (Fe et Ti) ; les deux les plus marins (Sr et Ca) ; et deux plus neutres (Si et Zn) mais à tendance marine pour le premier et continental pour le second. Par élimination, la perte de feu, méthode moins précise que les mesures au LECO, a été choisie pour l'analyse à longue échelle temporelle. La perte au feu est un outil pertinent pour analyser les grands bouleversements paléoenvironnementaux se mettant en place sur plusieurs dizaines, voire centaines d'années. Enfin, nous proposons également l'utilisation nouvelle du taux de sable, encore jamais évoqué à notre connaissance dans la littérature scientifique.

- À l'échelle anthropocène, l'échelle la plus précise pour l'observation d'évènements passés, nous datons les sédiments aux ^{210}Pb et ^{137}Cs . Tous les indicateurs d'analyse les plus fins sont utilisés : la granulométrie, toujours par l'intermédiaire du grain moyen, la géochimie, la susceptibilité magnétique et la colorimétrie. Même si aucune différence majeure n'est notée entre SCE et SCI, les corrélations légèrement supérieures de la SCI expliquent notre choix d'utiliser la SCI pour analyser la colorimétrie des sédiments. La géochimie fait l'objet d'un traitement particulier car nous testons de nouveaux ratios à partir d'une analyse statistique précise. Nous combinons ceux dont l'analyse statistique attestent leur pertinence sous la forme « *élément marin / élément continental* ». L'objectif étant de formuler des indicateurs d'incursions marines fiables. Enfin, nous proposons également l'utilisation nouvelle du dixième décile (D10), indicateur potentiel qui n'a également jamais été proposé auparavant selon notre état de l'art. Il a été préféré au D90 car il apparaît plus pertinent pour détecter les ensembles à sédiments grossiers. En cas de pic de D10, nous nous assurons obligatoirement que la quasi-totalité de l'échantillon (90%) a un grain supérieur à la valeur évoquée. La radiographie permettra de déceler les dépôts marins les plus fins, et d'identifier les éléments non minéraux (coquillages, végétaux,...). Les carottes étant courtes, la reconstruction paléoenvironnementale est très limitée. Nous n'étudions donc pas l'évolution de la matière organique à cette échelle.

- Entre ces deux résolutions, l'échelle moyenne est l'échelle intermédiaire où les méthodes utilisables à fine et large résolution se rencontrent. Nous couplons les deux différentes méthodes de datations (au ^{14}C et au $^{210}\text{Pb} / ^{137}\text{Cs}$) pour obtenir une chronologie fiable sur près de trois mètres de profondeur. Le grain moyen est comparé à plusieurs éléments géochimiques majeurs, à l'image de l'analyse réalisée à l'échelle holocène. Il est aussi couplé aux méthodes sédimentologiques plus précises comme la colorimétrie, la radiographie et la SM, comme préconisé pour l'échelle anthropocène. Les grands changements paléoenvironnementaux sont également estimés avec l'évolution de la matière organique, évaluée à partir des taux de CO_2 . Cette méthode est plus précise que le LOI, nous avons préféré l'adapter à l'échelle moyenne qui est plus précise que l'échelle holocène.

1.6. Les autres indicateurs potentiels écartés

Comme nous l'avons mentionné en bibliographie, d'autres indicateurs auraient également pu être utilisés au cours de ces analyses : notamment les foraminifères (e.g. Alday et al., 2006; Hippensteel and Martin, 1999), assemblages faunistiques (e.g. Bettinelli et al., 2018), pollens (e.g. Jong et al., 2006), minéraux argileux (e.g. Sabatier et al., 2010), des indices de microtexture granulométriques (e.g. Costa et al., 2012), ou de nouveaux pouvant être récemment découverts. Nous les avons écartés principalement pour des raisons de temps. Le travail de thèse doit se réaliser dans un temps imparti et la pluralité des analyses à différentes résolutions ne permet pas d'avoir le temps nécessaire pour toutes les réaliser. Par ailleurs, par faute de compétences disponibles, ces analyses ont un coût parfois élevé. Nous n'avons pas assez de temps pour suivre des formations pour réaliser directement ces analyses, contrairement à ce qui a pu être fait pour tous les autres traitements. Le rapport *bénéfices/(coût+ temps)* était trop faible pour entreprendre ces missions spécifiques. Nous avons préféré nous focaliser sur des indicateurs sûrs et indispensables, tels que la granulométrie, géochimie, et matière organique. Quelques nouveaux proxies à tester comme la colorimétrie et la susceptibilité magnétique, ont aussi été employés pour construire ces différentes études.

2. La dendrochronologie

2.1. La méthode de prélèvement dendrochronologique

Nous souhaitons croiser l'analyse dendrochronologique avec l'analyse sédimentologique. Seules les lagunes des TDC et de la PMG pourraient nous permettre d'obtenir des dates sédimentologiques récentes. Après avoir étudié les cartes anciennes et observé les deux différents terrains d'étude, seul le terrain des TDC dispose d'arbres situés à proximité des stations carottées pour l'analyse sédimentologique. De plus, sur la première photo aérienne prise par l'IGN, datant de 1948, l'espace à échantillonner est déjà couvert d'arbres. Nous espérons donc analyser des arbres pouvant dater de près de 70 ans.



Figure 33 Prélèvement d'une carotte dendrochronologique – avril 2017.



Figure 34 Prélèvement d'une rondelle de bois sur un arbre abattu durant l'hiver 2016-2017 – avril 2017.

Pour réaliser l'analyse de l'impact tempétueux sur les arbres, deux méthodes de prélèvements dendrochronologiques ont été utilisées : le carottage et le tronçonnage. Dans un premier temps, le choix des arbres à carotter est important. Pour étudier l'impact éolien sur ces végétaux, nous avons choisi d'étudier les arbres les plus exposés, donc ceux situés en marge ouest de la zone boisée face à la mer. Ensuite, nous avons sélectionné des arbres impactés avec une inclinaison nettement visible à l'œil nu. Enfin, ces arbres ne devaient pas avoir subi d'autres dérangements externes. Nous avons alors sélectionné des arbres isolés d'au moins quelques mètres d'un autre arbre, dont la croissance n'a pas pu être influencée par celle de son voisin. Ces arbres paraissent sains, sans maladie ou infection visible. Enfin, nous nous sommes également aidés de la géomatique en étudiant les cartes anciennes pour trouver dans cette sélection quelques arbres potentiellement présents avant 1948. L'analyse de cartographie ancienne nous permet de

sélectionner au préalable des arbres ou groupes d'arbres, isolés, parmi les plus anciens de la zone boisée. L'échantillonnage s'effectuant à hauteur de poitrine, les premières années de pousse de l'arbre ne peuvent pas être prises en compte dans la chronologie.



Figure 35 Présentation de l'axe dendrochronologique CD – avril 2017.

Nous avons tout d'abord échantillonné plusieurs arbres impactés par le vent (Figure 33). Sur chacun de ces arbres, un axe passant en son cœur a été prélevé : l'axe appelé « C-D ». Il enregistre les déformations de l'arbre, en partant de la zone compressée C vers celle détendue D (Figure 35). Pour effectuer ces prélèvements, nous utilisons un carottier rotatif Mattson © selon la méthode exposée par Grissino-Mayer (2003). Celui-ci est composé d'une mèche, d'un extracteur et d'un manche de rotation. L'extracteur

correspond à la longue tige incurvée servant à extraire la carotte, il est inséré dans la mèche lorsque celle-ci est dans l'arbre. La mèche est le tube métallique qui, grâce à une couronne en fer fileté, va pénétrer l'arbre par rotation. Pour effectuer cette rotation, le manche de rotation est assemblé à la mèche et permet de faire tourner le carottier pour la faire pénétrer dans l'arbre. Le carottier est placé à environ un mètre cinquante du sol, au centre de l'arbre, dans un espace où aucune branche n'est présente. Une fois le carottier pénétré dans l'arbre, il suffit de tirer sur l'extracteur pour récupérer la carotte dendrochronologique maintenue dans la mèche.

Elle est ensuite stockée dans un tube en plastique droit au diamètre à peine supérieur à celui de la carotte. Ce tube est fermé à ses deux bouts par du ruban adhésif pour le transport. Le diamètre d'une carotte est d'environ un demi-centimètre. Pour éviter les infections externes ou attaque d'insectes, les trous réalisés dans les troncs sont ensuite rebouchés par de la pâte à bois.

Pour connaître la croissance normale des arbres de la zone boisée échantillonnée, et ainsi différencier les accidents de croissance sur cet espace, nous avons tronçonné plusieurs arbres droits (Figure 34). Nous formons des références sur lesquelles s'appuyer lors de l'analyse des cernes de croissance. Pour ne pas détériorer la zone boisée, ces arbres tronçonnés ne sont pas des arbres vivants. Ils ont été coupés quelques jours auparavant par les autorités locales, probablement suite à un fort coup de vent qui aurait rendu dangereux certains arbres susceptibles de tomber. Nous avons prélevé sur ces troncs déjà coupés une galette complète de l'arbre à l'aide d'une tronçonneuse STIHL © standard (Nicolussi et al., 2005). Un DGPS Trimble © nous a également permis d'obtenir les coordonnées et l'altitude précise du pied des arbres échantillonnés.

Au total, nous avons échantillonné 25 arbres, dont vingt où les troncs avaient un aspect perturbé. Seuls 17 de ces vingt prélèvements présentent des cernes de croissance parfaitement lisibles et utilisables pour l'analyse dendrochronologique. La démarcation entre les cernes de croissance est généralement complexe lors de saisons hivernales peu marquées, comme nous pouvons l'observer dans les climats tempérés océaniques. Les arbres sont tous des pins maritimes *Pinus pinaster*.

2.2. La préparation des échantillons

Arrivés au laboratoire, les rubans adhésifs présents aux extrémités des tubes protecteurs sont retirés pour pouvoir laisser l'échantillon sécher pendant deux semaines. Nous les laissons dans leurs tubes pour ne pas que les carottes se courbent pendant le séchage. Les tubes sont ensuite ouverts et les carottes sèches sont collées sur un socle en bois prévu à cet effet (Figure 36). Nous respectons un sens précis de collage pour que la fibre de bois soit verticale selon les recommandations de Speer (2012). Un label au crayon à papier identifie la carotte sur les socles. Les rondelles sont poncées au laboratoire à l'aide d'une ponceuse à bois électrique BOSCH © de

type standard pour que les cernes soient bien visibles à la loupe binoculaire.

Une fois les carottes et rondelles prêtes à être analysées, les axes étudiés sont repérés et tracés sur les rondelles. La carotte (ou l'axe



Figure 36 Les carottes préparées sur leur socle et les tubes de prélèvement utilisés pour le séchage – mai 2017.

C-D de la rondelle) est humidifié(e) et la partie superficielle du bois est coupée à l'aide d'un scalpel pour faciliter la lecture des cernes. Du talc est également inséré sur le chemin de mesure pour améliorer le contraste des couleurs entre la partie de bois précoce (claire) et tardif (foncée) des cernes.

2.3. L'analyse à la loupe binoculaire

La plateforme d'analyse dendrochronologique Lintab Rinntech © (Figure 37), qui est équipée d'une loupe binoculaire, a été utilisée au laboratoire LETG. Elle permet l'analyse longitudinale des cernes de croissance des échantillons prélevés. Pour mesurer la largeur des cernes de croissance, la plateforme est



Figure 37 Plateforme d'analyse dendrochronologique – juin 2017.

reliée au logiciel TsapWin ©. Le logiciel mesure le déplacement de l'échantillon entre chaque clic de souris effectué, correspondant à une fin de saison végétative. Cette limite marque la fin de la saison végétative précédente identifiée par le bois foncé du cerne (bois tardif, produit entre environ août et octobre) et le début de la nouvelle saison végétative produisant du bois plus clair (bois précoce, produit entre environ mars et juillet). Entre ces deux phases, il y a une période de dormance sans production de bois durant la période hivernale.

Les 17 échantillons perturbés conservés, où les cernes sont clairement visibles et parfaitement mesurables, ont été analysés par cette méthode. La largeur précise de chaque cerne est reportée dans le logiciel, qui retrace la croissance complète de l'échantillon à partir de l'année de prélèvement jusqu'au dernier cerne mesuré. Le logiciel fournit une largeur de cerne micrométrique correspondant à une année n , renvoyant à la saison végétative, estimée de mars à octobre.

La Figure 38 présente l'axe carotté C-D (Figure 38B) comparé à un autre axe non perturbé sur un même tronc, que nous appellerons axe « A-B » (Figure 38A). L'axe C-D est affecté par le vent car il est parallèle à la direction des vents violents (Figure 35). L'axe A-B n'est pas affecté car il a été prélevé dans une direction transverse à ces vents. Cette comparaison nous permet de

présenter les différences de largeur de cernes entre deux axes d'un même tronc, et de comprendre comment nous pouvons observer une perturbation par dendrochronologie. L'abscisse de ces graphiques présente les années de la chronologie et l'ordonnée correspond aux largeurs de cernes (en μm). Nous remarquons que l'axe de référence A-B présente deux rayons A et B réguliers et assez semblables. À l'inverse, l'axe C-D montre de nombreuses différences. Le rayon C correspond à la partie compressée de l'arbre soumise à perturbation, et le rayon D détendu où les cernes sont plus larges. Cette observation est spécifique des conifères, les feuillus réagissent en sens inverse.

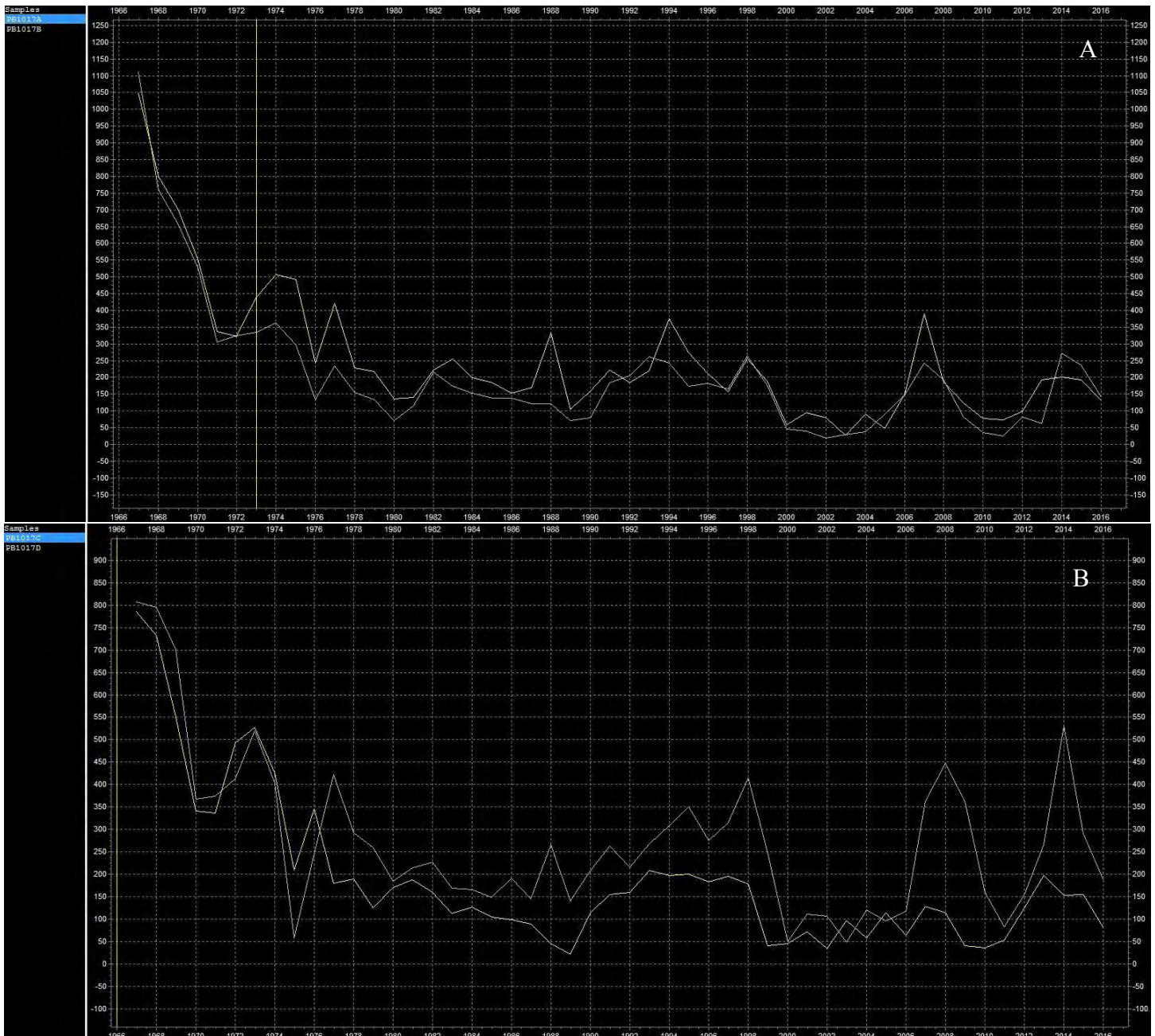


Figure 38 Exemple de courbes dendrochronologiques obtenues à partir du logiciel Tsapwin © pour l'échantillon numéro 10 :
A : Axe A-B non affecté par les vents violents (rayon A en jaune, B en bleu).
B : Axe C-D affecté par les vents violents (rayon C en jaune, D en bleu).

2.4. La détection de marqueurs tempétueux

Pour détecter un marqueur de perturbation éolien, nous nous focalisons sur les axes C-D échantillonnés. Nous cherchons à détecter les années avec disproportion entre les axes C et D. Cette disproportion démontre l'effort de l'arbre à reprendre sa position verticale après une période de dormance mécaniquement impactée. Le vent violent va agir sur l'équilibre de l'arbre, induisant une inclinaison de son tronc sous son action durant la (les) tempête(s) hivernale(s), appelée anémomorphose. Au cours de la période végétative suivante, l'arbre formera du bois de réaction, avec du bois de compression en C (rayon le plus étroit) et un excès de bois en D. Cela lui permet de rétablir son équilibre. Nous pouvons ensuite comparer les années affectées aux données historiques, et ainsi émettre l'hypothèse qu'un évènement éolien ait pu provoquer ce(s) dérangement(s).

Pour les pins maritimes, l'« année NovOct » est l'année étudiée dans l'analyse dendrochronologique. Elle a été estimée comme s'étendant du début du mois de novembre de l'année n-1 par rapport à l'année du cerne visible, à la fin du mois d'octobre de l'année n. Novembre marque le passage de fin de la saison végétative précédente vers le début de la saison de dormance, avant la nouvelle saison végétative suivante démarrant vers le mois de mars. Comme les tempêtes les plus puissantes surviennent principalement durant l'hiver dans la zone d'étude, le cerne disproportionné par un évènement hivernal se formera au cours de la saison végétative suivante. Pour un cerne présentant une perturbation sur la saison végétative n, l'évènement hivernal correspondant est celui de la saison de dormance précédant cette saison végétative n, donc l'hiver n-1 – n. Cela peut potentiellement correspondre aux mois de novembre et de décembre de l'année n-1, ou janvier et février de l'année n.

A titre d'exemple, nous présentons l'axe C-D de l'échantillon 10 en Figure 38B. Nous remarquons trois gros décrochages dans la régularité des largeurs de cernes. Les deux courbes, correspondantes aux deux rayons C et D prennent des trajectoires opposées durant les années NovOct 1977, 2007 et 2014. Ces années intègrent donc les hivers 1976-1977, 2006-2007 et 2013-2014. Pour cet exemple précis, ces trois hivers ont subi une ou plusieurs tempêtes, ayant

fortement impacté le littoral centre atlantique. De très forts vents provenant majoritairement du sud-ouest ont ponctuellement frappé cette zone boisée. Des impacts marquants sur le littoral ont été recensés dans les données historiques, dont des mentions de forêts ravagées et d'arbres déracinés par la force du vent. L'hypothèse tempétueuse est plausible. La période suivant l'évènement, où le rayon C continue de produire des cernes plus fins que le rayon D, est dit de « *bois de réaction* ». Il se termine lorsque l'arbre retrouve une forme de résilience en retrouvant sa verticalité relative, et donc jusqu'à ce que les cernes soient plus réguliers.

La Figure 39 schématise la méthode de détection d'excentricité dendrochronologique d'un évènement venteux extrême que nous mettons en lumière à travers ce travail.

2.4.1. Etape 1 : Détections de l'excentricité

Pour avoir une réelle validité scientifique, nous avons effectué une analyse globale des perturbations observées sur les arbres carottés. Sur l'ensemble des arbres, nous avons analysé précisément les 17 axes C-D provenant d'arbres perturbés. Nous avons croisé l'analyse des perturbations visuelles (observation des décrochages de la courbe) avec une analyse statistique. Nous calculons les taux d'évolution annuels de largeur de cernes pour chaque cerne détecté dans tous les échantillons. La formule utilisée est celle du taux de variation standard :

$$TELC = (LCn - LCn-1) / LCn-1 * 100$$

Où TELC est le Taux d'Evolution de la Largeur des Cernes entre les années NovOct n-1 et n, en pourcentage ;

LCn est la largeur du cerne de l'année NovOct n ;

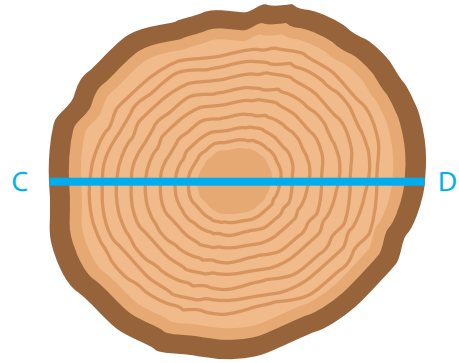
LCn-1 est la Largeur du cerne de l'année NovOct n-1.

Figure 39 Hypothèse d'observation dendrochronologique suite à un impact venteux extrême.

Évolution des arbres

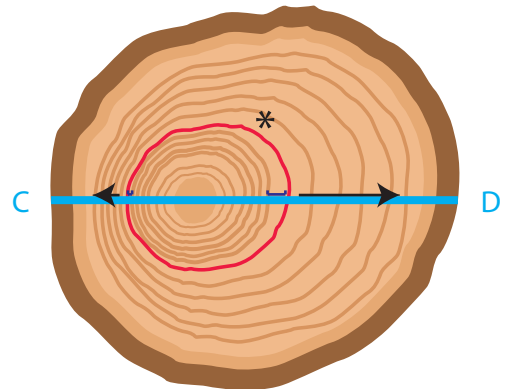
Modèles de cernes de croissance

A. Zone boisée non perturbée



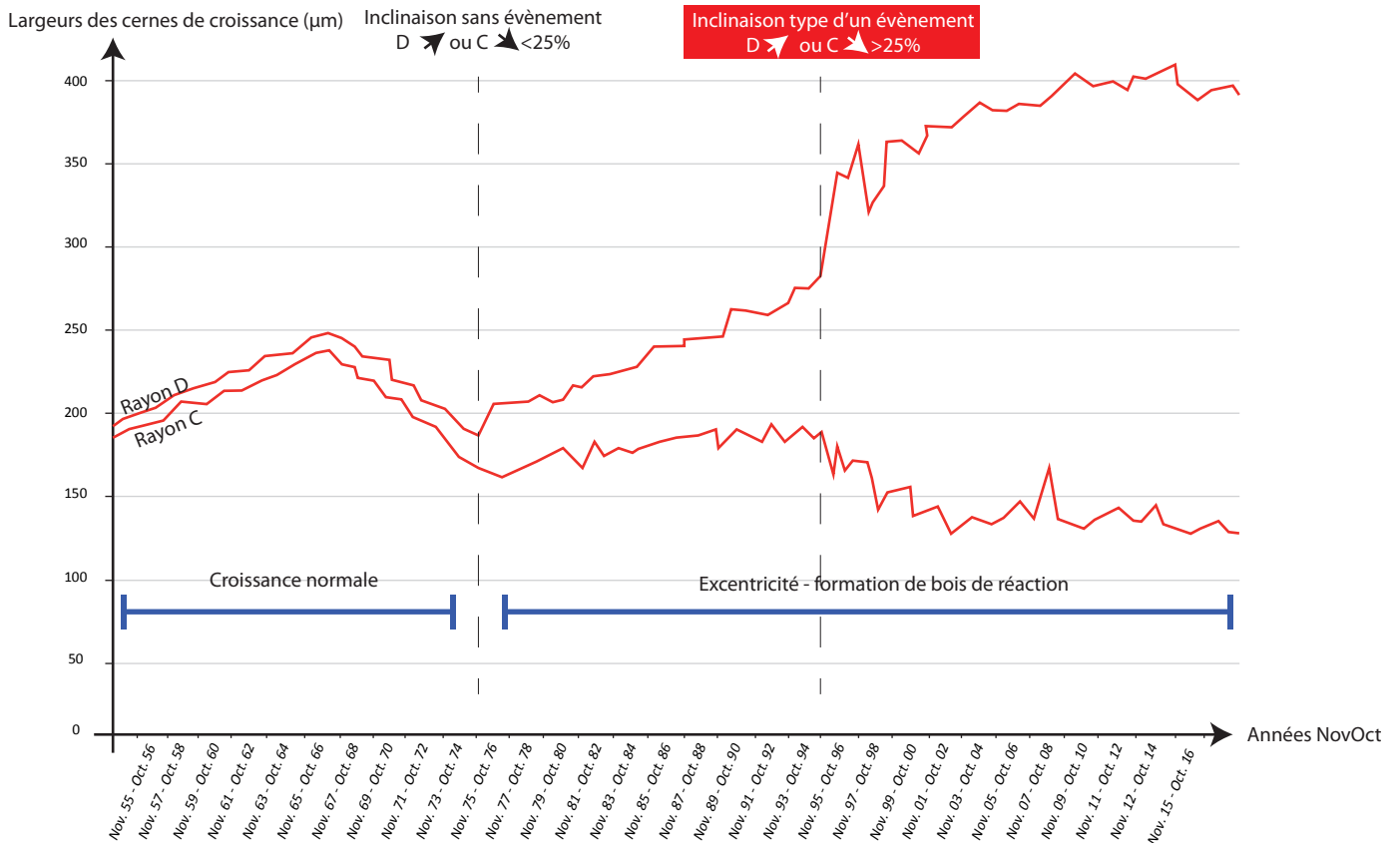
* Le cerne traduit une perturbation de croissance, ici associée à une tempête hivernale.

B. Zone boisée perturbée par des vents violents



— Disproportions identifiables pour la même année Nov/Oct → Croissance en excentricité — Axe échantonné
 (Créé avec des gabarits provenant de Freepik ©)

C. Exemple de signal tempétueux identifié dans les largeurs de cernes de croissance



2.4.2. Etape 2 : Extraction des signaux d'excentricité majeure

Une perturbation est considérée dans un échantillon si :

- Soit les deux rayons C et D ont des évolutions de largeur de cerne (TELC) contraires, avec une diminution d'au moins 25% pour C et une augmentation d'au moins 25% pour D par rapport à l'année NovOct précédente ;
- Soit le rayon C a une diminution de largeur de cerne (TELC) d'au moins 25% tandis que le rayon D a une augmentation (pouvant être inférieure à 25%) TELC de largeur par rapport à l'année NovOct précédente ;
- Soit le rayon D a une augmentation de largeur de cerne (TELC) d'au moins 25% tandis que le rayon C a une diminution (pouvant être inférieure à 25%) TELC de largeur par rapport à l'année NovOct précédente.

Si une perturbation est enregistrée à deux ou plusieurs années NovOct successivement dans un même échantillon, nous conservons seulement la première année perturbée. Nous considérons que les perturbations suivantes seront dues à ce même évènement. Au moins une année stable (C n'évolue pas d'au moins -25% et D n'évolue pas d'au moins +25%) doit être observée entre deux perturbations. Pour que notre analyse statistique soit pertinente, nous conservons comme année de perturbation seulement les saisons végétatives où au moins deux arbres sur les 17 carottés marquent une perturbation. Enfin, nous démarrons notre chronologie d'analyse à partir de l'année durant laquelle au moins 20% des arbres échantillonnés étaient vivants, c'est-à-dire 1955 (5 sur les 25 échantillonnés). Notre analyse dendrochronologique s'établit alors sur une série temporelle allant de l'année NovOct 1955 à celle de 2016, année de l'échantillonnage.

En conclusion, une année NovOct perturbée est caractérisée comme étant :

- une année NovOct où une perturbation est visible sur les cernes de croissance d'au moins deux arbres échantillonnés ;
- avec TELC notable : augmentation d'au moins 25% sur le rayon D, ou diminution d'au moins 25% sur le rayon C, ou les deux ;

- si ces perturbations ne suivent pas directement une année déjà perturbée dans les arbres où elles ont été observées ;
- depuis qu'au moins cinq arbres échantillonnés sont vivants, correspondant à 20% du total d'arbre échantillonnés.

2.4.3. Etape 3 : Détermination des années NovOct probablement tempétueuses

Pour chacune des années NovOct de la chronologie, un pourcentage d'arbres perturbés est calculé par rapport au nombre d'arbres vivants au cours de cette année NovOct. Ce pourcentage nous permet d'évaluer un taux d'arbres perturbés, selon la formule :

$$IPV_n = (AP_n * 100) / AV_n$$

Où IPV_n est l'Indice de Perturbation Végétale de l'année NovOct n (en pourcentage) ;

AP_n est le nombre d'Arbres Perturbés pendant l'année NovOct n ;

AV_n est le nombre d'Arbres Vivants durant l'année NovOct n.

Une fois extraites, ces saisons végétatives sont ensuite comparées aux dates de tempêtes reportées lors des hivers récents dans les archives sédimentaires et historiques. Cela nous permet de certifier l'origine tempétueuse de l'évènement ayant perturbé les arbres, et d'en estimer aussi son intensité.

3. Les analyses de données historiques

Selon l'échelle temporelle d'analyse, plusieurs sources de données historiques sont utilisées. Des données bibliographiques scientifiques ont été analysées pour confirmer les événements tempétueux holocènes. Une méthode classique de recherche bibliographique est utilisée, brièvement résumée dans la section 3.1. Pour enrichir l'analyse millénaire, les archives anciennes ont été analysées par E. Athimon¹⁹ pour la période XIV^e – XVIII^e. Nous avons étudié les données d'archives plus récentes avec son aide et en suivant sa méthode. Un résumé de sa méthode est ensuite présenté. À l'échelle anthropocène, nous avons combiné les quelques archives récentes avec les sources météorologiques de Météo-France, présentées dans la section 3.3. Enfin, des données de réanalyse météorologique, présentées dans un quatrième temps, ont également été employées pour étalonner les observations dendrochronologiques. Dans l'ensemble, nous avons recensé près de 253 tempêtes²⁰ ayant impacté la zone d'étude depuis le XIV^e siècle dans toutes les sources historiques confondues. Une trentaine d'événements sédimentologiques identifiés dans les données sédimentologiques plus anciennes (pré-XIV^e siècle) issues de la littérature scientifique s'y ajoutent, ainsi que quelques références de possibles tsunamis passés.

3.1. L'analyse bibliographique de sources scientifiques

L'analyse effectuée à l'échelle holocène s'avère être la plus imprécise. Les couches marines détectées peuvent difficilement être prouvées comme EE. Nous remontons jusqu'au début de l'Holocène, c'est-à-dire vers 10 000 BP et bien évidemment avant l'invention de l'écriture. Aucune source historique précise ne peut être extraite d'archives pour ces événements détectés.

Plusieurs travaux se sont déjà attachés à déterminer des événements aussi anciens dans plusieurs continents différents (e.g. Goslin and Clemmensen, 2017; Jelgersma et al., 1995; Jong et al., 2006; Parris et al., 2010; Sabatier et al., 2012; Zhu et al., 2017). Cependant, cette analyse est encore très lacunaire le long de la côte atlantique européenne, où peu d'études ont été réalisées

¹⁹ Pour rappel, dans le cadre de l'appel d'offre de la fondation de France « *quels littoraux pour demain ?* », le laboratoire LETG a présenté un projet pluridisciplinaire associant la géographie des risques et l'histoire du climat, intitulé : « *reconstitution des événements météorologiques extrêmes (tempêtes) à l'aide des multi-indicateurs* ». Ce projet finance notamment la thèse d'Emmanuelle Athimon, doctorante de l'Université de Nantes affiliée aux laboratoires LETG et au Centre de Recherches en Histoire Internationale et Atlantique (CRHIA), et quelques analyses et missions de la thèse présentée tout au long ce manuscrit. L'étude de tempêtes anciennes étant un sujet pluridisciplinaire, il était alors indispensable d'en faire un projet de recherche mêlant deux thèses offrant deux perspectives différentes : l'histoire et la géographie.

²⁰ Ces données sont évaluées en mai 2018, au moment de la rédaction de cette thèse.

jusqu'à présent. De plus, la majeure partie de ces quelques travaux paléotempétueux est réalisée au moyen et à la fin de l'Holocène (Feal-Pérez et al., 2014; Orme et al., 2015; Van Vliet Lanoe et al., 2014b; Wilson et al., 2004). Les croisements effectués durant cette période offrent une bonne confiance dans les résultats observés sédimentologiquement. Pour les observations plus anciennes, nous émettons des hypothèses avec une incertitude plus grande, car moins de sources scientifiques sont croisées avec nos données. Après analyse des articles scientifiques traitant de ce sujet sur les côtes étudiées, nous avons extrait les périodes tempétueuses estimées par les auteurs. Si une de nos périodes de sédimentation rapide trouvée correspond à plusieurs évènements déjà mentionnés en bibliographie, les hypothèses d'une période à forte activité tempétueuse ou d'un évènement extrême se renforcent. Nous obtiendrons alors une bonne confiance sur la possibilité qu'il ait frappé la zone étudiée dans cette thèse.

Enfin, l'analyse bibliographique nous a permis de tirer des conclusions plus générales sur les périodes d'augmentation d'activité tempétueuse holocène sur l'échelle entière de la côte atlantique européenne. Ces dynamiques ont été comparées avec celles des principales côtes tempétueuses de l'hémisphère nord. Nous avons ensuite comparé les dynamiques mondiales avec quelques observations climatologiques telles que les grandes périodes de réchauffement ou de refroidissement climatique. Pour finir, nous recueillons également à l'échelle millénaire des données caractérisant l'évolution de l'ONA et du niveau marin. Elles nous permettent de comprendre leurs relations potentielles avec l'observation d'évènements extrêmes passés à cette échelle temporelle. Concernant l'évolution du niveau marin, de l'ONA ou de la variation climatique, nous reproduisons les courbes présentées dans les figures extraites des articles scientifiques cités. Nous gardons fidèlement l'échelle de leur abscisse et de leur ordonnée. Par simple caractérisation visuelle, nous comparons ces différents mécanismes avec l'activité tempétueuse des dernières 10 000 et 1000 années. Nous souhaitons repérer des comparaisons, et observer de potentiels liens entre l'activité tempétueuse et certaines grandes phases de variation climatique, océanographique et de l'ONA.

3.2. Les archives anciennes

Pour confirmer les marques de tempêtes trouvées entre le XIV^e siècle et le XVIII^e siècle, nous avons fait appel aux travaux d'historiens pour analyser les archives anciennes. Cette phase correspond à la période où les archives historiques commencent à être importantes et sûres, avant

l'arrivée de la météorologie moderne au XIX^e siècle. Nous souhaitons garantir un recensement global le plus complet et affiné possible, bien que l'exhaustivité ne peut être atteinte pleinement. Les travaux d'E. Athimon se doivent d'inspecter différents types de sources historiques et d'informations disponibles. Au moins cinq grandes catégories peuvent être distinguées aisément :

- « - les sources narratives comme les chroniques, annales, diaires, journaux, livres de raison, notes (souvent marginales) de registres paroissiaux...
- les documents de gestion, de la pratique, d'administration, de communication, etc. : cartulaires, registres notariaux, de comptes seigneuriaux, de délibérations, de réparations, de chancellerie, des eaux et forêts, des Amirautés, lettres...
- les textes scientifiques, ainsi que les données instrumentales, essentiellement à compter de la seconde moitié du XVIII^e siècle en ce qui concerne les mesures.
- les archives iconographiques telles que des cartes anciennes, tableaux, enluminures.
- ce que l'on intitule « données matérielles », à savoir certaines plaques commémoratives ou ex-voto. » (Athimon, 2019).

Pour l'étude de ces tempêtes passées, l'approche historique repose en majorité sur des textes exposant des données descriptives et des observations visuelles. À partir de ces premières informations, une critique historique acérée est mise en place pour pouvoir être le plus objectif possible. Cette critique fine peut ensuite permettre d'envisager une reconstruction sur le temps long des aléas météo-marins extrêmes, à l'image des travaux déjà effectués auparavant dans ce domaine (e.g. Athimon et al., 2016; Desarthe, 2013; Garnier and Surville, 2010; Sarrazin, 2012). Cependant, la sauvegarde d'informations sur les tempêtes dans les archives anciennes est rare comparée à la période récente. Elle se limite aux vimers ayant désorganisé le prélèvement seigneurial, compromis les récoltes agricoles, ou ayant entraîné des dépenses inattendues. La vision de ces aléas a beaucoup évolué au cours de l'histoire. Aujourd'hui, les médias évoquent sans cesse ces événements et appuient leur médiatisation lorsque des dégâts humains ou économiques sont notables. Avec une vision différente, les écrits anciens se penchaient principalement sur les dégâts liés à l'agriculture. Contrairement à aujourd'hui, une tempête pouvait être très marquante si elle détruisait beaucoup de récoltes, même sans impliquer de pertes humaines. À l'inverse, de grosses pertes humaines et d'importants dégâts sur les maisons pouvaient n'être que peu évoqués dans les écrits.

Près de 20 000 documents historiques ont été consultés, dont environ 925 documents utiles (environ 5%). Près de 2500 notes ont été prises par E. Athimon dans les lieux de préservation des archives situés notamment dans les villes d'Angers, de Bordeaux, Brest, La Rochelle, La Rochesur-Yon, Laval, du Mans, de Nantes, Paris, Poitiers, Quimper, Rennes, Saint-Brieuc, Saumur, et de Vannes. Pour les documents les plus anciens, Mme Athimon s'est heurtée à la paléographie et à la compréhension de langues parfois différentes. À titre d'exemple, le terme « *tempête* » est notamment identifiable sous les formes « *tempeste* », « *tampeste* » ou « *tempette* ». L'analyse de texte est cruciale, tout autant que les conditions de production des différents documents, ainsi que le contexte de leurs rédactions. L'écrivain peut modifier inconsciemment la description d'un évènement passé en fonction de son âge, sa situation, de ses expériences et souvenirs, intérêts et objectifs de rédaction, de sa perception de l'évènement, sa propension à exagérer ou non. La critique complète d'un historien est alors indispensable. Enfin, les dates entre les différents calendriers julien et géorgien doivent être accordées. Un inventaire complet des évènements passés peut ensuite être dressé pour permettre le croisement des données présentant les mêmes dates. La méthode d'identification d'un vimer dépend de quatre éléments principaux qui devront être satisfaits : « *l'information provient d'un témoin oculaire ou, tout du moins, d'un contemporain* » ; « *les caractéristiques météorologiques consignées autorisent à attester que l'évènement est effectivement une tempête, avec ou sans submersion marine* » ; « *une date, aussi exacte et juste que possible, se trouve stipulée dans le document original ou apparaît déductible* » ; ou « *les dégâts sont décrits* » (Athimon, 2019).

Par ailleurs, la multiplication des écrits scientifiques au cours de la période XIV^e – XVIII^e siècles, et l'apparition et le développement des instruments de mesures ont précisé les connaissances dans ce domaine. Ces sources n'ont pas été négligées par Mme Athimon. Quelques premières données imprécises issues de baromètres (inventé vers 1643 AD), girouettes ou anémomètres (1450 AD), ainsi que des cartographies très anciennes et représentations imagées ont aussi été analysées et critiquées. Près de 70 documents de ce type, rédigés par des membres d'élites intellectuelles tels que les clercs, médecins ou ingénieurs, ont été consultés. L'analyse de ces documents offre au chercheur des informations essentielles sur les représentations, conceptions, croyances et savoirs de ces évènements tout au cours de l'histoire.

Enfin, pour la période XVIII-XIX^e siècles, la méthode d'E. Athimon a été réutilisée pour analyser les archives historiques récentes²¹. Elles nous permettent de compléter la chronologie complète sur les 600 dernières années. Cette chronologie est également alimentée par une étude bibliographique. De nombreux travaux scientifiques historiques mentionnent plusieurs évènements ayant frappé la côte atlantique au cours des deux derniers siècles (Breilh et al., 2014; Garnier and Surville, 2010; Sauzeau, 2014). Nous avons pu reprendre les sources historiques originales dans leurs bibliographies respectives pour obtenir le plus d'informations précises. Ce travail a été réalisé avec l'aide d'E. Athimon pour s'assurer d'une méthode fiable.

3.3. Les sources météorologiques de Météo-France

A partir de la moitié du XX^e siècle, les connaissances météorologiques s'accroissent avec l'arrivée de nouvelles techniques comme le satellite ou les radars météorologiques. De nombreux instruments de mesures se perfectionnent pour donner plus de précisions sur les relevés de base (thermomètre, baromètre, anémomètre, héliographe, pluviomètre, hygromètre, etc.). En France, l'établissement public Météo-France est créé en 1993. Ce service a connu plusieurs autres noms depuis la création initiale de météorologie française au milieu du XIX^e siècle. Météo-France a aujourd'hui le monopole des relevés, prévisions, analyses et interprétations météorologiques du pays. Leurs analyses sont diffusées à un très large public et contribuent à fournir la principale source d'information météorologique pour la population française.

Pour la période post-XIX^e siècle, nous avons pris en compte les relevés météorologiques de la zone d'étude provenant de Météo France. Un volet « *tempêtes historiques* » propose de nombreux détails sur les évènements récents dans leur site web spécialisé sur les tempêtes²². Si le site recueille des évènements depuis 1703, la plupart des tempêtes recensées ont frappé le pays depuis 1900. Le site offre notamment, pour chaque évènement répertorié, des informations précises sur les espaces impactés, la trajectoire de la tempête, sa caractérisation météorologique, sa durée précise ainsi que des détails sur les impacts matériels, humains et économiques. Pour les évènements les plus récents, des données techniques sont aussi consultables : les vitesses de vents moyennes et maximales, données de pression atmosphérique, animations satellites, etc. Le site peut également proposer des ouvrages Météo-France retraçant les détails météorologiques des

²¹ Pour rappel, la thèse d'E. Athimon s'étend sur la période XIV^e – XVIII^e siècles (Athimon, 2019).

²² L'adresse de ce site est : <http://tempetes.meteofrance.fr/>.

événements les plus marquants. Il propose aussi des fiches de synthèse récapitulant chaque tempête présentée. Ce type de donnée a été utilisé pour confirmer certains éléments anthropocènes. Cependant, il reste lacunaire car le site ne donne que des précisions sur les tempêtes les plus médiatisées. Certains événements ayant fortement impacté la zone d'étude mais pas forcément la région ou le pays ne sont pas toujours recensés, ou alors mal détaillés. Cette limite pose un réel problème dans l'analyse que nous souhaitons réaliser sur les impacts environnementaux des EE. Nous devons parfois consulter des sources historiques plus précises, comme les archives locales, pour être certains d'avoir une chronologie précise des événements impactant la zone d'étude. Une enquête historique complète est ensuite nécessaire pour confirmer l'ensemble des sources informatiques répertoriées par les services de Météo-France.

3.4. Les données de réanalyse météorologique

Nous avons besoin d'informations météorologiques précises de l'espace où la zone boisée a été échantillonnée pour l'étude dendrochronologique. La base de données HOMERE © a été analysée (Boudiere et al., 2013) à partir du modèle WAVEMATCH III (v. 4.09). Ce modèle horaire calcule l'énergie des composants produisant des vagues, et suit leur évolution dans le temps et l'espace. Il est notamment utilisé par Météo-France pour mettre en place les bulletins vigilance vagues-submersion. Il est aussi utilisé par l'IFREMER pour produire la base de données d'état de mer HOMERE, sur un espace allant du nord-est de la Manche au sud du golfe de Gascogne. L'une des composantes de la base de données HOMERE nous intéresse tout particulièrement pour notre étude dendrochronologique : le vent. Nous avons sélectionné une maille située à quelques centaines de mètres offshore de la principale station carottée. Cela nous permet d'éviter toutes les perturbations provenant d'éléments terrestres (Figure 40). Nous avons extrait toutes les données de vents et de houles à l'aide du logiciel MATLAB ©. Cette extraction nous permet d'établir une analyse en détail des paramètres éoliens. Ces données sont opérationnelles scientifiquement car elles ont déjà été utilisées dans la littérature scientifique (e.g. Kpogo-Nuwoklo et al., 2014; Perignon and Le Crom, 2015).

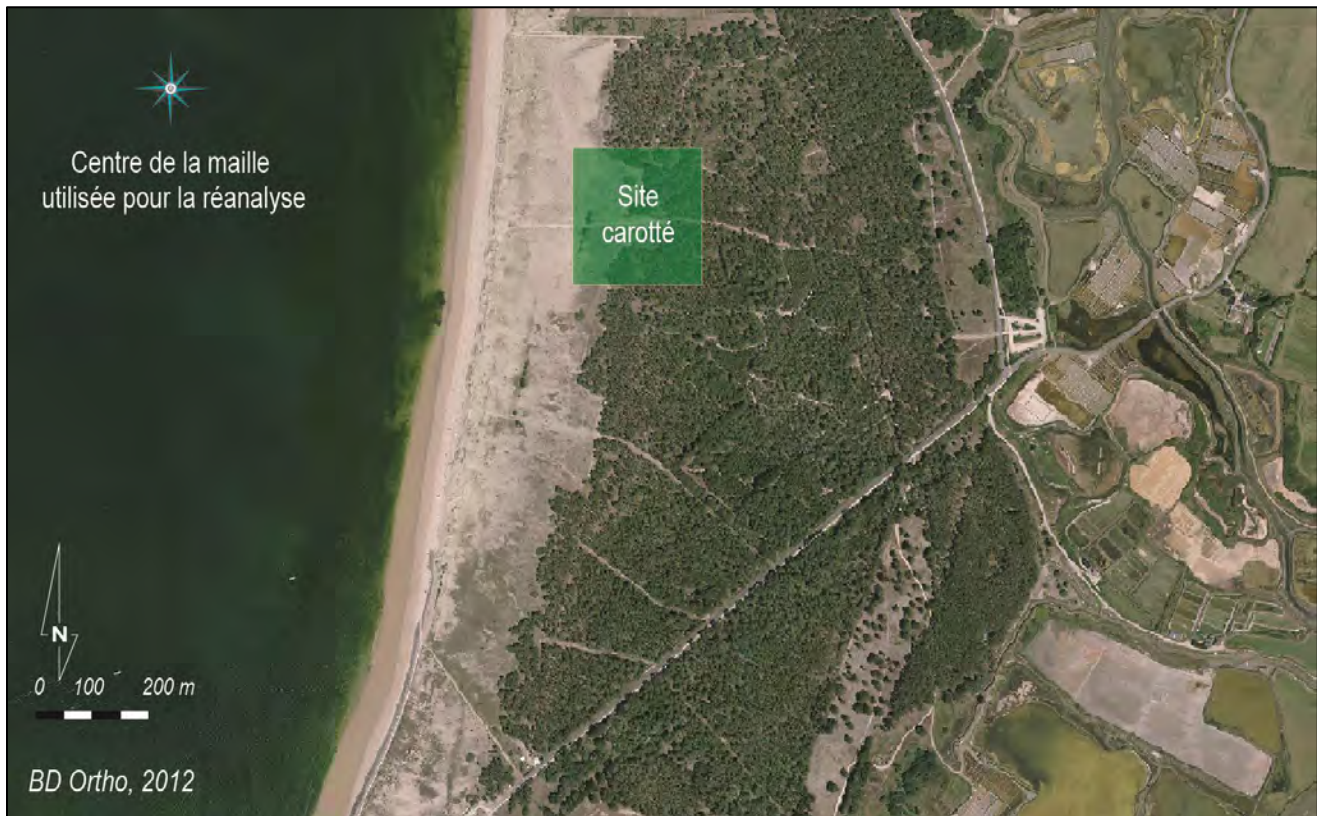


Figure 40 Localisation de la maille utilisée pour la réanalyse par rapport à la zone boisée de Pen Bron.

La base de données fournit notamment la direction et la vitesse moyenne du vent sur une heure, pour toutes les heures de la période 1994 – 2012. Les données sont calculées à partir de l'*uwnd* (« *eastward wind* ») et de l'*vwnd* (« *northward wind* »), deux données brutes fournies. Pour obtenir la vitesse du vent à partir de ces deux données, nous utilisons la formule : $\sqrt{(uwnd * uwnd) + (vwnd * vwnd)}$. Nous multiplions son résultat par 3,6 pour passer de mètres par secondes aux kilomètres par heures. Pour obtenir la direction précise d'un vent, la formule arc tangente à deux arguments (*atan2*) est ensuite utilisée : $atan2(uwind; vwind)$. Le résultat est obtenu en unité d'angle de radian et doit être converti en degrés à l'aide de la formule *degres*. Enfin, le passage des degrés 180 en degrés 360 est réalisé en ajoutant 360 à toutes les valeurs négatives. Une fois la direction du vent en degrés 360 obtenue, sa direction « nommée » en point cardinal est déterminée selon les codes universels de direction de vent, résumés en Figure 41. Suivant les codes météorologiques internationaux standards, nous évoquons tout au long de ce travail les données d'orientation des vents selon leur origine. À titre d'exemple, un vent dit « *de sud-ouest* » ou « *de SO* » est un vent provenant du Sud-Ouest (SO) et se dirigeant vers le Nord-Est (NE).

Ces deux données de vitesse et d'orientation ont été utilisées pour statistiquement prouver le modèle dendrochronologique. Les données de réanalyse ont été synthétisées en « années NovOct »²³, allant de novembre de l'année n-1 à octobre de l'année n. Nous pouvons ensuite comparer ces relevés avec les résultats dendrochronologiques. Elles permettent de déceler les années NovOct les plus venteuses, et d'observer celles où le plus de vents provenant du sud-ouest ont été modélisées. Nous rapportons également les années NovOct où le plus grand nombre de vents dévastateurs a été estimé. Depuis 1955, environ 83% des tempêtes de notre chronologie historique

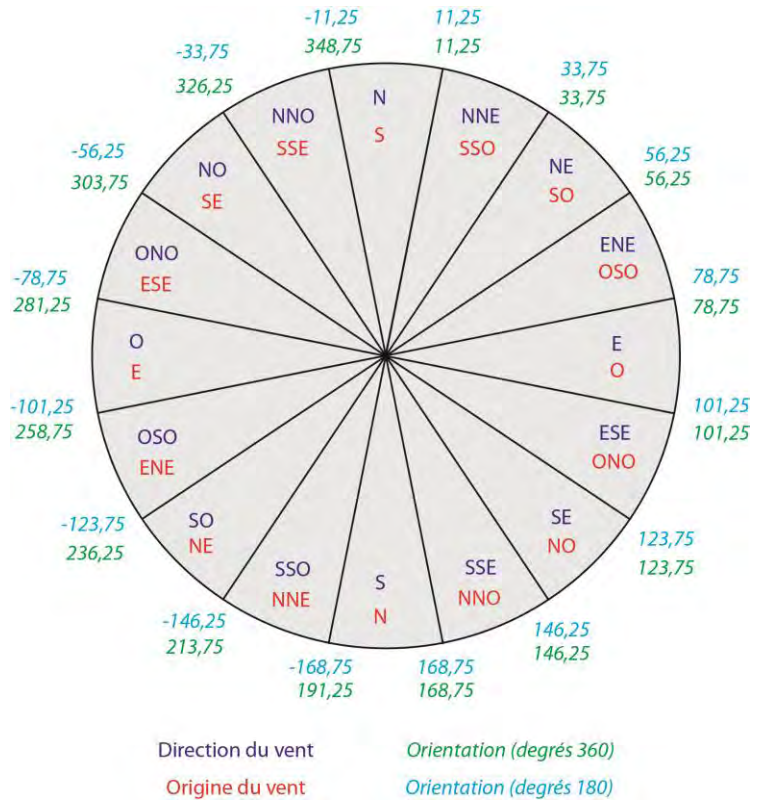


Figure 41 Détermination de l'origine et de la direction du vent à partir de l'orientation calculée en degrés.

ont été observés durant les trois mois d'hiver (décembre, janvier et février). Ces différentes analyses statistiques ont aussi été précisées pour chaque hiver de la période 1994 – 2012.

Cette analyse calibre le modèle dendrochronologique pour les 18 années NovOct qui sont intégrées dans la période étudiée du modèle de réanalyse. Elle fournit également toutes les informations venteuses précises de tous les événements impactants décelés par l'analyse de largeur des cernes de croissance. Plus globalement, les caractéristiques venteuses des hivers et années entières considérés dans la période 1994 – 2012 de la base de données HOMERE sont finement étudiées.

²³ Nous renvoyons le lecteur à la section 2.4 du chapitre 3 pour pouvoir comprendre l'intérêt dendrochronologique du changement d'année courante en « année NovOct ».

Conclusion

Le développement méthodologique mis en place dans ce travail de thèse s'appuie sur une pluralité de méthodes provenant de plusieurs disciplines. Face à cette importante diversité, les recherches d'archives historiques anciennes et les datations isotopiques ont été réalisées par des chercheurs experts dans leurs domaines. Les analyses effectuées au SCOPIX © et au XRF © ont été employées avec l'appui de techniciens pour la manipulation d'instruments spécifiques. Pour le reste, toutes les autres manipulations ont été réalisées personnellement. Cette structuration méthodologique sous trois échelles temporelles différentes permet :

- de détecter des couches marines allochtones aux marais côtiers par la sédimentologie ;
- de construire une chronologie stratigraphique pour dater ces incursions grâce aux datations isotopiques ;
- de s'assurer que les couches allochtones soient tempétueuse, ou dans le cas contraire d'infirmer ces hypothèses, en comparant les dates obtenues avec les données historiques et dendrochronologiques.

Les sources bibliographiques scientifiques permettent ensuite de porter des analyses extra-locales synthétisant les conclusions trouvées dans ces travaux et de ceux précédemment publiés par la communauté scientifique. La Figure 42 récapitule l'ensemble des méthodes utilisées spécifiquement pour les trois échelles temporelles, intégrées dans quatre échelles spatiales d'analyse distinctes.

Après avoir précédemment exposé l'état de l'art de ce sujet (chapitre 1), puis analysé l'espace étudié (chapitre 2), et enfin détaillé les méthodes employées dans ce chapitre ; les trois prochains chapitres présentent les études complètes effectuées aux échelles holocène (chapitre 4), millénaire (chapitre 5) et anthropocène (chapitre 6). Leur structuration commune est présentée en Figure 42. Nous emploierons l'ensemble de ces méthodes et apportons un regard critique quant à leur utilisation, choisie à partir de l'état de l'art.

Figure 42 Synthèse des méthodes employées et structuration des trois chapitres 4, 5 et 6.

Chapitre 4

Echelle holocène
(10 000 dernières années)

Analyse sédimentologique holocène (section 1)

Marais anciens colmatés
Schorre
Possibilité de carottage sur sédiment compact :
Profondeur importante
Carottier à percussion

¹⁴C
environ 40 à 300 années

- Radiographie
- Taux de vase, de silt et de sables
- Grain moyen
- Eléments géochimiques

Analyse de MO pour l'évolution paléoenvironnementale
Perte au Feu

Périodes d'augmentation d'activité tempétueuse

Sources bibliographiques scientifiques

Bassin océanique :
Nord-est de l'océan Atlantique

Synthèse holocène (section 2)

- 2.1. Approche bibliographique
- 2.2. Synthèse holocène :
 - Comparaison avec autres travaux du bassin NE atlantique et extraction d'EASE
 - Comparaison avec les grandes phases climatiques holocènes
 - Confrontation avec les autres principaux bassins océaniques de l'hémisphère nord

Chapitre 5

Echelle millénaire
(1000 dernières années)

Analyse sédimentologique millénaire (section 1)

Marais récents actifs
Schorre
Possibilité de carottage sur sédiment compact :
Profondeur importante
Carottier à percussion

²¹⁰Pb et ¹³⁷Cs : couches superficielles, env. 50cm
¹⁴C : profondeurs restantes jusqu'à la base
environ 10 à 250 années

- Radiographie
- Grain moyen
- Eléments géochimiques
- Clareté
- Susceptibilité magnétique

Analyse de MO pour l'évolution paléoenvironnementale
Combustion au Dioxygène

Evènements extrêmes anciens :
Tempêtes avec submersion marine ou tsunamis

Archives historiques anciennes (+ Sources bibliographiques scientifiques pour évènements les plus anciens + Informations précises de Météo France pour évènements les plus récents)

Facade étatique :
Nord-ouest de la France

Synthèse millénaire (section 2)

- 2.1. Approche bibliographique
- 2.2. Synthèse millénaire :
 - Comparaison avec autres données sédimentologiques du NO de la France
 - Liens potentiels avec réchauffement climatique et évolution du niveau marin
 - Liens potentiels avec l'ONA

Chapitre 6

Echelle anthropocène
(250 dernières années)

Analyse sédimentologique anthropocène (section 1)

Marais récents actifs
Slikke
Sédiment humide et non colmaté :
Profondeur d'un mètre maximum
Beeker

²¹⁰Pb et ¹³⁷Cs
environ 10 années maximum

- Radiographie
- Dixième décile
- Grain moyen
- Ratios géochimiques (extraits d'une analyse statistique)
- Clareté
- Susceptibilité magnétique

Pas d'analyse de l'évolution paléoenvironnementale car carottes trop courtes

Tempêtes récentes avec submersion marine

Informations précises de Météo France (+ Archives historiques récentes pour les tempêtes les plus anciennes)

Echelle régionale :
Sud Bretagne / Nord Pays de la Loire

Corrélation possible ? (section 3)

Focus sur les 60 dernières années

Analyse dendrochronologique (section 2)

- 2.1. Présentation du site d'étude
 - Paramètres généraux de localisation
 - Intérêt pour l'étude des marques de tempêtes précises
- 2.2. Rappel concis de la méthode dendrochronologique
 - Analyse dendrochronologique
 - Apport des données historiques
- 2.3. Résultats et interprétation : Détection de tempêtes par analyse dendrochronologique
- 2.4. Comparaisons entre l'analyse dendrochronologique et les données historiques
 - Corrélation entre dendrochronologie et histoire
 - Comprendre les corrélations nulles

Echelle locale : Traits du Croisic

Structuration de la section 1 des chapitres 4, 5 et 6 : Détection sédimentologique d'évènements passés

- 1.1. Présentation des terrains d'étude
 - Paramètres généraux
 - Intérêt pour l'étude de marqueurs d'évènements passés
- 1.2. Méthode appliquée au cadre temporel
 - Prélèvements et analyses sédimentaires
 - Datations
 - Données historiques
 - + Analyse statistique pour chapitre 6
- 1.3. Résultats et interprétation
 - Datations
 - Lithostratigraphie : Détection des incursions marines
 - + Analyse paléoenvironnementale pour les chapitres 4 et 5
 - Données historiques : Nombre d'évènements extrêmes passés trouvés dans les données historiques
 - + Analyse statistique pour chapitre 6
- 1.4. Liens entre lithostratigraphie et données historiques, et certification des hypothèses sédimentologiques d'EE passés

Synthèses extra-locales



CHAPITRE 4

La détection de périodes à forts impacts tempétueux holocènes

Pouzet Pierre, 2015 - 2018

*Étude des paléovénements extrêmes le long de la côte atlantique française
Approches sédimentologiques, dendrochronologiques et historiques*

Thèse de géographie, Université de Nantes, Laboratoire LETG

Crédit Photographie : Tempête à Pornic, 2016. Photographie prise par Bastien Gruchet.
Page de garde réalisée avec Freepik ©.

Sommaire du chapitre 4

Introduction	144
1. La détection de périodes d'augmentation d'impacts tempétueux holocènes à l'Île d'Yeu ..	146
1.1. Présentation du terrain d'étude	146
1.2. Méthodologie appliquée.....	150
1.3. Résultats et interprétation : Détection des incursions marines holocènes	153
1.4. Extraction des Yeu Stormy Periods	163
2. Synthèse tempétueuse holocène du bassin nord-est atlantique et observations mondiales..	168
2.1. Approche bibliographique	168
2.2. Liens entre EASE et variations climatiques de l'atlantique nord	168
Conclusions, limites et perspectives	173

Introduction

Ce chapitre présente les travaux publiés dans la revue *Progress in Physical Geography : Earth and Environment* intitulés « *Chronology of Holocene storm events along the European Atlantic coast : new data from the Island of Yeu, France* » (Pouzet et al., 2018a).

A travers l'analyse lithologique de marais anciens, le carottage sédimentaire permet de retracer l'histoire des différents dépôts depuis des milliers d'années (e.g. Baltzer et al., 2014; Feal-Pérez et al., 2014; Goslin and Clemmensen, 2017; Liu and Fearn, 2000a; May et al., 2016; Parris et al., 2009; Ruiz et al., 2007; Sabatier et al., 2008; Sorrel et al., 2009). Ces dépôts sont datables grâce au radiocarbone (^{14}C), dont la marge d'erreur est plus élevée que pour les méthodes utilisées pour la datation de marais récents. Nous parlons donc de périodes d'augmentation des événements avec submersion dans le terrain d'étude de l'Île d'Yeu (YSP : Yeu Stormy Periods). Alors que les tsunamis sont rares le long de la côte atlantique européenne, ces accumulations marines sont définies comme tempétueuses. À notre connaissance, aucune étude paléotempétueuse aussi ancienne croisant de nombreux indicateurs sédimentologiques n'a été réalisée auparavant dans la zone d'étude. Le comblement de cette lacune spatiale permet de construire une synthèse à l'échelle de la côte étudiée. Nous avons extrait des European Atlantic Stormy Events (EASE) : périodes de forte activité tempétueuse le long de la côte atlantique européenne.

En dehors de l'Europe, de nombreuses études géologiques ont reconstruit des chronologies de « *washovers* » de la période fin-Holocène dans des régions fréquemment touchées par les aléas côtiers. L'Amérique du nord en est le parfait exemple avec des analyses d'impacts tempétueux effectuées notamment par Bennington and Farmer (2014), Boldt et al. (2010), Bregy et al. (2018), Das et al. (2013), Horwitz and Wang (2005), Liu and Fearn (2000a), Mora et al. (2006) et Parris et al. (2009). La côte est des Etats-Unis est fréquemment touchée par les ouragans estivaux. Les chercheurs tentent de comprendre comment la saison cyclonique est corrélée avec les mécanismes globaux océan-atmosphère. Par ailleurs, la reconstruction de « *storminess* » s'est aussi développée pour tous les autres continents : Océanie (e.g. May et al., 2016, 2015; Nott and Hayne, 2001), Asie (e.g. Lallemand et al., 2015; Liu et al., 2001; Williams et al., 2015; Yu et al., 2009), Afrique (e.g. Bozzano et al., 2002; Raji et al., 2015), Amérique du sud (e.g. Oliveira et al., 2014; Ramírez-Herrera et al., 2012) et les côtes méditerranéennes (e.g. Degeai et al., 2015; Dezileau et al., 2016, 2011; Kaniewski et al., 2016; Sabatier et al., 2012, 2008; Vallve and

Martin-Vide, 1998). Quelques travaux étudient la côte atlantique européenne. Les chronologies tempétueuses se concentrent majoritairement sur les îles britanniques (e.g. Hansom and Hall, 2009; Oldfield et al., 2010; Orme et al., 2016, 2015). Cependant, les données restent lacunaires dans la zone d'étude de cette thèse, où seuls quelques travaux sédimentologiques proposent une reconstruction paléotempétueuse holocène. Ces études sont toutes localisées en région Bretagne, à distance du terrain choisi dans cette étude (Baltzer et al., 2014; Van Vliet Lanoe et al., 2014a, 2014b).

Ce chapitre propose une méthode pour reconstruire la première chronologie tempétueuse holocène, généralisée à l'échelle de la côte atlantique européenne. Elle se base notamment sur les YSP extraits dans l'un des espaces qui n'était encore pas étudié le long de cette côte. Nous comparons ensuite ces dynamiques tempétueuses généralisées le long de la côte atlantique européenne avec I) les phases climatiques de l'atlantique nord, puis II) les autres synthèses continentales effectuées dans l'hémisphère nord. Seulement quelques synthèses se focalisent sur l'étude des impacts tempétueux observés dans la période pré-5000 BP. Nous proposons donc des nouvelles conclusions pour l'échelle holocène entière.

Selon l'état de l'art (chapitre 1), les grandes phases de réchauffement et de refroidissement climatiques semblent avoir eu un impact sur la variation de l'activité tempétueuse passée. Cette étude nous permettra d'appréhender de possibles liens entre l'analyse des « *storminess* » à l'échelle d'un bassin océanique et la variation de ces cycles naturels climatiques. Nous tentons également de comprendre comment nous pouvons nous assurer que les périodes datées sont avec certitude des phases de forts impacts tempétueux. Dans un premier temps (section 1), l'étude porte sur la détection de périodes à forte activité tempétueuse holocène observées dans trois marais vendéens à travers une analyse lithostratigraphique. Nous intégrons ensuite les données observées sur ce terrain dans l'analyse générale de la côte européenne atlantique. Cette analyse est ensuite comparée avec les études réalisées en hémisphère nord, y compris celles mettant en lumière les grandes phases de refroidissement climatique holocène (section 2).

1. La détection de périodes d'augmentation d'impacts tempétueux holocènes à l'île d'Yeu

1.1. Présentation du terrain d'étude

L'île d'Yeu est une île appartenant au département de la Vendée, intégrée dans la région des Pays de la Loire. Elle est distante de Saint-Jean-de-Monts, la ville continentale côtière la plus proche, d'environ 25 kilomètres à vol d'oiseau. Selon l'Institut National de la Statistique et des Études Économiques (INSEE), l'île, ayant une superficie de vingt-quatre kilomètres carrés, était peuplée en 2014 par 4700 habitants pour une densité de 205 habitants par kilomètres carrés. Tout comme de nombreuses communes côtières de l'ouest de la France, l'urbanisation y est arrivée massivement vers la moitié du XX^e siècle au cours de la récente littoralisation (Pottier et al., 2018; Pottier and Robin, 1997; Pouzet et al., 2015). La Figure 43 expose nettement cette problématique avec une urbanisation dense concentrée au centre-nord de l'île (Charrier, 2018). L'INSEE indique également que 2100 résidences principales étaient recensées sur l'île en 2012, contre 3300 secondaires. Autrefois très centrée sur l'activité de pêche, l'île vit aujourd'hui en grande partie du tourisme, majoritairement présent en période estivale. En parallèle, l'artisanat et l'agriculture tentent tout de même de toujours de subsister pour les habitants permanents.

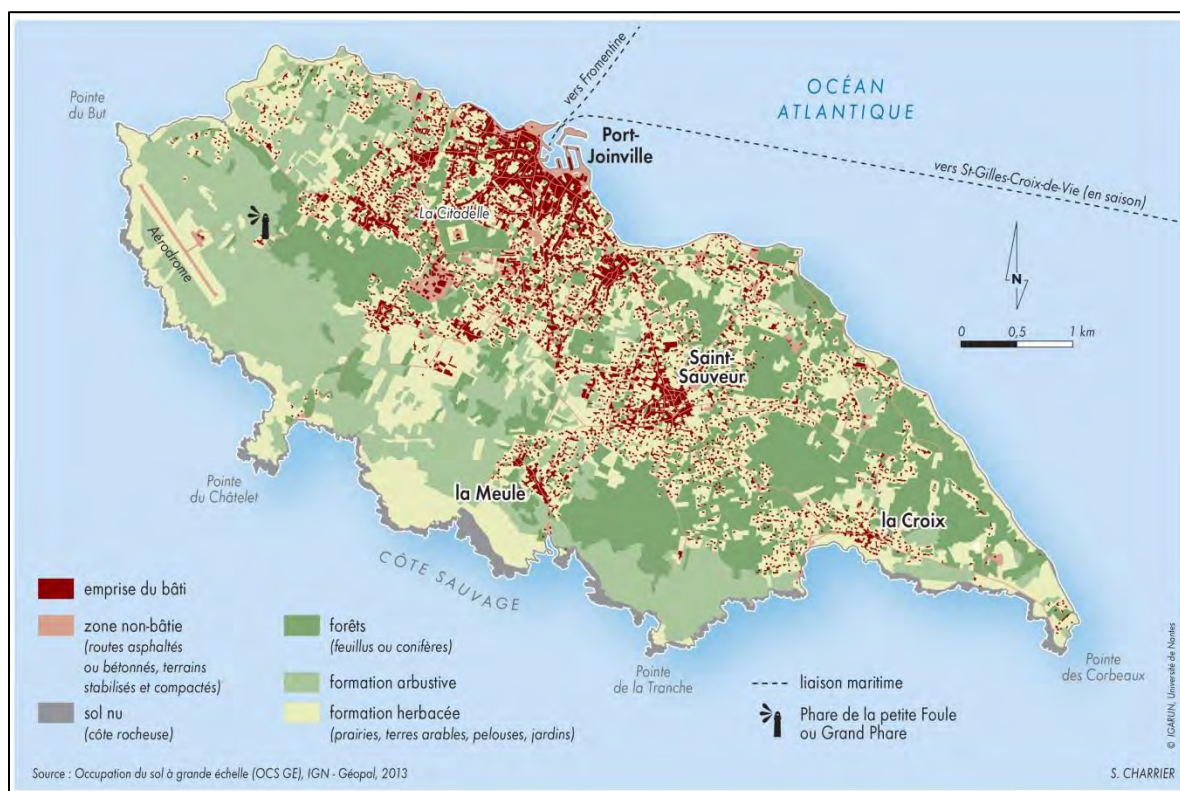


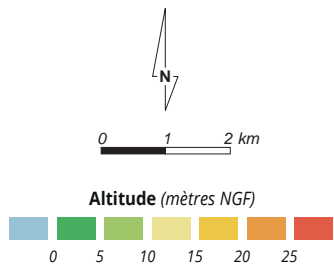
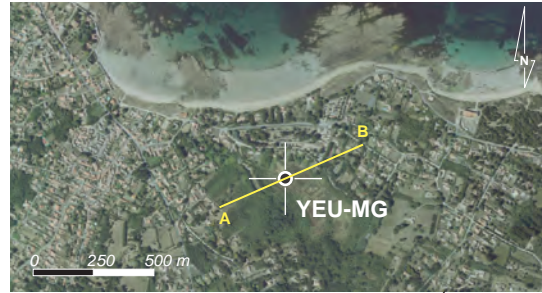
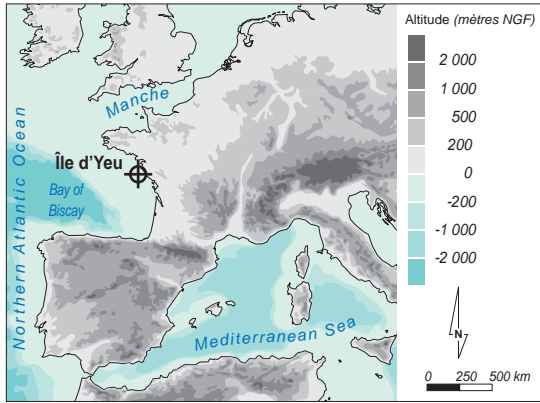
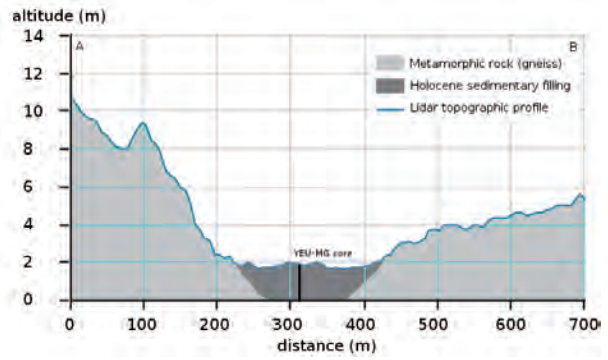
Figure 43 Occupation du sol de l'Île d'Yeu en 2013. Figure extraite de l'article de Charrier (2018), non modifiée.

1.1.1. Paramètres généraux

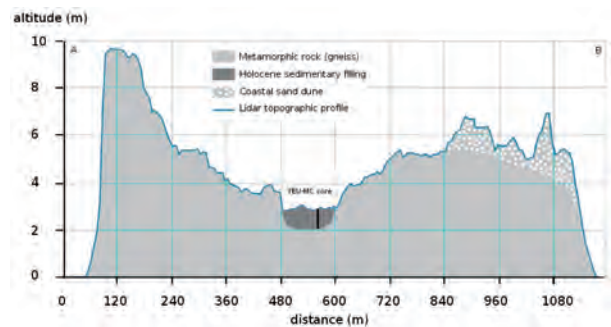
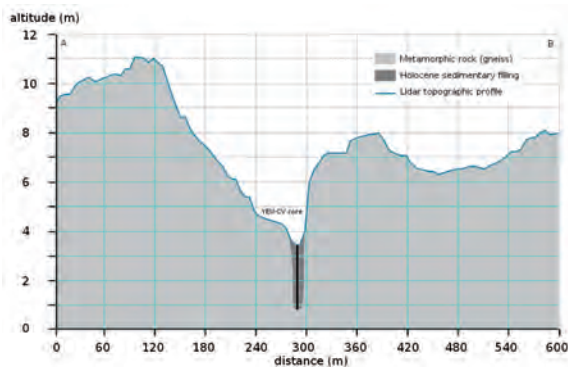
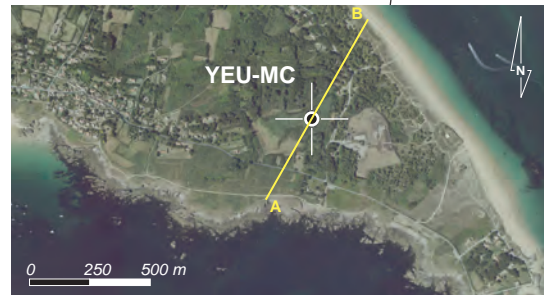
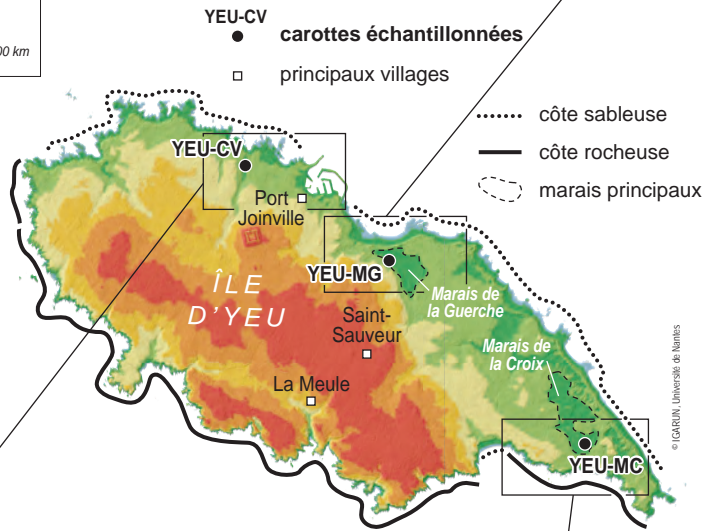
A cause du basculement nord-est de l'Île, la côte sud-ouest est majoritairement bordée de hautes falaises s'élevant de sept à vingt-trois mètres d'altitude, sujettes à une forte érosion marine. Au contraire, beaucoup de plages sableuses prédominent le long de la côte nord-est protégée. Le LIDAR 2011 de l'IGN (Figure 44) nous montre que l'île peut être divisée en deux sections. Une plaine sous dix mètres NGF est identifiable à l'est et au nord-est de l'île avec les principales plages sableuses et marais, incluant les trois stations étudiées. Un plateau au-dessus de 10-15 mètres NGF couvre toutes les terres O-SO (Cariou et al., 2018; Pitra et al., 2008). Son point culminant s'élève à 32m NGF près du centre de l'île.

La première station carottée est le marais de la Guerche. Il forme un petit bassin qui pouvait anciennement être connecté à la mer par un exutoire au nord-ouest. Cet environnement sableux est constitué d'une plage avec quelques maisons, routes et végétations entre le trait de côte et le marais. Le marais est composé d'un comblement sédimentaire holocène de trois ou quatre mètres d'épaisseur dans une ancienne vallée taillée dans des roches métamorphiques de types gneiss. Le profil montre la localisation de la carotte Yeu-MG. La deuxième station étudiée est un ancien lit de rivière nommée la Coulée Verte. Cette paléorivière, carottée approximativement à 150 mètres du trait de côte, mène à une petite baie sableuse entourée de rochers. Le profil présente cette vallée étroite sculptée dans des roches de type gneiss. Son matériel sédimentaire pouvait atteindre quatre mètres d'épaisseur. La dernière station carottée est le marais de la Croix, situé au sud-est de l'Île d'Yeu, à 300 mètres de la côte rocheuse australe et des plages sableuses septentrionales. Le profil, allant de la côte sud jusqu'à celle du nord sur un kilomètre montre la forme générale de l'île. Elle penche vers le nord avec une légère dépression en son centre sculptée dans le gneiss. Le profil croise une ancienne vallée légèrement incisée dans le substrat rocheux. Il présente également les dunes sableuses couvrant la côte nord, expliquant le comblement sédimentaire des exutoires des petites vallées et le développement en arrière des marais.

Figure 44 Présentation des trois marais carottés sur l'Île d'Yeu.



Sources : IGN BD ORTHO (2013), IGN LIDAR topography (2011)



1.1.2. Intérêt pour l'étude des périodes tempétueuses holocènes

Pour cette étude, nous avons choisi trois marais près de la côte nord de l'île qui n'ont pas été impactés avant le XIX^e siècle. Ces choix ont été guidés par la nature peu perturbée de leurs environnements (Pottier and Robin, 1997). Comme nous l'avons vu, l'urbanisation récente de cette île nous permet d'être sûrs que seuls les quelques premiers centimètres des carottes pourraient avoir été perturbés par l'activité anthropique. L'étude a été conduite sur l'île d'Yeu car cette île est exposée aux submersions marines (Feuillet et al., 2012). Elle semble être un terrain pertinent pour obtenir des traces passées de périodes de forts impacts tempétueux le long de la côte atlantique européenne. Ces événements proviennent majoritairement de l'océan pendant l'hiver. Zappa et al. (2013) a montré que le nombre et la vitesse du vent de ces événements hivernaux violents dans l'Europe ont augmenté depuis plusieurs décennies. Selon le SHOM, le terrain étudié est situé dans un espace possédant un régime de marée semi diurne, avec les plus hautes amplitudes allant de 5,5 à 6 mètres.

Le long de la côte atlantique, l'augmentation du niveau marin s'est ralentie depuis la dernière transgression marine, terminée vers 7500 cal y BP. Dans le secteur de l'île d'Yeu, ce point d'inflexion notable est observé dans les courbes de niveau marin. Les données s'établissent autour de 2.6 mm par an de hausse avant, et de 0.8 mm par an après. Elles témoignent d'une relative stabilisation du trait de côte (Goslin et al., 2015; Stéphan and Goslin, 2014).

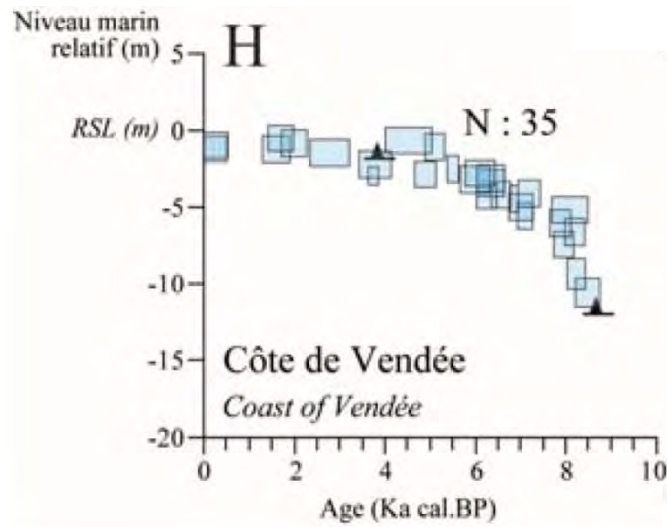


Figure 45 Elévation holocène du niveau marin relatif de la côte vendéenne à partir de 35 points.
Figure extraite de Stéphan and Goslin (2014), non modifiée.

La Figure 45 issue des travaux de synthèse de Stéphan and Goslin (2014) expose ces résultats à partir d'une reconstruction du niveau marin établie selon 35 points. Nous avons sélectionné ces travaux comme référence car ils correspondent aux travaux les plus récents effectués à ce sujet dans la zone d'étude. L'Île d'Yeu étant en plein centre de la côte vendéenne, la courbe estimée est alors applicable à ce terrain spécifique. Elle confirme ce point d'inflexion évalué vers 7500 cal y BP. La relative stabilisation récente est parfaitement identifiable avec une courbe droite sur les derniers millénaires. Le changement de ces dynamiques peut alors être estimé autour de 7500 cal y BP, où le niveau marin était à environ cinq mètres de l'actuel. Au-delà de cette période (pré-7500), l'augmentation est bien plus rapide, témoignant d'un trait de côte passé bien plus loin du niveau actuel au cours des précédents millénaires. Ce dernier s'établit jusqu'à près de -10m vers 9000 cal y BP. Au-delà de 7500 cal y BP, toutes les conclusions tirées sur les impacts tempétueux détectés sont donc des hypothèses peu probables à la vue de cette reproduction de l'évolution du niveau marin. Nous pensons que cette zone d'étude est idéale pour la détection de temps de forts impacts tempétueux depuis le début de la période « *Atlantique* ». Les conclusions tirées sur ces phases d'augmentation d'impacts tempétueux seraient alors très probables au moins jusqu'à 7500 cal y BP. Avec cette stabilisation, l'impact d'un dérangement potentiel induit par l'évolution relative du niveau marin sur l'observation des signaux tempétueux est minime.

1.2. Méthodologie appliquée

1.2.1. Prélèvements et analyses sédimentologiques

Les sédiments ont été prélevés grâce à un carottier à percussion motorisé « *vibracore* » Eijkelkamp ©. Les carottes ont des dimensions de cinquante millimètres de diamètre et d'un mètre de long. Plusieurs sections mises bout à bout ont permis d'obtenir des profondeurs totales de 250 centimètres dans le marais de la Guerche (MG), de 300 centimètres dans la Coulée Verte (CV), et de 180 centimètres dans le marais de la Croix (MC). La position des carottes a été étudiée à l'aide d'un Differential Global Positioning System (DGPS) Trimble ©. Les stations de prélèvement ont été reliées à des références de l'Institut National de l'information Géographique et forestière (IGN), et nivelées avec les repères de l'IGN (NGF IGN69). La compaction des carottes a été mesurée sur le terrain et prise en compte dans le positionnement vertical des échantillons. Les potentielles sources d'erreurs d'altitude ont été considérées en détail grâce à Shennan, 1986a et 1986b. L'erreur globale d'altitude est estimée à $\pm 0.14\text{m}$, dont un potentiel

0.02m dans la mesure de la position stratigraphique de l'échantillon, et un potentiel 0.12m due au niveau de la référence. Concernant la CV, la carotte a été prélevée à l'aval de la paléorivière, à proximité de l'ancien estuaire pour pouvoir obtenir le plus de traces d'évènements possibles. Dans le MG, nous avons aussi essayé de nous rapprocher le plus du trait de côte, tout en laissant un espace certain avec les récentes maisons bâties sur le cordon dunaire. Enfin, l'espace étant peu anthropisé dans le MC, nous avons effectué notre prélèvement au centre de ce marais (Figure 44).

Les carottes sédimentaires ont été échantillonnées tous les centimètres pour pouvoir obtenir une haute précision au cours des analyses sédimentologiques. Les échantillons ont ensuite été séchés dans une étuve entre 35 et 40°C. Une fois préparés, les échantillons ont été brûlés à 500°C dans un four à mouffles de dix litres durant quatre heures, pour estimer la proportion de matière organique perdue par méthode de perte au feu (Santisteban et al., 2004). La taille des grains a été mesurée avec un granulomètre laser de type Malvern Mastersizer 2000 ©, après une défloculation par solution à l'héxaméthaphosphate de sodium (5%). Pour chacune des carottes sédimentaires, les signaux géochimiques de plusieurs éléments majeurs retenus ont été estimés au XRF Avaatech ©. La radioactivité des éléments a été normalisée par la radioactivité totale (cps : coups par seconde) (Bouchard et al., 2011; Martin et al., 2014). Selon plusieurs références bibliographiques utilisant ce type d'analyse (Bozzano et al., 2002; Chagué-Goff et al., 2012, 2017; Das et al., 2013; Degeai et al., 2015; Naquin et al., 2014), nous avons retenu plusieurs types d'éléments pour formuler notre analyse sédimentologique. Deux éléments prouvés comme marins (Ca et Sr), deux éléments mixtes (Si, à tendance plutôt marine et Zn, à tendance plutôt continentale) et deux éléments majoritairement continentaux (Fe et Ti) ont été étudiés.

1.2.2. Datation des organismes morts au ^{14}C et création du modèle âge/profondeur

Onze échantillons ont été datés au Gliwice Radiocarbon Laboratory Center de l'Université des technologies polonaise de Gliwice, par la technique Accelerator Mass Spectrometry (AMS). Les échantillons contenant une forte proportion de MO (tourbes ou sédiments organiques) ont été sélectionnés à partir des pourcentages extraits de la perte au feu. Une coquille complète de *Bittium reticulatum* a également été trouvée dans un des faciès sableux du marais de la Guerche. Les échantillons organiques ont été sujets à une préparation standard selon la méthode de Piotrowska, 2013. La graphitisation a été établie dans un système de graphitisation automatisé

AGE-3 (Wacker et al., 2010). La détermination du contenu de ^{14}C a été extraite dans le laboratoire AMS Direct de Seattle, aux Etats-Unis d'Amérique (USA) (Zoppi, 2010).

Les âges de radiocarbone ont été calibrés en utilisant la courbe IntCal13 (Reimer et al., 2013), ou la courbe NH1 (Hua et al., 2013), excepté pour l'échantillon coquillier. Pour ce dernier, la courbe Marine13 a été utilisée et l'effet de réservoir local de -12 ± 38 années a été ajouté, moyennant les cinq données proches disponibles des points de la base de données de correction marine²⁴. Les résultats ont été introduits dans le logiciel OxCal v.4.2.4 (Bronk Ramsey, 2009). Les algorithmes *P_Sequence* (Bronk Ramsey, 2008) ont été utilisés pour obtenir les relations âge-profondeur pour les trois carottes prélevées. L'année de prélèvement 2015 AD a été incluse pour la profondeur zéro centimètre, et les modèles ont été extrapolés pour atteindre les profondeurs des 194 centimètres dans le MG, des 279 centimètres dans la CV, et des 97 centimètres dans le MC, selon les grandes variations stratigraphiques obtenues à partir de l'analyse du grain moyen. Pour la carotte la plus datée du MG, nous avons introduit les frontières lithologiques à 13, 55 et 155 centimètres. Les autres frontières lithologiques principales des trois carottes sont représentées par des échantillons datés.

1.2.3. Comparaison avec les données bibliographiques scientifiques

Après analyse de la stratigraphie générale des trois marais, l'identification et la datation des couches marines grâce aux différents indicateurs sédimentologiques est effectuée. L'hypothèse d'un évènement à forts impacts tempétueux sur l'île d'Yeu est confirmée par l'analyse de sources scientifiques. Nous considérons tous les travaux déjà effectués le long de la côte atlantique européenne. Si nous identifions des périodes similaires tempétueuses dans d'autres travaux scientifiques publiées, nous confirmerons alors nos hypothèses d'YSP (Yeu Stormy Period). Comme l'Île d'Yeu se trouve au centre de la côte atlantique européenne, elle est soumise à diverses trajectoires de tempêtes atlantiques. Nous mettrons ensuite en lumière les différentes chronologies tempétueuses sédimentologiques établies, en distinguant le nord, centre et sud de cette façade océanique. L'analyse bibliographique servira enfin à détecter ces EASE (European Atlantic Stormy Event). Ils seront comparés avec les grandes phases de variation climatique de l'atlantique nord.

²⁴ <http://calib.qub.ac.uk/marine/>, basés sur les travaux de Tisnérat-Laborde et al., 2010.

1.3. Résultats et interprétation : Détection des incursions marines holocènes

1.3.1. Résultats de la datation au ^{14}C

Selon les modèles utilisés par le GADAM, les indices de conformité totaux atteignent pour les trois séquences 93% (MG), 87% (CV) et 98% (MC). Chaque échantillon propose une marge d'erreur de moins de 50 années (Tableau 6), confirmant la bonne performance du modèle. Aucune erreur de datation n'est recensée par le GADAM. Le manque d'échantillons pour le MC témoigne d'une incertitude du modèle plus importante, tout comme le cœur de la carotte de la CV. Cependant, les âges ont tout de même pu être calculés avec une amplitude à 68% pour chaque centimètre des trois carottes. Cette amplitude est acceptable selon le GADAM pour des sédiments datant de plusieurs millénaires. Elles montrent cependant légèrement plus de difficulté au centre de la carotte CV et à la base de la carotte MC, où les incertitudes sont plus amples (Figure 46). Les trois transitions lithostratigraphiques ajoutées dans le modèle pour la carotte YEU-MG sont en adéquation avec les datations sur et sus-jacentes évaluées. Avec leurs très faibles incertitudes, elles permettent d'évaluer précisément les différences de dynamiques sédimentologiques selon le type de sédiment. Pour chacun des centimètres des trois carottes, un âge²⁵ a été évalué par le modèle âge/profondeur mis en place avec l'aide du GADAM.

Dans l'ensemble, les résultats sont caractérisés par le GADAM comme « *très satisfaisants* » pour le modèle du MG, et de « *satisfaisants* » pour les modèles de la CV et du MC. Ils nous permettent d'obtenir une information précise sur la période où le changement environnemental a été enregistré dans les sédiments. Pour avoir une précision parfaite, deux échantillons supplémentaires auraient pu être analysés près du centimètre 150 de la carotte de la CV et près du centimètre 75 de la carotte du MC. La marge d'erreur du MC et de la CV aurait été réduite au niveau de celle du MG. Les résultats restent cependant tout à fait convenables en l'état selon le GADAM. Le rapport qualité/prix pour l'amélioration de ces deux modèles n'était pas assez intéressant en rajoutant ces deux datations.

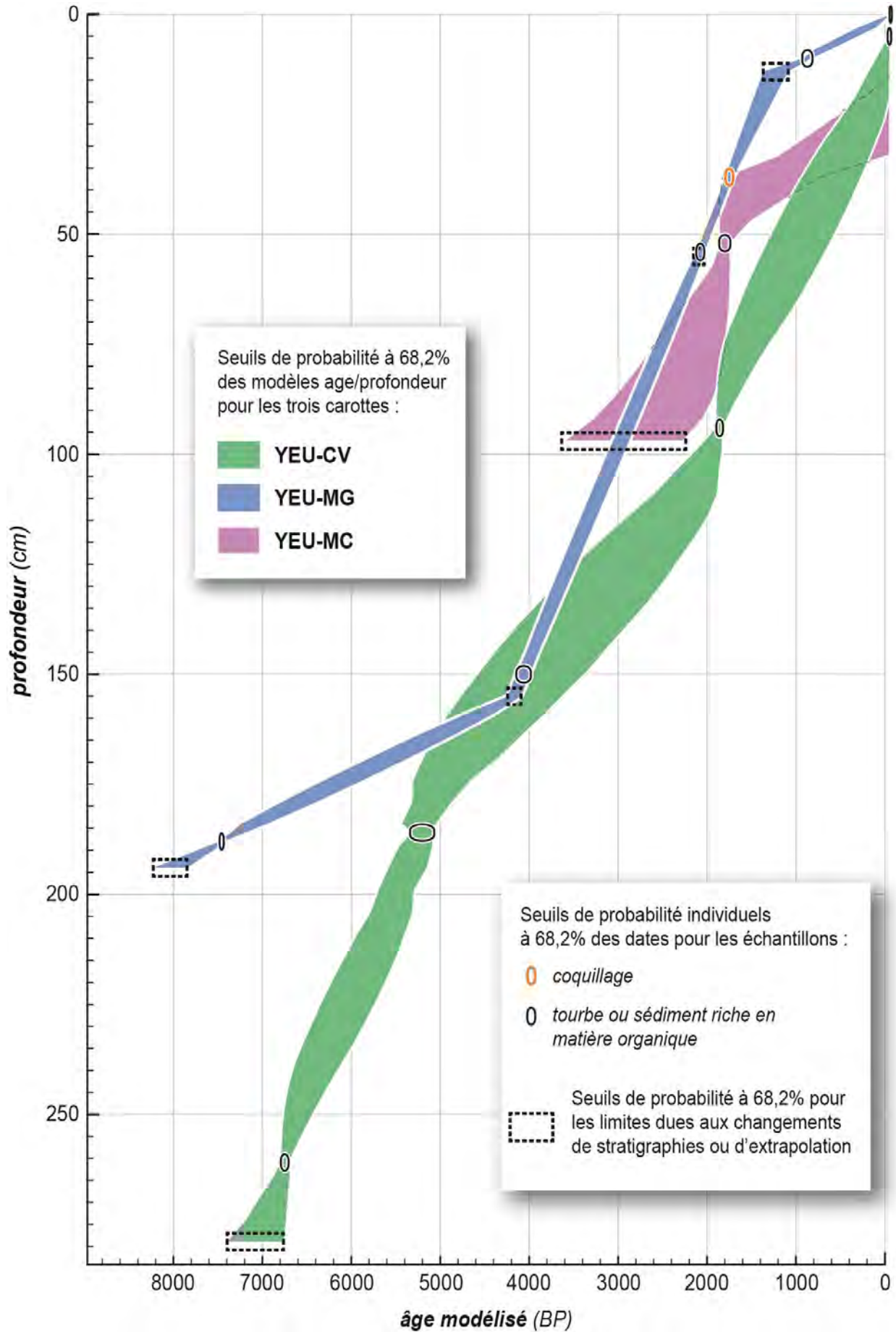
²⁵ Âge calibré « *before présent* », où le présent correspond à 1950 AD, cet âge est appelé « *cal y BP* » tout au long du manuscrit pour chaque centimètre estimé par les datations AMS au ^{14}C .

Chapitre 4 : La détection de périodes à forts impacts tempétueux holocènes

Tableau 6 Détail des échantillons, résultats de la datation AMS du ¹⁴C et calibration pour l'Île d'Yeu.

Lab. ID	Nom de l'échantillon/profondeur	Type d'échantillon	Age BP/pMC (pMC = percent modern carbon)	Age calibré
GdA-4719	YEU-MG-A/10 cm	tourbe	950 ± 30 BP	68.2% probability 920 BP (18.1%) 900 BP 870 BP (37.6%) 825 BP 815 BP (12.6%) 800 BP 95.4% probability 925 BP (95.4%) 795 BP
GdA-4720	YEU-MG-B/37 cm	coquille marine (<i>Bitium reticulatum</i>)	2190 ± 25 BP	68.2% probability 1860 BP (68.2%) 1735 BP 95.4% probability 1920 BP (95.4%) 1680 BP
GdA-4721	YEU-MG-C/54 cm	tourbe	2080 ± 30 BP	68.2% probability 2105 BP (16.3%) 2085 BP 2065 BP (51.9%) 2000 BP 95.4% probability 2140 BP (94.5%) 1990 BP 1960 BP (0.9%) 1950 BP
GdA-4722	YEU-MG-D/150 cm	tourbe	3725 ± 35 BP	68.2% probability 4145 BP (17.7%) 4120 BP 4100 BP (16.8%) 4070 BP 4045 BP (33.6%) 3990 BP 95.4% probability 4225 BP (2.0%) 4205 BP 4160 BP (93.4%) 3975 BP
GdA-4723	YEU-MG-E/188 cm	sédiment riche en matière organique	6570 ± 25 BP	68.2% probability 7480 BP (68.2%) 7435 BP 95.4% probability 7555 BP (3.2%) 7545 BP 7510 BP (92.2%) 7430 BP
GdA-4724	YEU-MC-A/14 cm	tourbe	106.28 ± 0.38 pMC	68.2% probability 2005.2 AD (68.2%) 2007.7 AD 95.4% probability 1956.8 AD (1.9%) 1957.2 AD 2004.8 AD (93.5%)
GdA-4725	YEU-MC-B/52 cm	sédiment riche en matière organique	1865 ± 25 BP	68.2% probability 1865 BP (15.5%) 1845 BP 1830 BP (39.7%) 1780 BP 1760 BP (13.1%) 1740 BP 95.4% probability 1870 BP (95.4%) 1730 BP
GdA-4726	YEU-CV-A/5 cm	humus	111.08 ± 0.43 pMC	68.2% probability 1995.9 AD (68.2%) 1998.1 AD 95.4% probability 1957.3 AD (3.7%) 1958 AD 1995.2 AD (91.7%) 1999.1 AD
GdA-4727	YEU-CV-B/94 cm	sédiment riche en matière organique	1925 ± 20 BP	68.2% probability 1895 BP (50.6%) 1865 BP 1845 BP (17.6%) 1830 BP 95.4% probability 1925 BP (5.9%) 1910 BP 1900 BP (89.5%) 1825 BP
GdA-4728	YEU-CV-C/186 cm	sédiment riche en matière organique	4580 ± 25 BP	68.2% probability 5435 BP (7.3%) 5423 BP 5320 BP (57.2%) 5289 BP 5155 BP (3.7%) 5146 BP 95.4% probability 5445 BP (12.3%) 5415 BP 5325 BP (63.4%) 5280 BP 5165 BP (10.8%) 5135 BP 5110 BP (8.8%) 5075 BP
GdA-4729	YEU-CV-D/261 cm	sédiment riche en matière organique	5930 ± 30 BP	68.2% probability 6790 BP (66.4%) 6720 BP 6701 BP (1.8%) 6698 BP 95.4% probability 6845 BP (6.5%) 6815 BP 6800 BP (88.9%) 6670 BP

Figure 46 Datations et modèle d'âge/profondeur des trois carottes prélevées à l'Île d'Yeu.



1.3.2. Lithostratigraphie des trois marais de l'île d'Yeu

1.3.2.1. La Coulée Verte

La base de la carotte de la Coulée Verte (YEU-CV) est datée après 7280 ± 250 cal y BP (275 cm) (Figure 47, présentée à la fin de la section 1.3.2). Cette paléorivière a fonctionné comme rivière jusqu'à 6400 - 6200 cal y BP (245 cm). Les tailles de grains montrent des grains sableux plus grossiers que ceux actuels, avec des taux de sables atteignant une moyenne de 50%. Les deux types d'éléments géochimiques marins et continentaux montrent des valeurs importantes. La rivière était en connexion directe avec l'océan (fortes valeurs de Ca et Sr, voire de Si), tout en déplaçant des sédiments continentaux (fortes valeurs de Fe et Ti). Deux événements ou séries d'événements impactants principaux peuvent être identifiés dans cet environnement entre 6650 et 6510 cal y BP et près de 7000 cal y BP. Cet ancien système de rivière a formé un delta estuarien dominé par la marée jusqu'à environ 6400 - 6200 cal y BP (A).

La rivière s'est ensuite progressivement comblée à son aval (B) à partir de cette période jusqu'à 3500 - 3200 cal y BP (cm. 133 à 137). Cette section de comblement (cm 245 à 133) montre une décroissance graduelle de la taille des grains et des éléments marins. Ils s'opposent à une augmentation de la MO et des éléments continentaux. Cette différence témoigne de la charge sédimentaire moins lourde dont la rivière a pu charrier durant cette période, et de l'isolement progressif de l'ancienne paléorivière face à la mer. Le dépôt continental est alors plus conséquent, contrairement à celui océanique qui s'affaiblit. Ce faciès est interrompu par un événement majeur daté en 5302 ± 100 cal y BP (183 cm), apportant notamment un caillou de trois centimètres de diamètre. L'accélération du comblement de cette rivière s'est effectuée après un autre événement important. Il a achevé la séparation définitive entre la paléorivière et l'océan, entre 3500 et 3200 cal y BP.

Depuis cette période (C), le système fonctionne aujourd'hui comme un marais isolé de l'océan. Les proportions de MO sont plus importantes (au moins 40%) et le type de sédiment moyen est silto-vaseux, d'origine continental. Des valeurs légèrement plus importantes de Zn, Fe et Ti sont observables, contrairement à la légère décroissance de Ca, Sr et Si. Une dernière perturbation est enregistrée dans un horizon récent près du centimètre 100 (aux alentours de 0 cal y BP). Le taux de MO augmente de 40 à 60% jusqu'au centimètre 80, où il est interrompu par une incursion sableuse estimée à 1590 ± 120 cal y BP. Cette dernière incursion rétablit l'environnement vaseux

similaire à la période 3200 – 2100 cal y BP. Le taux de sédimentation moyen est constant sur l'ensemble de la carotte à environ 0,038 cm/an. Il varie très faiblement selon les différentes couches stratigraphiques observées. Nous demandons au lecteur de la prudence lors de la lecture des schémas cartographiques de reconstruction des changements paléoenvironnementaux présentés dans les trois figures de résultats. Ces reproductions présentent des hypothèses quant à l'évolution paysagère des milieux étudiés, basées sur seulement une carotte par milieu. Une très forte incertitude domine face à ces représentations synthétiques. La multiplication des carottes pourrait confirmer ou infirmer ces hypothèses.

1.3.2.2. Le marais de la Guerche

La lithostratigraphie du marais de la Guerche (YEU-MG) est principalement composée de tourbe d'origine continentale, puis d'un environnement plus dynamique jusqu'à sa base au centimètre 200 (Figure 48, présentée à la fin de la section 1.3.2). La section tourbeuse principale (cm 0 à 170) forme un environnement fermé par rapport à la mer (B). On y relève de faibles valeurs de Sr, Ca et de forts Fe et Ti. Elle permet la détection de plusieurs couches allochtones sableuses jusqu'à sa base au centimètre 170, où une perturbation majeure est estimée à 5370 ± 140 cal y BP. La perturbation est identifiée avec des pics de Si, Ca Sr et une chute du Fe. Le taux de MO passe de 10 à 80%, et marque la transition entre les deux types d'environnements. Ainsi, le passé de ce marais était bien plus énergétique, avec un grain plus grossier et des taux de MO plus faibles qu'aux premiers 170 centimètres. Nous supposons que la lagune était toujours connectée à la mer (A). Les sédiments déposés avaient alors une origine mixte : tant marins que continentaux. Cette section A observée à la base de la carotte montre une forte variation de taille de grain et de géochimie près la base rocheuse estimée à 8000 ± 145 cal y BP. Depuis (170 à 0 cm), le marais, pouvant potentiellement être une ancienne lagune, est isolée du continent (section B).

Le principal faciès tourbeux de cette section B est interrompue par plusieurs autres incursions sableuses allochtones (3500 – 3300 y cal BP, 2800 – 2300 y cal BP, 2100 – 1940 y cal BP et 590 ± 70 y cal BP). La principale perturbation témoigne d'un évènement violent qui semble avoir fortement impacté le MG. Une couche sableuse marine est détectée entre les centimètres 10 et 51. Le taux de sédimentation moyen de 0,05 cm/an pour cette couche sableuse, tandis qu'il est de 0,026 cm/an pour le reste de la carotte. L'occurrence marine est confirmée par la présence de *Bittium reticulatum*, daté à 1800 ± 40 cal y BP au centimètre 37, et les fortes valeurs de Ca, Si et

Sr. Le contact marqué entre la tourbe sous-jacente et la couche marine prouve la soudaineté de l'évènement. Cet apport a été produit par deux accroissements consécutifs de sables, augmentant le grain moyen, et une chute de la MO. L'essor de ces deux progressions successives est estimé à 2070 ± 45 et à 1940 ± 45 cal y BP. Par ailleurs, une série d'évènements perturbant a également été enregistrée entre les centimètres 70 et 82 ($2800 - 2300$ y cal BP), où un fort grain moyen et de fortes variations de MO et d'éléments géochimiques sont observés. Enfin, deux dernières périodes faiblement impactantées sont aussi identifiées près des centimètres 10 (590 ± 70 y cal BP) et 120 ($3500 - 3300$ y cal BP). Nous remarquons un pic de granulométrie pour la première, et une chute de l'OM, une augmentation du taux de sables et un pic de Sr pour la seconde.

1.3.2.3. Le marais de la Croix

La carotte du marais de la Croix (YEU-MC) montre des signaux marins moins intenses à cause de sa distance plus éloignée du trait de côte (Figure 49, présentée à la fin de la section 1.3.2). Les impacts de submersions détectés sont moins importants que ceux des deux autres stations. Cette carotte est aussi plus courte que les deux autres, avec une base estimée à 3000 ± 230 cal y BP près du centimètre 100. À sa base, l'environnement est énergétique. Le taux de sédimentation moyen entre 0 et 58cm est de 0,04 cm/an, avec des sédiments grossiers et des taux de MO faibles (10 à 20%). La variation géochimique est légère jusqu'au centimètre 55. Plusieurs périodes tempétueuses peuvent être détectées dans sa section sous-jacente avec des accroissements de taille de grains et des variations brutales de MO nombreux. Un évènement important a perturbé le milieu vers 2100 ± 170 jusqu'en 1950 ± 120 cal y BP (50-55 cm). L'incertitude est plus importante à cause de la marge d'erreur plus ample. Après cette période tempétueuse, l'environnement a changé. Le marais est moins énergétique, avec un taux de sédimentation moyen entre de 0,028 cm/an 58 et 0cm. Il est marqué par un accroissement important de l'OM (30 à 50%), de Zn et de Fe et une chute importante de la taille des grains, de Si et Sr jusqu'au haut de la carotte.

Le marais s'est probablement également isolé de l'océan après plusieurs phases de forte accumulation sableuses successives, à l'image du cas de la Guerche. Un faciès de dépôts plus grossiers est visible à la base de la section A, où les éléments marins sont plus importants contrairement à ceux continentaux plus faibles. Un second horizon superficiel (B) présente des sédiments plus fins et des taux de MO plus élevés. Cette section superficielle est cependant

interrompue par un dernier évènement potentiel au centimètre 25, daté à 550 ± 250 cal y BP. Il montre des taux de MO atteignant 15-20% et un accroissement important des grains les plus grossiers (de 5 à 50% de sable). Une légère croissance de Ca, Sr et Si est aussi identifiable, alors que le taux de Zn chute. Un signal géochimique d'impacts tempétueux est aussi détecté dans la section haute de la carotte (près du cm.8), correspondant à une date post-2010. Cependant, la faible précision de la datation au ^{14}C dans les horizons superficiels ne permet par une datation récente précise de ce potentiel EE

1.3.3. Les évènements holocènes recensés dans les études préexistantes

Nous souhaitons nous assurer que les périodes d'incursions marines estimées à l'Île d'Yeu soient bien liées à des phases holocènes de hausse de l'activité tempétueuse. Nous avons recensé le maximum d'évènements similaires apparus en Europe de l'ouest au cours des périodes datées par le ^{14}C . Nous avons recensé près de 65 comparaisons bibliographiques provenant de divers travaux scientifiques pour l'ensemble des incursions marines détectées à l'Île d'Yeu. Nous avons essayé de prendre le maximum de publication parues avant 2017, date de réalisation de cette étude. Dans l'ensemble, le nombre de sources comparables décroît selon l'ancienneté du faciès, car peu d'analyses sédimentologiques européennes remontent jusqu'au moyen ou à l'*early-Holocene*. À partir de 5000 cal y BP, nous recensons au maximum trois concordances bibliographiques par évènement. L'incertitude dans la caractérisation de ces périodes est alors plus ample. Néanmoins, ce travail peut contribuer à apporter de nouvelles informations sur une phase de forte activité tempétueuse passée encore méconnue aujourd'hui. Enfin, les périodes d'activité tempétueuses les plus longues, ou présentant l'amplitude de datation la plus importante, présentent logiquement plus de concordances bibliographiques que les autres.

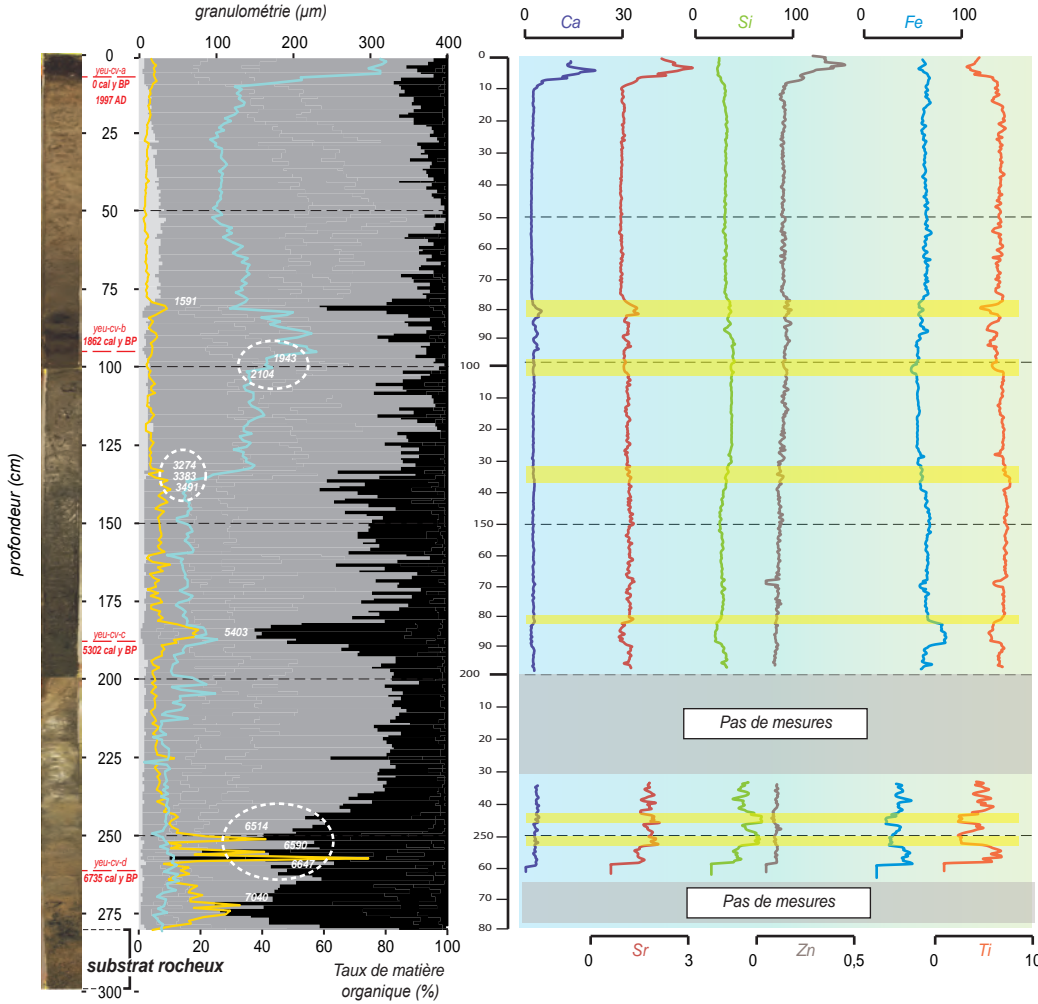
Figure 47 Log de la carotte de la Coulée Verte et interprétation de sa lithostratigraphie.

Figure 48 Log de la carotte du marais de la Guerche et interprétation de sa lithostratigraphie.

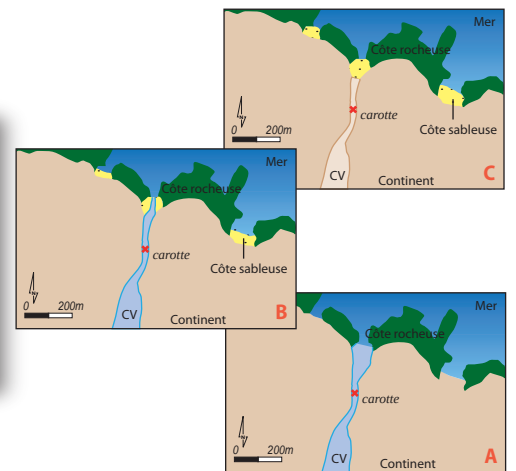
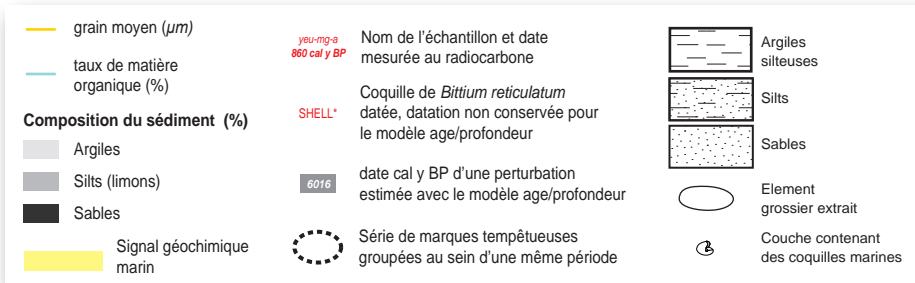
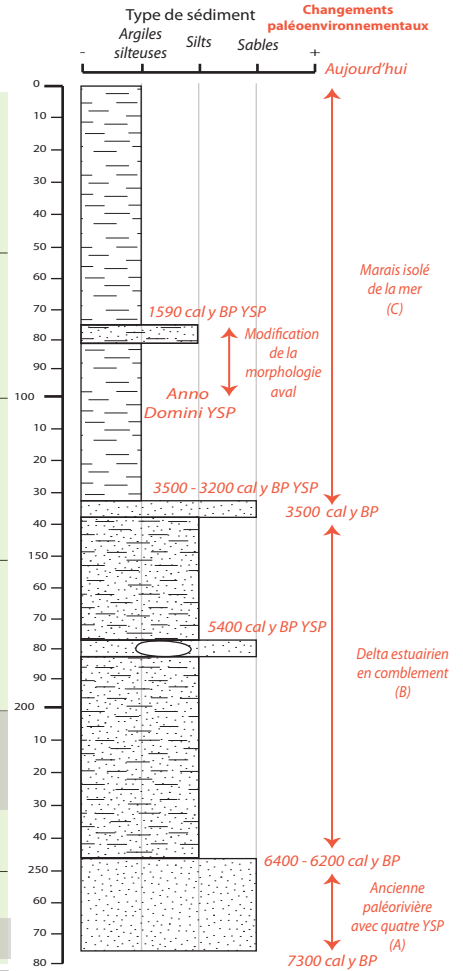
Figure 49 Log de la carotte du marais de la Croix et interprétation de sa lithostratigraphie.

Coulée Verte (YEU-CV)

Données obtenues à partir des analyses sédimentologiques

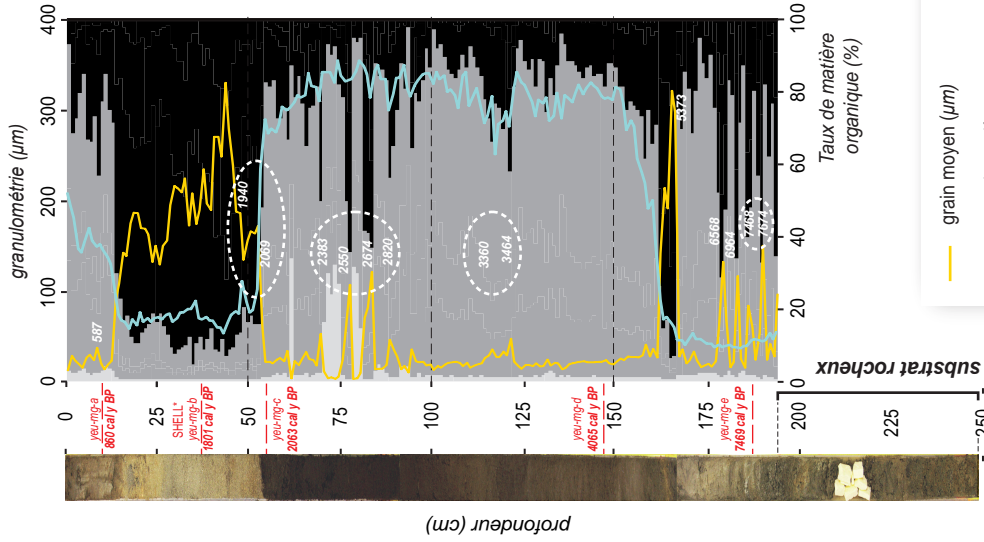


Interprétation de la lithostratigraphie

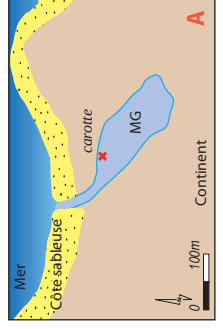
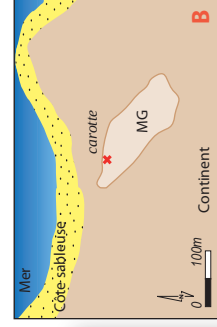
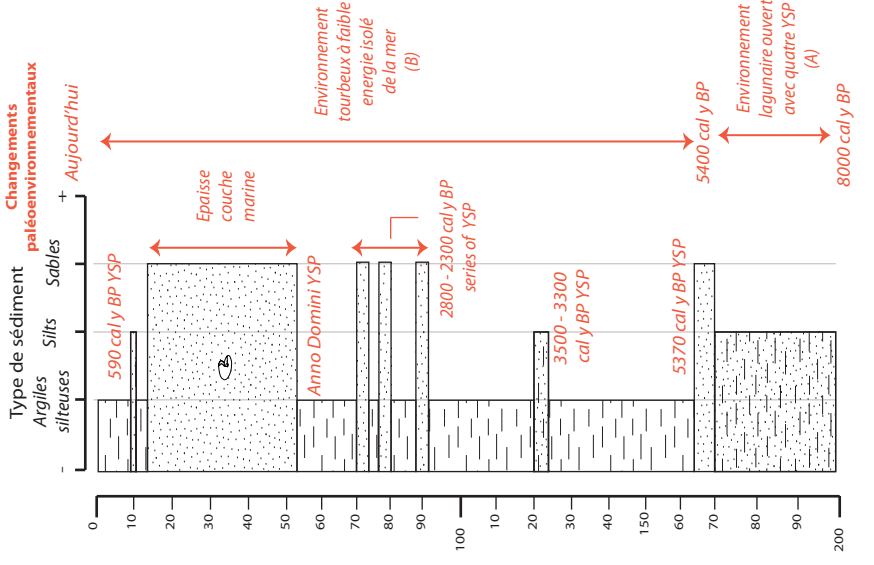


Marais de la Guerche (YEU-MG)

Données obtenues à partir des analyses sédimentologiques



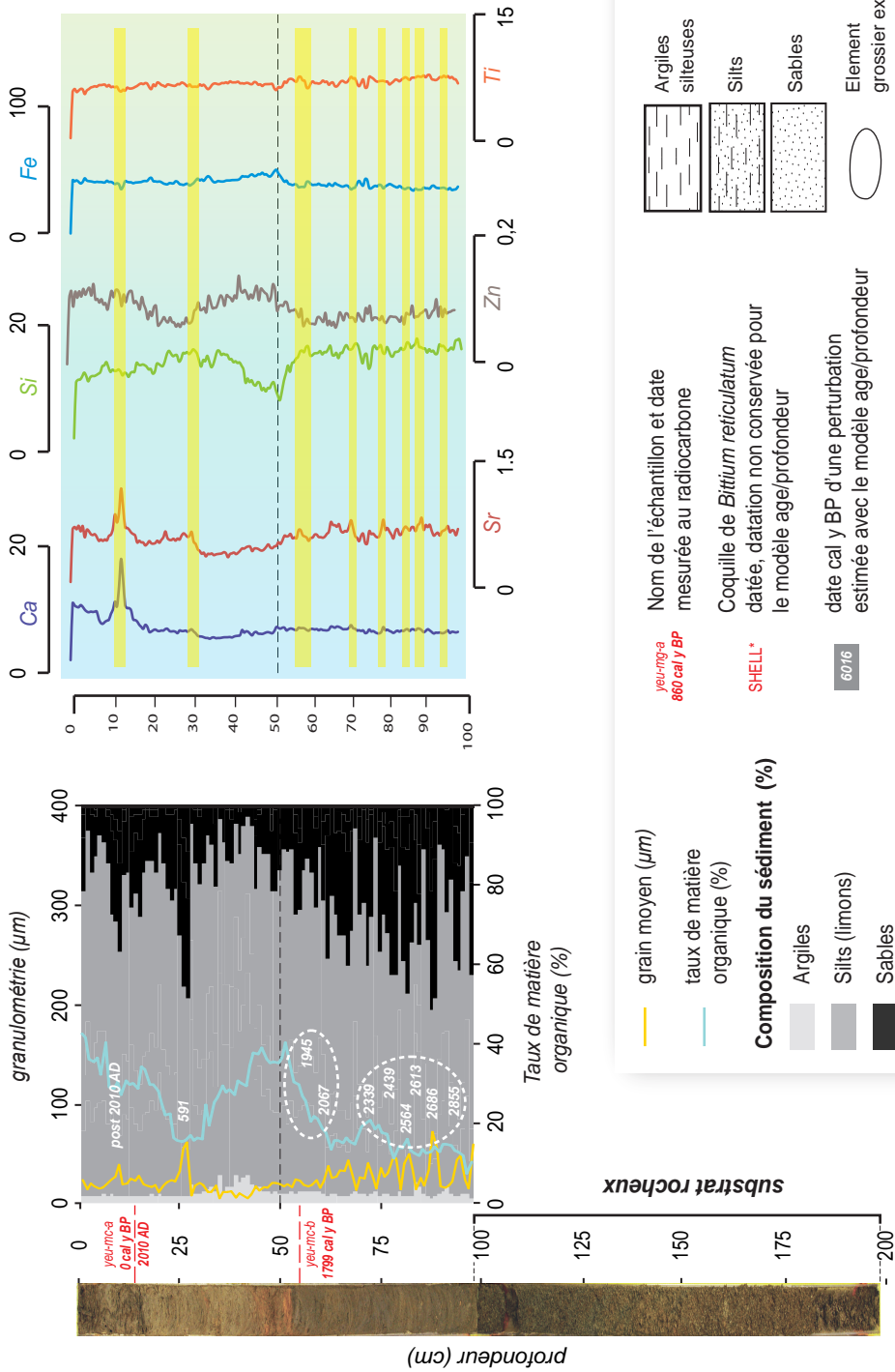
Interprétation de la lithostratigraphie



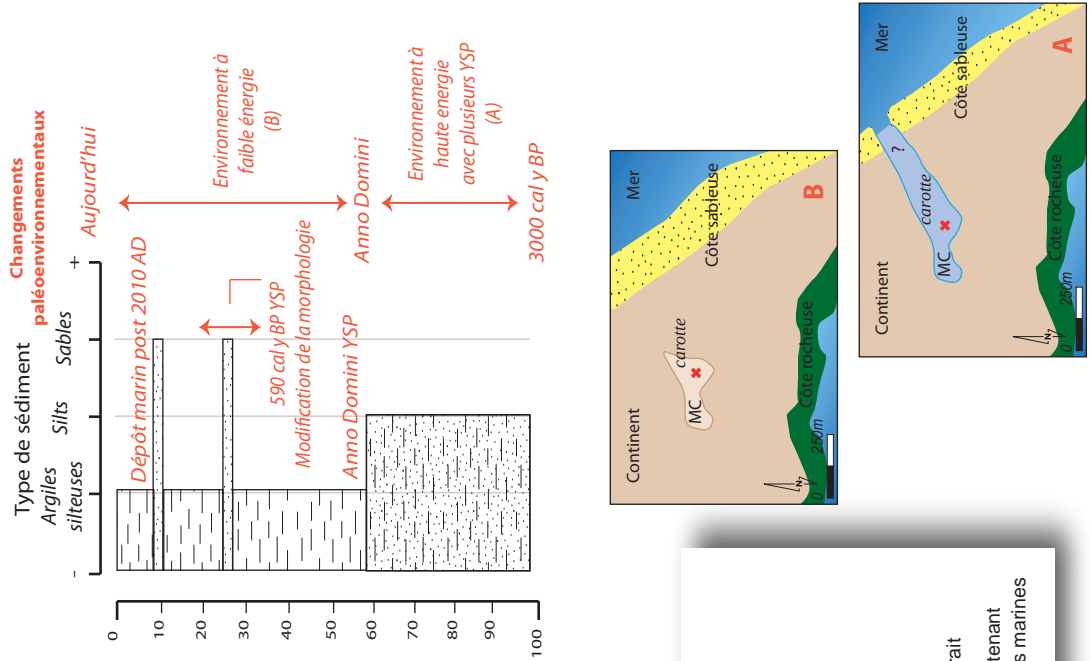
	grain moyen (μm)
	taux de matière organique (%)
	Argiles
	Silts (limons)
	Sables
	Signal géochimique marin
	Nom de l'échantillon et date mesurée au radiocarbone
	Coquille de <i>Bititium reticulatum</i> datée, datation non conservée pour le modèle age/profondeur
	date cal y BP d'une perturbation estimée avec le modèle age/profondeur
	Série de marques tempétueuses groupées au sein d'une même période
	Argiles silteuses
	Silts
	Sables
	Element grossier extrait
	Couche contenant des coquilles marines

Marais de la Croix (YEU-MC)

Données obtenues à partir des analyses sédimentologiques



Interprétation de la lithostratigraphie



1.4. Extraction des Yeu Stormy Periods

Une fois les périodes de forts impacts tempétueux déterminées sédimentologiquement sur l'Île d'Yeu, nous devons nous confronter à la bibliographie pour nous assurer ces hypothèses. Dans un premier temps, nous avons répertorié tous les impacts recensés dans les études paléoenvironnementales côtières de la côte atlantique européenne aux périodes équivalentes aux nôtres. Nous certifions nos neuf évènements appelés YSP (Yeu Stormy Periods, ou Périodes tempétueuses²⁶ de l'Île d'Yeu), distingués dans les trois carottes étudiées (Figure 50).

La période la plus récente recensée est YSPa (Figure 50). Elle a perturbé l'environnement de l'Île d'Yeu de 600 à 550 cal y BP au début du Petit Âge Glaciaire (PAG) (Figure 1). YSPa se corrèle avec une période de fortes tempêtes françaises 721-603 cal y BP (Degeai et al., 2015), durant un évènement à fort « *storminess* » allant de 600 à 300 cal y BP (Sorrel et al., 2012). En Europe du Nord, une détérioration climatique britannique a démarré entre 700 et 550 cal y BP (Devoy et al., 1996; Hansom and Hall, 2009; Oldfield et al., 2010; Wilson et al., 2004). Elle résulte en une large période de mobilisation sableuse (692-504 cal y BP, (Gilbertson et al., 1999), et un pic de « *storminess* » gallois 580-470 cal y BP (Orme et al., 2015). Il y a également une période tempétueuse espagnole 650 cal y BP dans le sud de l'Europe (Dezileau et al., 2016). Aucun impact tempétueux n'a été détecté durant l'Optimum Climatique Médiéval (OCM) (Figure 1).

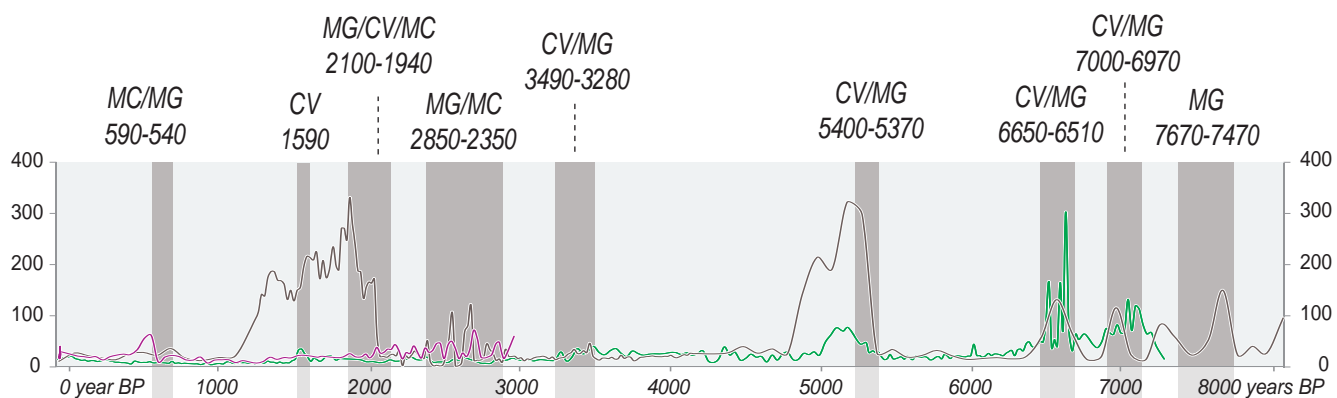
Au début de la période froide climatique “*Medieval Dark Age*” (Figure 1), nous avons extrait un impact tempétueux daté 1590 cal y BP (YSPb; Figure 50). Bao et al. (1999, p. 341) a décrit une brèche de lagune vers 1600 cal y BP à Albufeira au Portugal, démarrant par “*a dramatic opening of the tidal inlet provoked a significant change in the sedimentation regime*”. Cette brèche est survenue lorsqu'une partie du pays endurait “*a transgressive dune building period from strong wind activity with sandy invasion*” selon Clarke and Rendell (2006, p. 352). En France, un évènement tempétueux a été reporté près de 1550 cal y BP (Van Vliet Lanoe et al., 2014a). Il est survenu dans une période d'augmentation d'activité tempétueuse 1950-1050 cal y BP (Sabatier et al., 2012), et plus globalement dans une période de forts « *storminess* » le long de la côte nord-européenne entre 1900 et 1050 cal y BP (Sorrel et al., 2012). Dans d'autres pays, deux pics de « *storminess* » gallois 1560-1550 cal y BP (Orme et al., 2015) et croate 1650-1450 cal y BP

²⁶ Nous rappelons que ces périodes sont dites « *tempétueuses* » car l'aléa tsunami est rare dans la zone d'étude, tandis que les tempêtes avec submersion sont bien plus communes. Cependant, les tsunamis ne sont pas inexistantes, et nous devons rappeler qu'il est possible qu'un tsunami ait aussi pu contribuer à l'observation de dépôts marins.

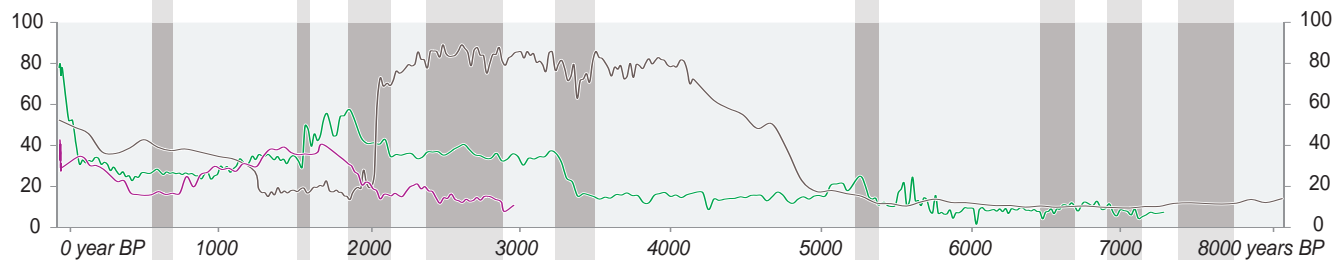
(Kaniewski et al., 2016) sont identifiés. Une période de déplacement sableux important écossais 1530 cal y BP (Gilbertson et al., 1999) durant une période d'érosion 1620-1470 cal y BP est liée à une phase de détérioration climatique (Oldfield et al., 2010). La carotte YEU-CV montre que cette période YSPb a pu être l'élément déclencheur arrêtant la perturbation émise par l'évènement extrême « *nearly- Anno Domini* » YSPc.

Avant ce « *Medieval Dark Age* », la « *Roman Warm Period* » (Optimum Climatique Romain, Figure 1), a été frappée par une période extrêmement impactante. Cette YSPc est datée 2100-1950 cal y BP. Nous l'appellerons l'« *Anno Domini event* » (Figure 50). Elle a fortement perturbé l'Île d'Yeu, en étant détectée à 55cm de profondeur dans YEU-MG et YEU-MC et à 100m de profondeur dans YEU-CV. Elle correspond aux forts accroissements de MO pour YEU-CV et YEU-MC, et au contact très marqué entre le sable grossier (grain moyen de 331 μm) et le faciès tourbeux (22 μm) de YEU-MG. Deux échantillons tourbeux ont été datés avant et après la couche sableuse : 860 cal y BP au cm 8 et 2063 cal y BP au cm 52). Cette série tempétueuse a ouvert une large brèche dans le marais de La Guerche. Le marais semble avoir ensuite été continuellement connecté à la mer durant 1200 ans. La côte européenne entière a subi de profonds impacts tempétueux similaires à ceux de l'Île d'Yeu vers l'*Anno Domini*. Degeai et al. (2015) et Orme et al. (2015) ont détecté une forte période tempétueuse méditerranéenne dans le sud de la France entre 2044 et 1993 cal y BP. Un évènement tempétueux a aussi été identifié en Bretagne à 2060 cal y BP par Van Vliet Lanoe et al. (2014a). Des pics de « *storminess* » ont été relevés entre 2090 et 970 cal y BP dans l'ouest du Pays de Galles (Orme et al., 2015). Pour finir, une approche plus axée sur la morphologie du trait de côte mentionne le début d'une période transgressive de construction dunaire à 2200 cal y BP. Elle est causée par la forte activité venteuse et de forts apports sableux dans le centre ouest du Portugal (Clarke and Rendell, 2006).

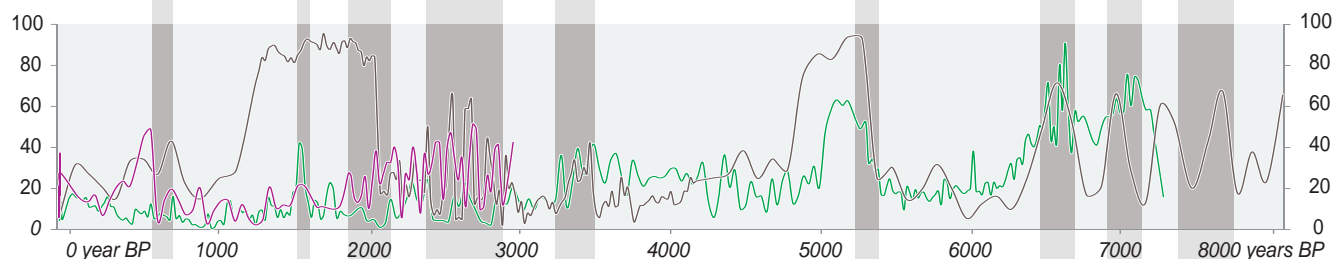
Figure 50 Détermination des YSP par la comparaison des cinq indicateurs tempétueux : le grain moyen, la proportion de MO, le taux de sable et la radioactivité des éléments Ca et Sr, mesurés dans les trois carottes différentes.



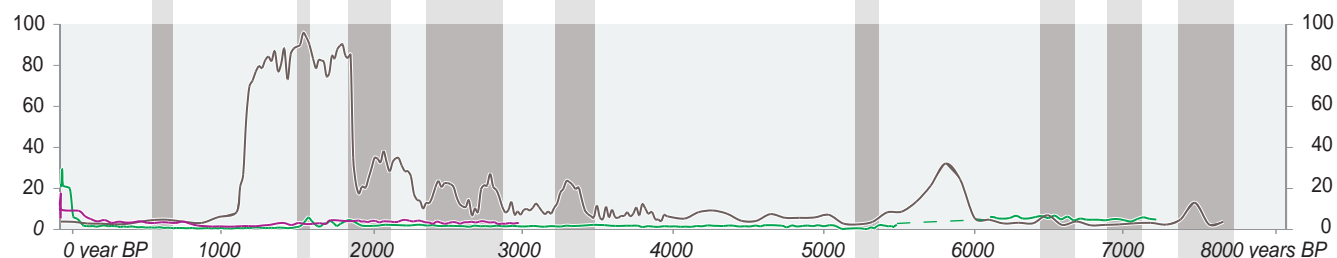
Grain moyen (µm)



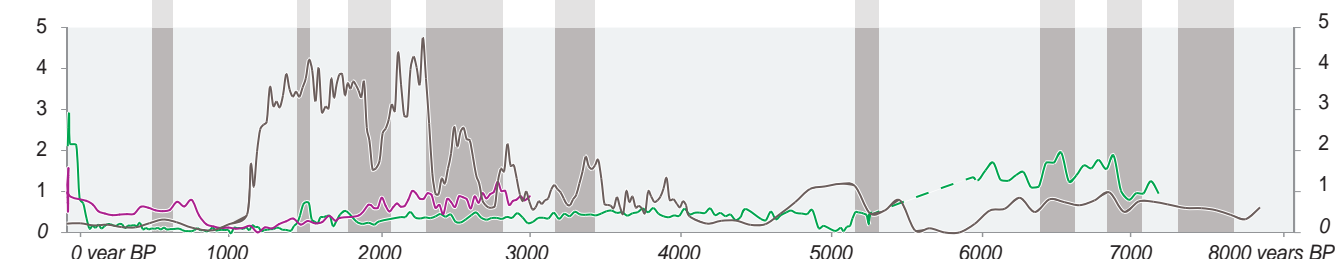
Taux de matière organique (%)



Taux de sable (%)



Ca (normalisé)



Sr (normalisé)

- Coulée Verte (YEU-CV)
- Marais de la Guerche (YEU-MG)
- Marais de la Croix (YEU-MC)

■ Période de forte activité tempétueuse à l'Île d'Yeu

MC/MG
540-590
Carotte correspondante et date estimée de la période tempétueuse (en cal y BP)

Les YSPd et YSPe (Figure 50) peuvent être détectées dans les carottes de l'île d'Yeu entre 2850 et 2350 cal y BP, et de 3500 à 3270 cal y BP durant la "Piora Oscillation" (Lamb, 1995 et Figure 1) . Avec ses 500 années d'intervalles, YSPd (2850-2350 cal y BP) montre près de 30 corrélations dans la bibliographie. Beaucoup d'entre elles sont françaises : 2470 cal y BP (Baltzer et al., 2014), 2570-2507 cal y BP (Degeai et al., 2015), 2600-2300 cal y BP (Regnaud, 1999), 2460 cal y BP (Regnaud et al., 1996, 1995), 2800-2400 cal y BP (Sabatier et al., 2012), 2700 cal y BP (Sorrel et al., 2009), 2700 et 2350 cal y BP (Van Vliet Lanoe et al., 2014a). D'autres périodes d'augmentation d'impacts tempétueux ont été relevées en Suède: 2800-2200 cal y BP (Jong et al., 2006), Espagne: 2300 cal y BP (Dezileau et al., 2016), Ecosse et Irlande du Nord: 2800-2400 cal y BP (Orme et al., 2016), Pays de Galles: 2840-2800 cal y BP (Orme et al., 2015), Croatie: 3400-2550 cal y BP (Kaniewski et al., 2016) et dans une échelle plus vaste en Europe du Nord: 3300-2400 cal y BP (Sorrel et al., 2012). Deux périodes de mobilisation dunaire sont reportées. La première est due à une forte activité éolienne démarrant en 2750 cal y BP au Danemark (Clemmensen et al., 2009). La seconde est liée à une détérioration climatique entre 3100 et 2400 cal y BP en Irlande du Nord (Wilson et al., 2004). Enfin, l'évènement YSPd est corrélé avec deux « *erosional periods* » gallois (à partir de 2950 cal y BP, Oldfield et al., 2010) et espagnole (entre 2600 and 2300 cal y BP, (Rodríguez-Ramírez et al., 1996).

Pour le YSPe (3490-3280 cal y BP), ce sont principalement des corrélations françaises qui ont été obtenues. Nous relevons un évènement tempétueux 3500 cal y BP (Van Vliet Lanoe et al., 2014a) et une importante mobilisation sableuse à la base de la Dune du Pilat en 3350 cal y BP. Cette dernière est intégrée dans une période de fort développement dunaire dû à l'accroissement de tempêtes violentes il y a 4000-3000 ans (Clarke et al., 2002). Par ailleurs, deux périodes d'accroissement d'activité tempétueuse méditerranéenne 3400-2550 et 3650-3200 cal y BP (Kaniewski et al., 2016; Sabatier et al., 2012) sont identifiées. Enfin, deux marais côtiers atlantiques ont été décrits comme couverts par la mer vers 3400-3020 cal y BP et 3600-3155 cal y BP (Visset et al., 1995; Visset and Bernard, 2006). Nous notons également en Europe du nord deux périodes britanniques d'accroissement de l'activité tempétueuse vers 3300 cal y BP (Orme et al., 2016) et de déplacements sableux notables (3800-3300 cal y BP, Gilbertson et al., 1999). Un « *overwash* » important hollandais est également identifié vers 3400 cal y BP (Jelgersma et al., 1995). Pour ces périodes anciennes, l'impact de l'évolution du niveau marin doit être considéré. La Figure 45 montre qu'entre 2000 et 3500 cal y BP, le niveau marin n'était qu'à

seulement environ 1,5 à 2m de l'actuel. Les deux périodes YSPd et YSPe sont des hypothèses plausibles.

Pendant la période "Atlantique" holocène, deux autres larges incrustions sableuses ont beaucoup perturbé les marais carottés (Figure 50). Le premier évènement est estimé de 5400 à 5370 cal y BP (YSPf) et le second de 6650 à 6510 cal y BP (YSPg). Gilbertson et al. (1999) confirme ces deux occurrences avec deux déplacements sableux écossais notables pour 5380 cal y BP et 6605 cal y BP. Nous relevons également une période de forte mobilisation dunaire suite à une détérioration climatique de 6900 à 5500 cal y BP, et le début d'un évènement net d'érosion dunaire vers 5400 cal y BP en Irlande du Nord (Wilson et al., 2004). Si l'on se réfère à la Figure 45 exposant une estimation de l'évolution du niveau marin holocène pour la côte vendéenne, le niveau marin estimé entre 5000 et 6500 cal y BP est situé de trois à quatre mètres du niveau marin actuel. L'hypothèse de la YSPg peut alors présenter une légère incertitude. Celle de la YSPf plus récente semble assez certaine, avec un trait de côte passé qui était localisé à -3m maximum. Pour finir, les deux évènements les plus anciens, la 7000 cal y BP YSPh et la 7570-7470 cal y BP YSPi, semblent incertaines. Ces périodes tempétueuses ont été détectées près du contact avec la base rocheuse des carottes composée d'orthogneiss (Figure 48 et Figure 47). L'incertitude est fortement accrue par l'évolution du niveau marin relatif estimé en Vendée, et exposé en Figure 45. Ainsi, ces deux YSP sont évaluées au cours d'une période où le niveau marin semblait être à -5m de l'actuel, et où un point d'inflexion est évalué à cette période précise dans la courbe. Les valeurs pré-7500 cal y BP tendent à estimer un niveau marin qui augmente fortement, et donc à un trait de côte potentiellement bien plus loin du rivage actuel. Ces deux hypothèses YSPh et YSPi sont alors caractérisées de « *peu probables* ». Pour les confirmer, seulement quelques études paléoenvironnementales se focalisent sur le moyen et début-Holocène, nous observons donc moins de corrélations durant cette période. Cependant, nous notons tout de même qu'un évènement tempétueux français a été identifié en 7150 cal y BP (Van Vliet Lanoe et al., 2014a). Un déplacement sableux écossais notable 7470 cal y BP durant une période de fortes accumulations sableuses 7500-7000 cal y BP (Gilbertson et al., 1999) ont été reportées dans la littérature scientifique. Ces quelques concordances ne suffisent pas à diminuer la forte incertitude dominant ces deux hypothèses. Alors que peu de signaux géochimiques témoignent de l'origine marine de ce faciès, la variation granulométrique observée semble résulter des interférences possibles avec le substrat rocheux sous-jacent.

2. Synthèse tempétueuse holocène du bassin nord-est atlantique et observations mondiales

2.1. Approche bibliographique

Après avoir extrait ces YSP, nous avons consulté plusieurs sources scientifiques pour comparer notre chronologie avec celles préexistantes sur ce bassin océanique. L'objectif est d'extraire des temps d'augmentation d'impacts tempétueux holocènes à l'échelle de la façade atlantique européenne. Les périodes extraites sont appelées EASE pour European Atlantic Stormy Events, ou Évènements Tempétueux Atlantiques Européens. Elles sont ensuite comparées avec les grandes phases d'évolution du climat holocène. Les observations de grands mécanismes climatiques influençant les tempêtes tels que l'ONA sont principalement estimées à une échelle bien réduite, généralement durant le dernier millénaire. De plus, le niveau marin s'est stabilisé et ne présente pas de variations intenses du moyen au récent Holocène. Nous nous sommes donc seulement focalisés sur les grands temps de variation climatique accordés dans toutes les sources bibliographiques. Enfin, les EASE ont également été comparés avec les périodes de forte activité tempétueuses trouvées dans les synthèses des autres façades mondiales de l'hémisphère nord. Nous souhaitons proposer des conclusions globales à l'échelle mondiale si nos résultats trouvés en Europe occidentale pouvaient être similaires ailleurs. Les études menées dans l'hémisphère sud sont encore trop peu nombreuses. Elles ne sont aujourd'hui malheureusement pas sujettes à d'importantes synthèses globales à l'échelle d'une façade littorale continentale. Elles ne sont donc pas encore comparables.

2.2. Liens entre EASE et variations climatiques de l'atlantique nord

2.2.1. Détermination des EASE à l'échelle du bassin nord-est atlantique

Seuls quelques travaux se focalisent sur la chronologie des périodes tempétueuses de la côte atlantique européenne. Jackson et al. (2005) a extrait sept "*windy episodes*" holocènes provenant d'analyses granulométriques sur une carotte islandaise. Ces épisodes sont reportés dans la Figure 51A. Orme et al. (2016) a effectué une analyse générale des chronologies de « *storminess* » pour les îles britanniques depuis 4000 BP. Cette analyse provient de plusieurs études régionales. Nous avons extrait six périodes tempétueuses (Figure 51B). Ces « *storminess* » des Outer Hebrides écossaises sont basés selon les apports sableux d'un environnement tourbeux (Orme et al., 2016); selon plusieurs études écossaises et nord irlandaises montrant des phases de transport sableux

(Dawson et al., 2004; Gilbertson et al., 1999; Sommerville et al., 2003; Tisdall et al., 2013; Wilson et al., 2004); selon des CTSD des Shetland écossaises (Hansom and Hall, 2009), et selon des apports minéralogiques des lacs écossais Cairngorms, reflétant des phases de détérioration climatique (Oldfield et al., 2010). À partir de toutes ces références résumées dans la Figure 7 de Orme et al. (2016), nous avons extrait les périodes 3400-3100 cal y BP, 2700-2400 cal y BP, 1800 cal y BP, 1550 cal y BP, 1200-1100 cal y BP and 800-300 cal y BP comme étant des « *storminess* » britanniques majeurs. Par ailleurs, comme les tempêtes atlantiques croisent souvent la France dans une direction SO-NE, nous avons retracé les résultats de Sorrel et al. (2009) pour le nord-ouest de la France (Figure 51C). Baltzer et al. (2014) et Van Vliet Lanoe et al. (2014a) ont aussi obtenu quelques périodes tempétueuses sur les 9000 dernières années. Elles proviennent de deux études sédimentologiques bretonnes, en France. Ces phases sont reportées dans la Figure 51D. Les deux dernières chronologies trouvées dans la région présentent des périodes tempétueuses liées aux constructions dunaires. Ces études se situent en Aquitaine (France) (Figure 51F), et dans le centre ouest du Portugal (Figure 51G) (Clarke et al., 2002; Clarke and Rendell, 2006).

Il est important de noter que ces deux dernières références sont moins précises que les autres analyses sédimentologiques car elles se focalisent plus particulièrement sur la construction dunaire. Cependant, ce sont les seules chronologies disponibles au sud de la côte atlantique européenne. Pour compléter cette analyse construite à l'échelle régionale, les périodes tempétueuses atlantiques françaises détectées (YSP) ont été intégrées en Figure 51E. Comme une tempête ne peut pas impacter en même temps le nord et le sud du continent, les données présentées ici exposent des périodes d'augmentation d'impacts tempétueux. Elles estiment des tendances pour la variation de l'intensité tempétueuse holocène générale. Ce travail ne permet pas d'identifier la variation précise des tempêtes dans l'histoire à l'échelle entière de la côte atlantique européenne. Les comparaisons entre nord et sud ne seraient alors pas acceptables.

A partir de cette comparaison, nous pouvons extraire plusieurs Périodes d'Évènement Tempétueux Atlantique Européen (EASE, pour « *European Atlantic Stormy Event* »). Ces EASE se basent sur un croisement visuel des périodes d'augmentation d'impacts tempétueux entre I) au moins quatre références pour l'Holocène récent, et II) au moins trois références pour le moyen et l'ancien Holocène (Figure 51). Six EASE majeurs sont identifiables : 600-300 (EASE 1), 1700-

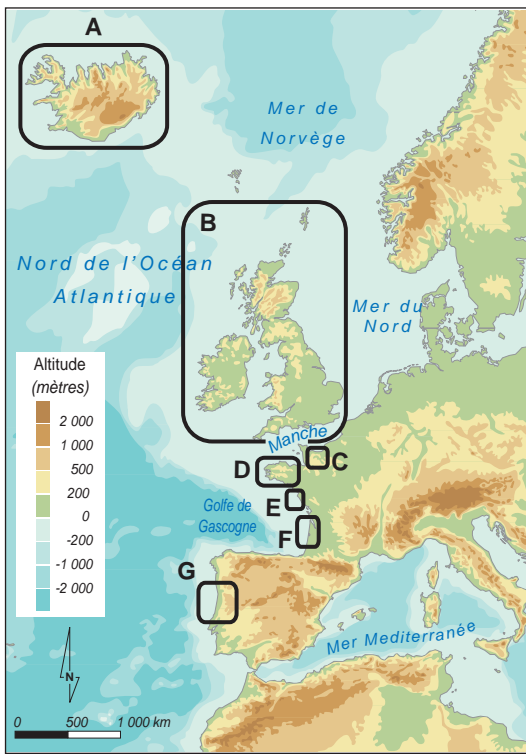
1100 (EASE 2), 2900-2400 (EASE 3), 3500-3300 (EASE 4), 5500-5100 (EASE 5) et 7700-7100 cal y BP (EASE 6). Dans l'ensemble, les périodes tempétueuses sont bien corrélées entre le nord et le centre de la côte atlantique. Cependant, les deux études F et G les plus au sud sont globalement moins bien corrélées aux cinq autres. Cette distinction peut être relativisée car le suivi de la construction dunaire est la méthode principale des études réalisées par Clarke and Rendell (2006) et Clarke et al. (2002). Cette méthode expose une précision moins fine pour distinguer des phases tempétueuses que les archives sédimentaires des autres études retenues.

2.2.2. Comparaisons avec les grandes phases climatiques holocènes

Au milieu du graphique (Figure 51I), nous avons ajouté des données climatiques provenant de Wanner et al. (2011). Ce dernier a déterminé les principales périodes froides holocènes mondiales. L'étude principale utilisée par Wanner et al. (2011, Figure 3 de cette référence) est une analyse standardisée des débris d'iceberg (IRD : *Ice Rafted Debris*) présent dans l'océan Arctique. Ces études réputées ont été menées par Bond et al. (2001 et 1997). Leurs résultats sont également présentés en Figure 51II. Ils démontrent des périodes climatiques froides de l'atlantique nord pendant l'Holocène, appelés « *Bond Events* » (numérotées de 0 à 6 dans la Figure 51II).

Nous confrontons les EASE extraits de ces travaux de thèse avec ces données climatiques. Nous pouvons conclure que les EASE 1, 2 et 3 se corrèlent avec les évènements froids holocènes de Wanner et al. (2011). Tous ces EASE sont aussi liés à un fort relevé d'IRD et associés à une période de dynamique océan-atmosphère froide, appelée « *Bond event* ». Nous pouvons détecter une augmentation des impacts tempétueux pendant la fin du PAG (EASE 1), pendant le « *Medieval Dark Age* » (EASE 2), durant l'« *Iron Age Neoglaciation* » (EASE 3), ainsi que durant les périodes froides holocènes plus anciennes (EASE 4 à 6). Seuls les Bond Events 3, 5b et 6 ne semblent pas être liés à un EASE. Nous l'expliquons par le fait que les données d'augmentation d'activité tempétueuse du moyen et ancien Holocène sont lacunaires. Dans l'ensemble, un lien notable peut être détecté entre les périodes froides de l'atlantique nord et les EASE, issue de cette simple confrontation de données.

Figure 51 Analyse des phases tempétueuses holocènes à l'échelle du bassin nord-est atlantique, comparaisons avec le climat de l'atlantique nord et extrapolation avec les autres principaux bassins océaniques de l'hémisphère nord.



Analyses sédimentologiques pré-existantes le long de la côte atlantique européenne :

Phases tempétueuses détectées

"European Atlantic Stormy Event"

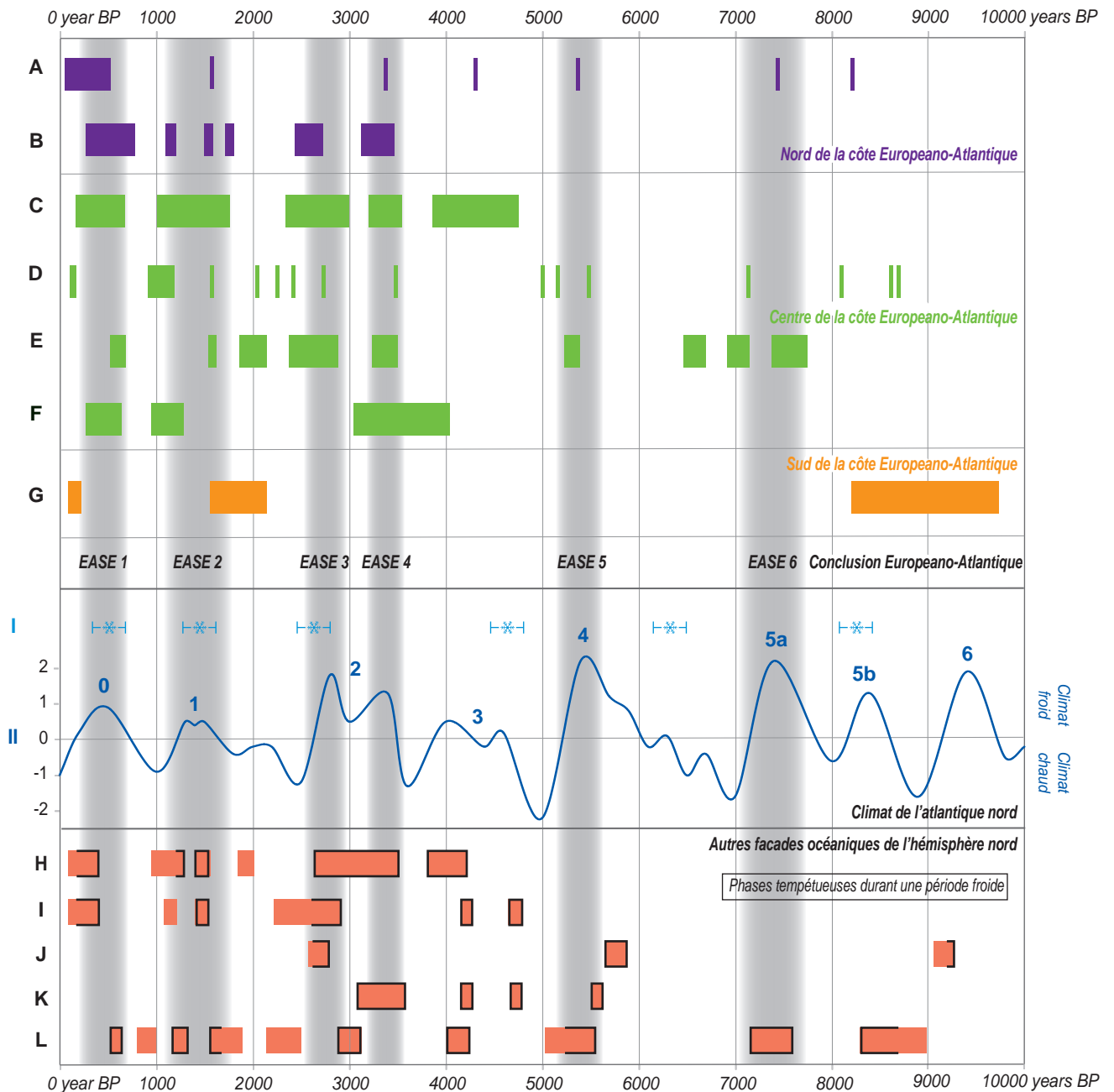
- A : Islande (Jackson et al., 2005) ;
- B : Iles Britanniques (Orme et al., 2016) ;
- C : Normandie (Sorrel et al., 2009) ;
- D : Bretagne (Baltzer et al, 2014 & Van Vliet Lanoe et al., 2014) ;
- E : Centre-ouest de la France (cette étude) ;
- F : Aquitaine (Clarke et al., 2002) ;
- G : Centre du Portugal (Clarke and Rendell, 2006).

Correlation des EASEs extraits de ce travail avec :

- I : les périodes climatiques froides (Wanner et al., 2011) déterminées selon
- II : l'analyse standardisée des débris d'iceberg en l'atlantique nord, avec les Bond events numérotés (Bond et al., 2001, 1997; Wanner et al., 2011).

Comparaison de cette hypothèse avec les autres synthèses effectuées dans l'hémisphère nord :

- H : La mer Méditerranée (Kaniewski et al., 2016) ;
- I : La mer du Nord (Jong et al., 2006) ;
- J : Le bassin ouest Atlantique (côte américaine) (Noren et al., 2002) ;
- K : Le bassin est Pacifique (côte américaine) (Osleger et al., 2009) ;
- L : Le bassin ouest Pacifique (côte asiatique) (Zhu et al., 2017).



2.2.3. Confrontation avec les autres façades océaniques de l'hémisphère nord

Les tempêtes frappant les autres côtes mondiales proviennent d'autres dynamiques océano-atmosphériques. Les ouragans tropicaux, alimentés par des conditions océaniques particulières, en sont un exemple. Cependant, nous avons tout de même tenté de comparer l'hypothèse d'une influence des périodes froides sur les EASE avec d'autres travaux effectués dans le monde. Cinq autres synthèses d'impacts tempétueux holocènes effectuées dans l'hémisphère nord ont été étudiées et ajoutées en bas de la Figure 51. Nos conclusions suivent celles des études paléotempétueuses méditerranéennes du moyen et récent-Holocène (Degeai et al., 2015; Dezileau et al., 2016, 2011, Sabatier et al., 2012, 2008; Vallve and Martin-Vide, 1998), synthétisées par Kaniewski et al. (2016) (Figure 51H). Nous avons ensuite ajouté à la Figure 51I les résultats de « *storminess* » suédois détectés par Jong et al. (2006). La Mer du Nord peut aussi être impactée par des événements européens, et une corrélation avec l'évolution globale des températures est aussi possible.

Cependant, ces deux études européennes sont limitées aux 5000 dernières années. Nous avons complété cette analyse globale avec trois études remontant jusqu'à l'« *early-Holocene* », effectuées dans trois autres bassins océaniques cycloniques. Noren et al. (2002) (Figure 51J), Osleger et al. (2009) (Figure 51K) et Zhu et al. (2017) (Figure 51L) ont étudiés respectivement les « *storminess* » des bassins est atlantique et des deux façades est et ouest de l'océan Pacifique. Ces trois travaux suivent également l'hypothèse d'une augmentation des périodes à forts impacts tempétueux durant les phases holocènes les plus froides. Les corrélations avec le bassin ouest pacifique restent cependant légèrement moins marquées.

Dans l'ensemble, nous montrons que toutes ces études suivent l'hypothèse que nous avons formulée pour le bassin ouest-atlantique. Les impacts tempétueux peuvent être plus fréquents quand le climat est plus froid que la moyenne au cours de ces 10 000 dernières années. Cependant, nous rappelons que les dynamiques de formation de tempêtes extratropicales européennes sont différentes des celles des événements tropicaux. Il est nécessaire de poursuivre ces recherches en distinguant à une échelle plus fine ces deux types d'aléas météorologiques pour pouvoir certifier cette hypothèse. L'observation plus précise des EE extratropicaux à l'échelle du nord-ouest de la France est le sujet du chapitre suivant.

Conclusions, limites et perspectives

Basé sur l'analyse des archives sédimentaires, nous avons identifié neuf périodes d'accroissement d'impacts tempétueux (majoritairement de CET) dans les trois terrains de l'Île d'Yeu. En utilisant les niveaux de MO, d'éléments géochimiques, et la granulométrie, nous avons caractérisé l'intervalle 2100-1950 cal y BP (YSPc) comme une période fortement impactée par les tempêtes. Cinq autres temps à impact majeur (YSPa: 600-500, YSPd: 2850-2350, YSPe: 3500-3270, YSPf: 5400-5370 et YSPg: 6650-6510 cal y BP), une période avec une hypothèse d'impact tempétueux moins marquée en 1590 (YSPb), et enfin deux temps très incertains en 7000 (YSPh) et de 7670 à 7470 cal y BP (YSPi) sont également identifiés. Le long de la côte atlantique européenne, six périodes tempétueuses se dégagent sur les 8000 dernières années : 600-300 (EASE 1), 1700-1100 (EASE 2), 2900-2500 (EASE 3), 3500-3300 (EASE 4), 5500-5100 (EASE 5) et 7700-7100 cal y BP (EASE 6) correspondant aux périodes de refroidissement climatique du milieu à la fin de l'Holocène (Bond et al., 2001, 1997; Wanner et al., 2011). Avec les comparaisons établies sur l'hémisphère nord, nos résultats suivent l'hypothèse d'un accroissement des impacts tempétueux durant les périodes de refroidissement climatique.

Ce chapitre témoigne de l'intérêt d'une comparaison bibliographique pour des données aussi anciennes. La comparaison avec les temps d'accroissement ou de baisse d'impacts tempétueux trouvés dans les autres études européennes est la seule source de certitude possible. Si de nombreux travaux évoquent une évolution de la fréquence ou de l'intensité des événements, nous ne prendrons pas ce risque en espace macrotidal. Nous prouvons seulement que les tempêtes ont plus ou moins impacté l'environnement à une période donnée. Par ailleurs, il peut paraître risqué de mélanger différentes dynamiques en comparant les résultats trouvés sur d'autres côtes fréquemment impactées par les « *landfalls* » cycloniques. Les cas étudiés aux Etats-Unis et en Asie sont principalement liés aux cyclones tropicaux sur des espaces microtidaux. Cependant, nous rappelons que nous ne cherchons pas à comparer ces chronologies avec la reconstruction d'EASE européen. Nous souhaitons comparer ces résultats avec l'hypothèse émise sur nos données européennes d'un lien avec les temps de refroidissements climatique. Enfin, la datation par radiocarbone a parfois été remise en question dans plusieurs études paléoenvironnementales comme étant imprécise. Elle reste cependant la seule méthode disponible pour dater des faciès aussi anciens. Le modèle d'âge mis en place avec l'aide du GADAM prend en compte les différents faciès observés dans les carottes sédimentaires. Il ne se base pas seulement sur une

simple extrapolation des taux de sédimentation moyen évalués entre les échantillons. Il permet d'obtenir une chronologie robuste sur l'ensemble des carottes, assurée par la similarité temporelle des autres évènements identifiés en bibliographie.

Au cours de cette étude, nous regroupons les principales synthèses récentes des grandes façades océaniques, essentiellement dans l'hémisphère nord. L'extension de cette analyse vers l'hémisphère sud, comme les côtes est-africaine et nord-australienne fortement touchées par des évènements tropicaux, est une perspective de recherche intéressante. La confrontation de données mondiales avec la variation des grands mécanismes océano-climatiques pouvant influencer ces aléas offrirait d'indispensables clés de compréhension à leur formation. Ce sujet est traité dans le chapitre suivant, où nous confrontons notamment des données tempétueuses françaises plus récentes avec la variation de l'Oscillation Nord Atlantique (ONA).



CHAPITRE 5

Reconstruction des événements extrêmes au cours du dernier millénaire

Pouzet Pierre, 2015 - 2018

*Étude des paléoennevements extrêmes le long de la côte atlantique française
Approches sédimentologiques, dendrochronologiques et historiques*

Thèse de géographie, Université de Nantes, Laboratoire LETG

Crédit Photographie : Surcote au Port William, 2014. Photographie prise par David Baird, issue de Creative Commons.

Page de garde réalisée avec Freepik ©.

Sommaire du chapitre 5

Introduction	180
1. Mise en évidence des évènements extrêmes au nord-ouest de la France	182
1.1. Présentation des deux terrains d'étude.....	182
1.2. Méthodologie appliquée.....	189
1.3. Résultats et interprétation : Détection des évènements extrêmes anciens	192
1.4. Caractérisation des évènements extrêmes.....	202
2. Synthèse des EE du dernier millénaire sur le nord-ouest de la France et influences océano-climatiques.....	209
2.1 Approche bibliographique	209
2.2. Les EE du nord-ouest de la France et leurs influences océano-climatiques	211
Conclusions, limites et perspectives	215

Introduction

L'étude holocène apporte des éléments de compréhension quant à un lien potentiel entre l'évolution du climat et la détection de marqueurs tempétueux. Cependant, une analyse à une échelle plus fine est requise pour comprendre quels mécanismes pourraient les influencer. L'ONA a été reconstruit au cours du dernier millénaire notamment par Baker et al., (2015); Proctor et al., (2000); Trouet et al. (2009). Plusieurs travaux tentent d'expliquer les variations des tempêtes dans l'histoire selon cet indicateur climatologique (e.g. Das et al., 2013; Feal-Pérez et al., 2014; Liu and Fearn, 2000a; Orme et al., 2015; Sorrel et al., 2009; Van Vliet Lanoe et al., 2014b). Cependant, ce type de lien nécessite une approche à une échelle moyenne, tant temporelle que spatiale. Une synthèse tempétueuse doit au préalable être effectuée dans un espace assez vaste pour pouvoir observer l'influence de l'ONA. Le littoral nord-ouest français correspond à ce type d'échelle. La précision accrue sur le dernier millénaire rend possible la comparaison des évènements extrêmes (EE) avec les grandes phases climatiques de la période subatlantique supérieure. Le Petit Âge Glaciaire (PAG) est grande phase glaciaire estimée d'environ 1300 à 1800 AD en atlantique nord. Il est précédé par l'Optimum Climatique Médiéval (OCM) et le réchauffement actuel lui succède. De nombreux travaux ont tenté de discuter des possibles liens entre variations de l'activité tempétueuse et variations climatiques des périodes PAG et OCM (e.g. Clarke and Rendell, 2009; Degeai et al., 2015; Dezileau et al., 2011; Fan and Liu, 2008; Oliveira et al., 2014; Orme et al., 2016; Sabatier, 2009; Vallve and Martin-Vide, 1998). L'intérêt est d'ensuite extrapoler ces observations passées dans le futur à grâce aux projections de l'ONA et de la variation climatique.

Ce chapitre propose une méthode pour reconstruire deux chronologies paléotempétueuses de méso-échelle permettant la détection d'EE au cours du dernier millénaire. Selon les archives historiques, les EE seront caractérisés de tempêtes avec submersion marine ou de tsunamis. Les deux chronologies sont établies à partir de deux terrains différents distants de près de cent kilomètres le long de la côte atlantique française. Des recoupements peuvent être fait si un EE impacte les deux lieux. Il peut également être lié à une *Yeu Stormy Period* (YSP) ou intégré dans un *European Atlantic Stormy Event* (EASE) estimés dans les travaux présentés en chapitre 4. Les archives historiques anciennes tiennent un rôle primordial dans cette étude. Pour caractériser précisément les tempêtes les plus anciennes, ces archives sont les seules sources d'informations disponibles. D'autres hypothèses d'EE pré-1000 AD pourront également être construites selon les

chronologies datées. Ces hypothèses restent incertaines si les archives historiques ne permettent pas de les confirmer.

Ce chapitre expose l'apport de la sédimentologie dans la compréhension des liens entre EE anciens et grands mécanismes et cycles naturels océano-climatiques. Nous proposons de comparer ces EE avec l'évolution du niveau marin, le réchauffement climatique et l'ONA. La littérature scientifique atteste que ces mécanismes peuvent influencer la formation de tempêtes²⁷. Nous apportons quelques éléments de réponses spécifiques concernant la côte nord-ouest française. Il est également important de discuter de l'intérêt des archives historiques anciennes. Enfin, nous souhaitons aussi débattre de la combinaison de deux types de datations isotopiques au ^{14}C et aux ^{210}Pb et ^{137}Cs . Dans un premier temps (section 1), l'étude se porte sur la détection d'EE anciens à travers l'analyse lithostratigraphiques de deux longues carottes. Elles ont été extraites des lagunes des Traicts du Croisic (TDC) et de la Petite mer de Gâvres (PMG). Nous intégrons ensuite les données observées sur ces terrains dans une analyse générale des EE anciens détectés durant le dernier millénaire sur le nord-ouest de la France. Nous comparons ces observations avec les variations des mécanismes océano-climatiques pouvant les influencer en section 2.

²⁷ Nous renvoyons le lecteur à la section 2.2.1.3 du chapitre 1 pour appréhender ces observations.

1. Mise en évidence des événements extrêmes au nord-ouest de la France

1.1. Présentation des deux terrains d'étude

Administrativement, les lagunes de la Petite mer de Gâvres (PMG) et des Traicts du Croisic (TDC) sont situées dans les départements côtiers du Morbihan et de la Loire-Atlantique. Ces départements appartiennent respectivement aux régions Bretagne et Pays de la Loire.

La Petite mer de Gâvres (PMG) dispose d'un bassin d'une superficie d'environ 3,5 kilomètres carrés. Elle est localisée à proximité de la sous-préfecture de département Lorient, peuplée d'environ 60 000 habitants selon l'INSEE. La forte activité portuaire présente sur cette commune depuis des siècles témoigne d'un espace à dominante économique tertiaire. La Figure 52A présente l'évolution historique de ces deux environnements. Lorient s'est développée récemment et comptait près de 6 000 habitants au début du XVIII^e siècle (Chaumeil, 1939). À l'inverse, la partie étudiée à l'est de la lagune est restée peu anthropisée. Selon les cartographies anciennes, la route présente sur le cordon dunaire a été bâtie après 1848.

Les Traicts du Croisic sont situés à près de 70 kilomètres à vol d'oiseau à l'ouest de la préfecture régionale Nantes. Ils appartiennent à la partie occidentale de la presqu'île guérandaise, au nord de l'estuaire de la Loire (Clarac, 1931). Ils présentent une lagune moins vaste que la PMG, avec un bassin d'environ deux kilomètres carrés. L'espace est partagé entre deux activités majoritaires : la saliculture et conchyliculture. La lagune est localisée à proximité des marais de Guérande alimentés par les deux traicts, et du tourisme balnéaire des communes littorales du Croisic et de la Turballe. Selon la Figure 52A, la ville du Croisic, alors fortifiée, était déjà développée en 1787. La figure expose l'arrivée massive humaine tout autour de la fortification, dans une région qui était à l'origine peu anthropisée. Selon le laboratoire de démographie et d'histoire sociale (LdH), cette ville possédait déjà à son premier recensement près de 2000 habitants à la fin du XVIII^e siècle ([http:// cassini.ehess.fr/cassini/fr/html/fiche.php?select_resultat=11128#](http://cassini.ehess.fr/cassini/fr/html/fiche.php?select_resultat=11128#)). La faible anthropisation présente aujourd'hui sur la pointe de Pen Bron est très récente. Seule une simple infrastructure de santé est présente depuis plusieurs siècles, devenue plus récemment centre hospitalier puis marin.

Figure 52 Présentation des terrains de la Petite mer de Gâvres et des Traicts du Croisic.

A. Présentation des deux terrains d'études



B. Présentation des sites carottés



1.1.1. Paramètres généraux

1.1.1.1. La Petite mer de Gâvres

Figure 53 MNT (source : IGN) et sédiments de surface dans le secteur de la Petite mer de Gâvres (source : SHOM, non modifiée).

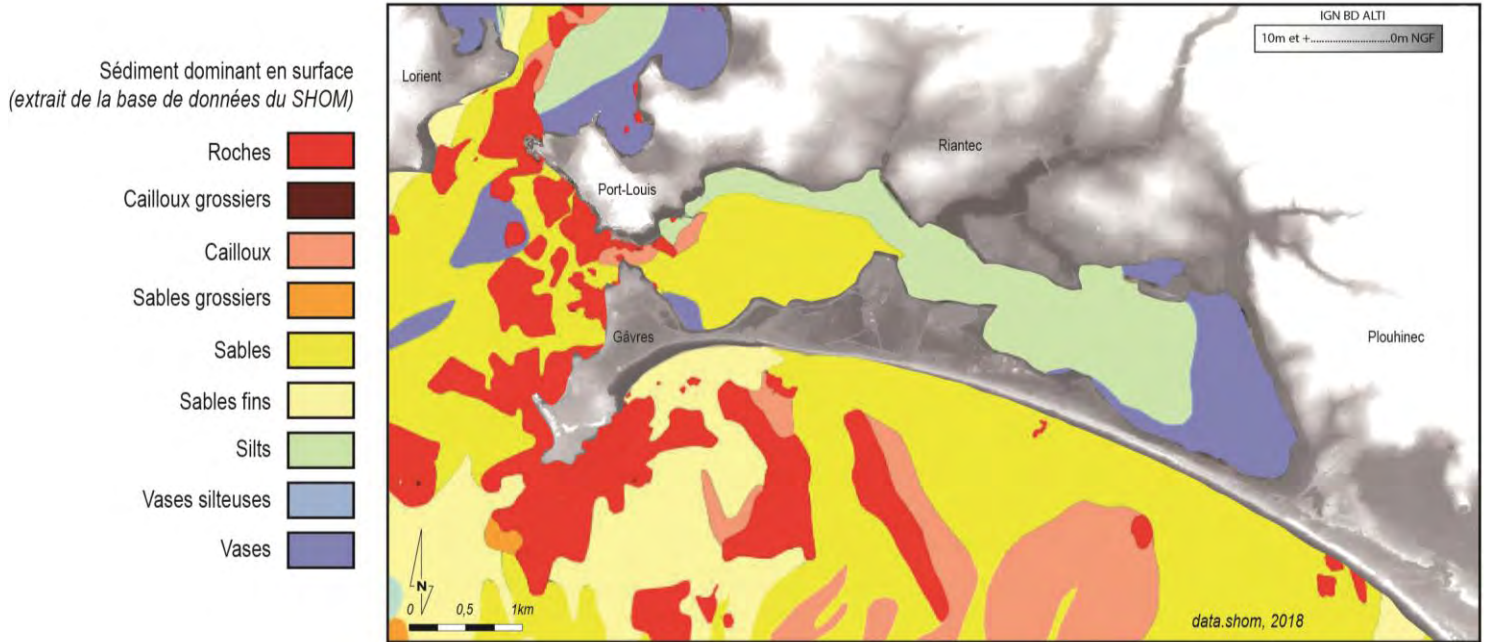
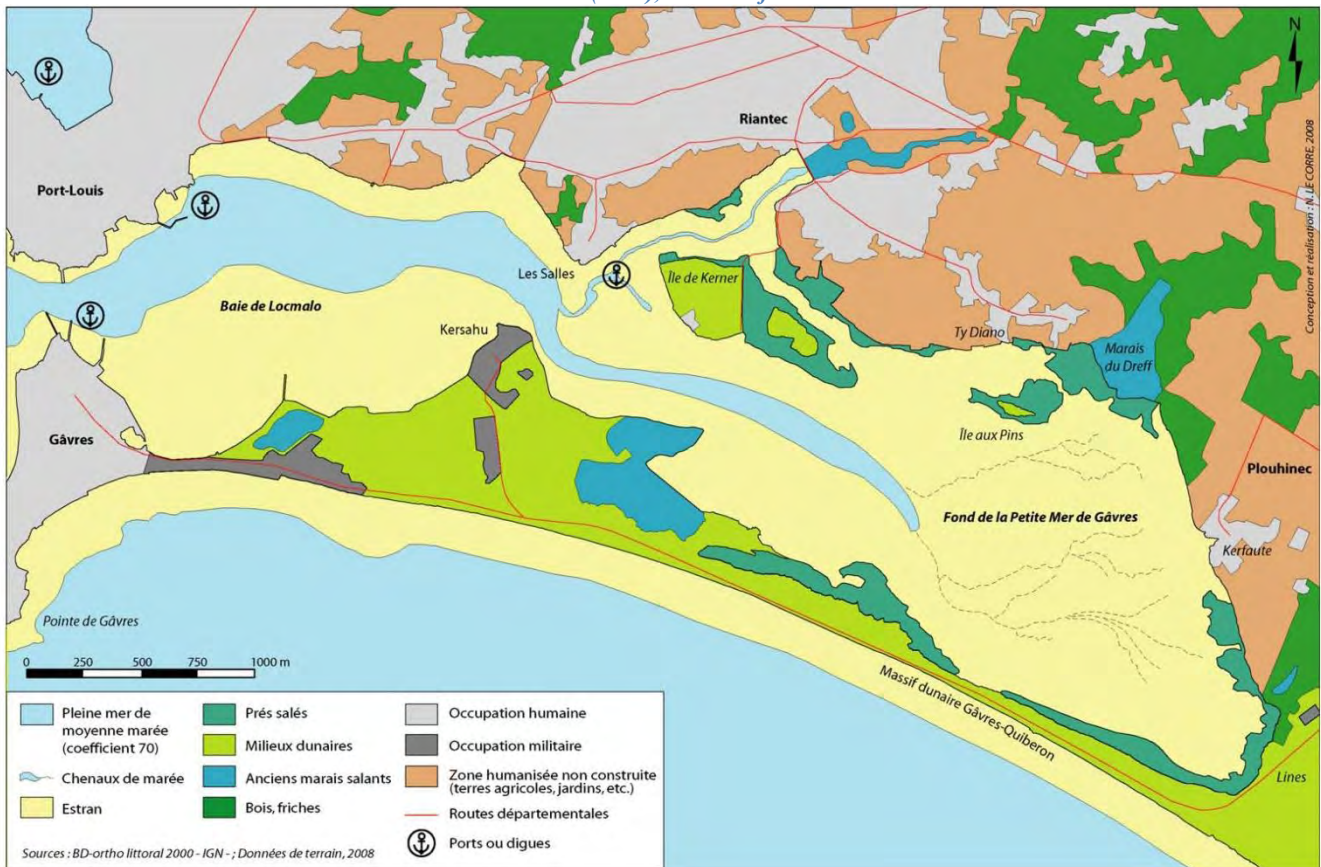


Figure 54 Occupation du sol de la Petite mer de Gâvres lors d'une basse mer de moyenne marée. Figure extraite de la thèse de Le Corre (2009), non modifiée.



La PMG est localisée à proximité de l'estuaire du Blavet, connu sous le nom de Rade de Lorient. Cette lagune tient son nom de la commune qu'elle borde, Gâvres, qui est située sur une presqu'île reliée par le tombolo de Gâvres, près de l'île de Groix. Un cordon dunaire, nommé massif dunaire de Gâvres-Quiberon, borde la lagune relie ce tombolo au continent. Il sépare la PMG de l'océan sur près de six kilomètres de long. Cet ensemble sableux s'est principalement constitué lors de la transgression flandrienne, joignant les deux môles granitiques de Porh-Guerh et de Ban-Gâvres au continent (Le Corre, 2009; Peeters et al., 2009). La majeure partie de la lagune subit le balancement des marées grâce à une ouverture de 300 mètres située à son extrémité nord-ouest. Cette ouverture débouche sur la rade de Lorient et l'océan Atlantique. L'extrémité ouest est totalement urbanisée, entre la pointe nord de la commune de Gâvres et le platier rocheux de Port-Louis (Figure 54).

La lagune est divisée en deux bassins distincts communiquant entre eux par un vaste chenal intérieur. La baie de Locmalo est située au nord-ouest et le bassin sud-est est non-nommé. Nous l'appellerons le fond de la lagune. Ces deux ensembles ont été formés suite à la progression de deux petites pointes littorales intérieures localisées au centre de la lagune. La pointe des Salles progresse du nord au sud et celle de Kersahu s'étend en face de la première vers le nord. À partir de l'étude des sédiments de surface permise grâce au SHOM, la PMG peut être divisée en trois sections sédimentologiques distinctes. La section ouest ouverte vers la mer est principalement composée de sables, due à sa connexion directe avec l'océan Atlantique. À l'inverse, le fond de la lagune, est isolée de la mer et composée principalement de vases. Une surface silteuse offre une légère transition entre ces deux types de sédiments dominants, dans un troisième espace intermédiaire (Figure 53).

Le fond de la lagune a été préféré pour le carottage, car il témoigne de la zone de dépôt vaseuse la moins dynamique et remaniée de la lagune. Cette station de carottage est à distance du chenal et permet d'éviter l'érosion possible par le retrait de la marée. Nous évitons également l'impact humain potentiel sur le sédiment en étant à distance de la partie ouest de la lagune la plus urbanisée (Figure 54). L'analyse géochimique n'est donc pas perturbée par l'anthropisation.

1.1.1.2. Les Traicts du Croisic

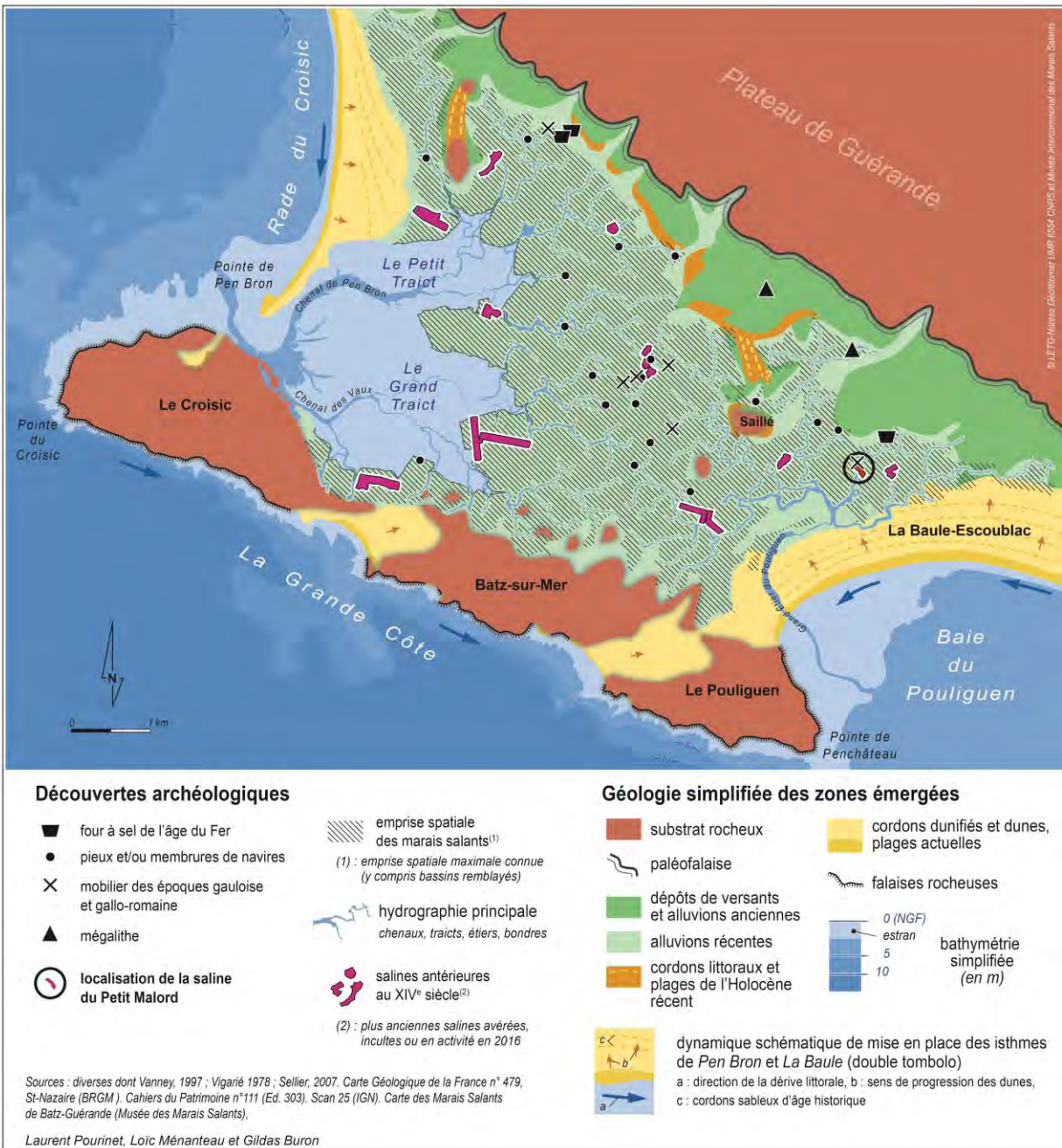


Figure 55 Géologie et géomorphologie simplifiée des Traicts du Croisic. Figure extraite de l'ouvrage de Ménanteau (2018), non modifiée.

Les TDC donnent leurs noms aux deux chenaux alimentant le marais. L'ouverture vers la mer, d'environ 500 mètres de large, est située à l'ouest de la lagune entre la pointe de Pen-Bron et la Presqu'île du Croisic. Ces deux chenaux sont nommés Grand traict, ou Chenal des Vaux au sud et Petit traict, ou Chenal de Pen-Bron au nord du bassin. Au sud, l'ancienne île rocheuse du Croisic est composée majoritairement de granite et de gneiss. Elle est restée séparée du littoral

par un bras de mer durant plusieurs siècles, à l'image des deux autres anciennes îles de Batz-sur-mer et du Pouliguen. Plusieurs flèches sableuses viennent ensuite la rejoindre à la fin de l'Holocène. La première est celle de Pen Bron au nord, restée incomplète. La seconde correspond au tombolo de la Baule situé au sud-est du bassin. Il comble une ancienne passe très étroite vers l'océan (Ménanteau, 2018; Sellier, 2007). D'une longueur de plus d'un kilomètre de long et d'une largeur variant de 50 à plus de 300 mètres de large, la flèche de Pen-Bron sépare aujourd'hui la lagune de l'océan à l'ouest. Elle comble presque entièrement l'ancienne façade ouest du bassin, seule entrée aujourd'hui des eaux marines (Figure 55). Sa pointe plus large au sud est appelée Presqu'île de Pen Bron. Malgré sa progression et son épaissement depuis quelques siècles, les populations locales ont contribué à laisser cette lagune ouverte et alimentée. Les quelques aménagements effectués à l'ouverture en témoignent : la Jetée du Tréhic au nord du Croisic et celle du sud de la pointe de Ben-Bron. L'alimentation en eau salée est importante pour les marais salants et bassins conchylicoles situés à l'est du bassin.

Les deux principaux chenaux apportent des sédiments marins sableux provenant de l'océan par l'ouverture sud-ouest. Cette dominante de surface sableuse devient ensuite rapidement silteuse, puis vaseuse dans les sections les plus à distance de l'ouverture vers l'océan et des chenaux (Figure 56).

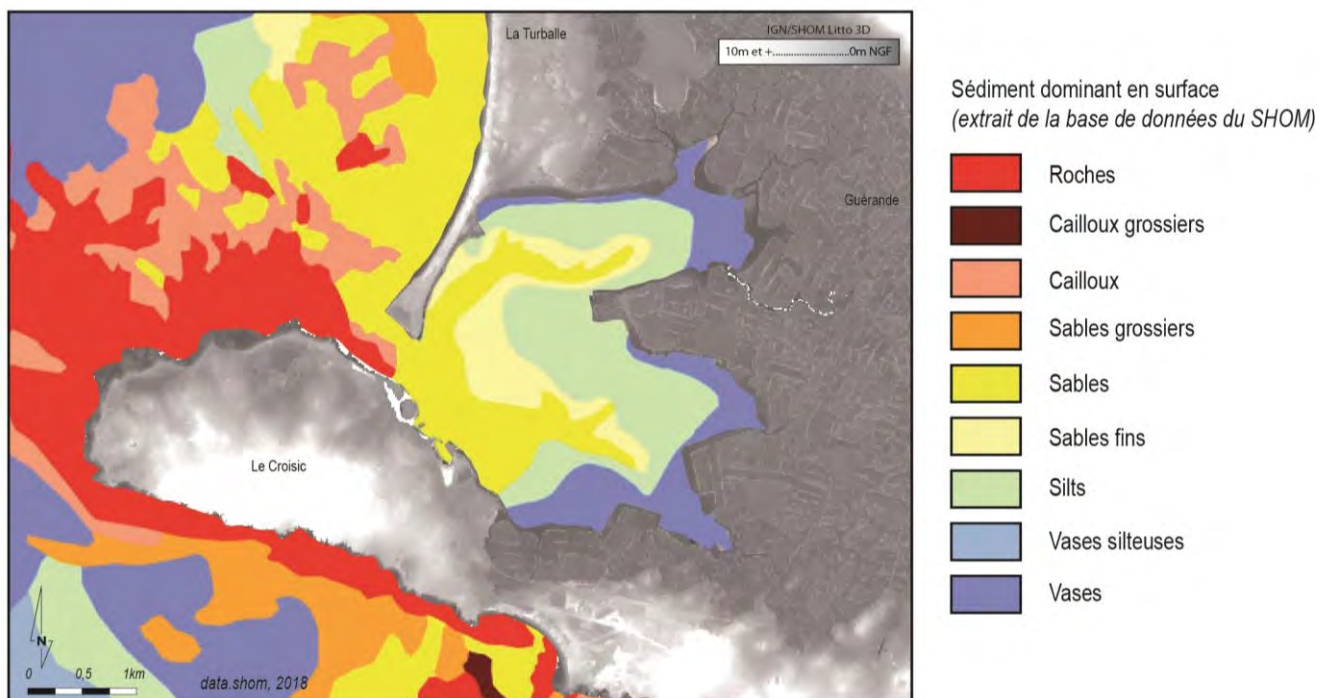


Figure 56 MNT (source : IGN/SHOM) et sédiments de surface dans le secteur des Traicts du Croisic (source : SHOM, mis à jour).

Le nord-ouest de bassin a été préféré pour le carottage. Il représente un des espaces de dépôt les plus calmes de la lagune dans un sédiment vaso-silteux. Il est également à distance de la partie urbanisée du Croisic. Nous évitons alors l'impact humain potentiel (Figure 52A).

1.1.2. Intérêt pour l'étude des marques d'évènements extrêmes

La PMG et les TDC sont deux marais côtiers à fortes dynamiques morphogéniques. Ces deux environnements lagunaires sont isolés de la mer par un cordon dunaire depuis plusieurs siècles, ce qui rend la détection d'évènements paléotempétueux possibles (e.g. Baldock et al., 2008; Pierce, 1970; Sabatier et al., 2010; Switzer and Jones, 2008; Zecchetto et al., 1997).

Dans un premier temps, la PMG est située dans une zone naturelle protégée. Le site est classé en 1977 et est une Zone Naturelle d'Intérêt Ecologique, Faunistique et Floristique (ZNIEFF). Les dérangements humains sur le temps récent y sont donc absents. Ce marais est une lagune où la barrière sableuse a déjà été construite et isole le bassin de l'océan depuis des siècles. La Figure 52A nous montre qu'elle était déjà bien installée au cours du XVIII^e siècle. Pour pouvoir avoir un recul sur le dernier millénaire, nous avons choisi de carotter une zone du schorre sur trois mètres de profondeur. Nous avons effectué une carotte L3M sur un espace sableux situé juste en arrière du cordon littoral, à altitude quasi-identique de la slikke. Cette dernière, légèrement plus basse, est présente à une dizaine de mètres au nord-est de la station carottée. La végétation de schorre (forte présence de Salicorne : *Salicornia*) témoigne de sa submersion durant les plus hautes eaux. Elle est identifiée dans la zone distinguée comme « *pré salé* » en Figure 54.

Localisé à une centaine de kilomètres plus au sud à vol d'oiseau, le terrain des Traicts du Croisic se distingue par une lagune plus ouverte. Sa dynamique tend probablement vers sa fermeture. Elle est séparée de l'océan par une flèche sableuse en progression et engraissement sédimentaire depuis des siècles (Figure 52A). Cet espace est couvert par le réseau Natura 2000 sous la directive « *Oiseaux* » en tant que Zone de Protection Spéciale (ZPS). Une haute dune protège également ce marais de l'océan. Pour obtenir une stratigraphie ancienne de cette lagune, nous avons aussi carotté son schorre sur trois mètres de profondeur. La carotte est nommée T3M. Les sédiments y sont vaseux et la végétation est également composée de *Salicornia*, typique de ces zones soumis aux plus hautes marées.

Si l'on se réfère à la Figure 16 extraite des travaux de synthèse de Stéphan and Goslin (2014), la courbe du niveau marin concernant les TDC et la PMG serait la courbe G (Sud Bretagne)²⁸. Deux points sont estimés à 1000 cal y BP. Le premier présente le même niveau qu'à l'actuel et le second propose un niveau légèrement plus bas à environ -1,5m. Si nous estimons une tendance générale par rapport aux points plus anciens, il semble que ce niveau n'a que peu évolué pour le dernier millénaire. Un mètre maximum de différence peut être estimé par rapport au niveau actuel. Cette analyse offre à l'ensemble des conclusions tirées sur les EE estimés une haute certitude, au moins au cours des 1000 dernières années. Selon le SHOM, la marée est semi-diurne avec une amplitude maximale estimée à près de six mètres.

1.2. Méthodologie appliquée

1.2.1. Prélèvements et analyses sédimentologiques

Le schorre de ces deux marais côtier a été carotté à l'aide du carottier motorisé à percussion « *vibracore* » Eijkelkamp ©. Dans chacune de ces deux stations, une carotte de trois mètres de profondeur et de 50 mm de diamètre a été prélevée, par association de trois sections d'un mètre. Les deux carottes prélevées à la PMG et aux TDC sont situées dans une zone de schorre juste en arrière d'un cordon dunaire protecteur haut. Le lieu est parfaitement propice à l'observation de marqueurs d'évènements extrêmes passés. Le sédiment de cet espace de schorre, moins humide que celui de la slikke, nous permet un carottage plus profond sans que le sédiment se désorganise entre les prélèvements des sections. Un DGPS Trimble © a été utilisé pour localiser les carottes et estimer leur altitude, pour ensuite pouvoir relier aux altitudes de l'IGN (NGF IGN69).

Nous avons ensuite évalué la géochimie des carottes grâce à un XRF Avaatech core scanner©. Nous avons pris en compte la radioactivité des éléments selon une normalisation par la radioactivité totale en cps, ou coups par seconde (Bouchard et al., 2011; Martin et al., 2014). Pour la description sédimentologique, des radiographies aux rayons X ont été prises par Scopix © (Migeon et al., 1998). La luminosité a été estimée avec un spectromètre Minolta© Cm-2600d (Debret et al., 2011; Polonia et al., 2013), et la susceptibilité magnétique a été mesurée avec un MS2E-1© Bartington (Bloemendal and deMenocal, 1989; Wassmer et al., 2010). Enfin, les sédiments ont été échantillonnés tous les centimètres pour l'analyse granulométrique et l'analyse

²⁸ Nous renvoyons le lecteur à la section 1.1.3.3 du chapitre 2 pour appréhender les variations eustatiques passées de la zone d'étude.

de matière organique. La granulométrie a été mesurée par un granulomètre laser Malvern Mastersizer 2000© (Parsons, 1998; Yu et al., 2009), après séchage des sédiments et défloculation à l'Héxamétaphosphate de sodium. Un analyseur carbone soufre de LECO © a estimé les teneurs en carbone organique selon le taux de CO₂ rejeté après combustion au dioxygène par 1400°C des sédiments (Andrews et al., 2008; Michaelson G. J. et al., 2011). Au préalable de cette analyse, les sédiments ont été préparés suivant une dilution à l'acide chlorhydrique (10%).

1.2.2. Inter-calibration des datations ¹⁴C et aux ²¹⁰Pb et ¹³⁷Cs

1.2.2.1. Datation des sédiments aux ²¹⁰Pb et ¹³⁷Cs pour les premiers centimètres

Pour dater ces deux stations de carottage aux ²¹⁰Pb et ¹³⁷Cs, nous avons utilisé la datation de deux carottes d'un mètre prélevées à proximité et utilisées pour l'analyse anthropocène²⁹. Aux TDC, la carotte datée et utilisée à l'échelle anthropocène est localisée à 80 mètres au sud-est de celle utilisée à l'échelle moyenne. Dans la PMG, la carotte datée et analysée au chapitre suivant est localisée à 130 mètres au nord-est de celle que nous étudions dans cette étude.

1.2.2.2. Inter-calibration avec la datation au ¹⁴C des horizons plus profonds

Quatre échantillons par terrains ont été datés au GADAM par la technique AMS³⁰. Les échantillons contenant une forte proportion de matière organique ont été sélectionnés à partir des pourcentages extraits de l'analyse de CO₂. Quatre coquilles complètes de *Cerastoderma edule* et de *Venerupis decussata* ont également été trouvées dans plusieurs couches sableuses de ces deux carottes. L'année de prélèvement 2017 AD a été incluse pour la profondeur zéro centimètre durant la création du modèle âge/profondeur. Les modèles ont été extrapolés pour atteindre les profondeurs de 278 centimètres aux TDC et de 280 centimètres dans la PMG. Les grandes variations stratigraphiques obtenues à partir de l'analyse du grain moyen y ont été intégrées. Pour la carotte de la PMG, nous avons introduit la frontière lithologique présente au centimètre 118. Les autres frontières lithologiques de cette carotte et de celle prélevée aux TDC sont représentées par des échantillons datés.

²⁹ Nous renvoyons le lecteur à la section 1.2.3 du chapitre 6 pour obtenir les détails de la méthodologie employée pour dater les sédiments superficiels des deux courtes carottes.

³⁰ La méthode de datation au ¹⁴C des échantillons effectuée par le GADAM est parfaitement identique à celle employée pour l'analyse réalisée à l'échelle holocène. Nous renvoyons le lecteur à la 1.2.2 du chapitre 4 pour obtenir les détails quant à la méthodologie précise employée.

Enfin, l'inter-calibration avec les datations au ^{210}Pb et ^{137}C est réalisée en prenant en compte l'année de fin de datation obtenue pour deux carottes datées pour l'analyse anthropocène. Les deux années de fin des datations au ^{210}Pb et ^{137}C correspondent à 1867 AD au centimètre 63 pour la PMG et à 1904 AD au centimètre 27 pour les TDC. Elles sont incluses dans leur modèle âge/profondeur respectif effectué par le GADAM. La méthode croisant les datations au ^{14}C , ^{210}Pb et ^{137}Cs prend en considération aux horizons superficiels la datation aux ^{210}Pb et ^{137}Cs jusqu'à la fin de cette première méthode de datation. Ensuite, à partir de la fin de cette datation et jusqu'à la base des deux carottes, le modèle prend en considération les datations au ^{14}C . Il effectue une extrapolation pour les horizons non datés entre les échantillons analysés par le GADAM.

1.2.3. Les documents historiques anciens analysés

Après analyse de la stratigraphie des deux stations, nous confirmons les hypothèses d'EE émises par l'identification de couches marines datées grâce aux archives historiques. Si nous recensons des aléas côtiers violents dans ces archives correspondant aux datations, nous pouvons confirmer nos hypothèses sédimentologiques comme EE passés. Seuls les documents historiques exposant des dégâts à proximité de deux terrains d'étude carottés sont retenus. Selon la méthode d'E. Athimon, la recherche historique est principalement axée sur les anciens documents. Les cartes anciennes, sources narratives et d'autres sources tels que des livres de comptes, dossiers de réparations, enquêtes menées après une catastrophe, observations barométriques, journaux, sont étudiés. Ils contiennent des informations descriptives sur les aléas météorologiques passés, ainsi que des impacts sur les sociétés et leurs réactions et adaptations. Avant d'être utilisées pour reconstituer l'histoire des tempêtes et des submersions maritimes, ces données ont été étudiées, analysées et critiquées. Elles ont été incluses dans des bases de données pour regrouper les évènements similaires (Athimon and Maanan, 2018). Par ailleurs, pour les hypothèses les plus anciennes (pré-XIV^e siècle), la confirmation des hypothèses sédimentologiques datées se fait à partir des données issues de la littérature scientifique³¹. Pour les quelques tempêtes très récentes (post-XIX^e siècle) qui pourraient être recensées durant ce travail, nous avons pris en compte les données descriptives très précises issues de Météo France.³²

³¹ La méthode étant identique à celle de l'analyse employée à l'échelle holocène, nous renvoyons le lecteur à la section 1.2.3 du chapitre 4 pour obtenir des détails sur l'approche bibliographique employée.

³² La méthode étant identique à celle de l'analyse employée à l'échelle anthropocène, nous renvoyons le lecteur à la section 1.2.3 du chapitre 6 pour obtenir des détails sur l'analyse de données historiques récentes employée

1.3. Résultats et interprétation : Détection des événements extrêmes anciens

1.3.1. Le couplage complexe entre les deux méthodes de datations

Lab. ID	Terrain	Nom de l'échantillon/profondeur	Type d'échantillon	Age BP/pMC (pMC = percent modern carbon)	Age calibré
GdA-5375	PMG	pmg-a/83 cm	sédiment riche en matière organique	465 ± 25 BP	68.2% probability 1428AD (68.2%) 1446AD 95.4% probability 1414AD (95.4%) 1454AD
GdA-5378	PMG	pmg-b /135 cm	sédiment riche en matière organique	2295 ± 25 BP	68.2% probability 398BC (68.2%) 370BC 95.4% probability 405BC (84.2%) 356BC 284BC (9.4%) 254BC 246BC (1.8%) 236BC
GdA-5376	PMG	pmg-c /178 cm	sédiment riche en matière organique	2730 ± 30 BO	68.2% probability 901BC (68.2%) 836BC 95.4% probability 930BC (95.4%) 812BC
GdA-5377	PMG	pmg-d 6/267 cm	sédiment riche en matière organique et débris de végétaux (morceaux de bois)	775 ± 30 BP Erreur de datation	68.2% probability 1224AD (13.4%) 1233AD 1243AD (54.8%) 1272AD 95.4% probability 1214AD (95.4%) 1282AD Erreur de datation
GdA-5371	TDC	tdc-a/78 cm	coquille marine (<i>cerastoderma edule</i>)	905 ± 30 BP	T3M/78cm_R_Date(905,30) 68.2% probability 1500AD (68.2%) 1620AD 95.4% probability 1465AD (95.4%) 1660AD
GdA-5372	TDC	tdc-b/172 cm	coquille marine (<i>cerastoderma edule</i>)	1240 ± 20 BP	68.2% probability 1250AD (68.2%) 1340AD 95.4% probability 1215AD (95.4%) 1404AD
GdA-5373	TDC	tdc-c/221 cm	coquille marine (<i>venerupis decussata</i>)	1460 ± 40 BP	68.2% probability 1036AD (68.2%) 1166AD 95.4% probability 980AD (95.4%) 1239AD
GdA-5374	TDC	tdc-d/276 cm	coquille marine (<i>venerupis decussata</i>)	2235 ± 30 BP	68.2% probability 224AD (68.2%) 370AD 95.4% probability 148AD (95.4%) 420AD

Tableau 7 Détail des échantillons, résultats de la datation AMS du ¹⁴C et calibration pour la PMG et les TDC.

Le couplage des deux méthodes de datation effectuée dans ces deux stations est soumis à un débat important. La section 1.3.1 du chapitre 6 témoigne d'une datation aux ²¹⁰Pb et ¹³⁷Cs efficace pour les deux environnements. Elle offre une incertitude très faible sur les premiers centimètres de ces deux carottes. Cependant, le couplage des deux modèles élève ensuite la marge d'erreur sur les horizons les plus profonds de la PMG.

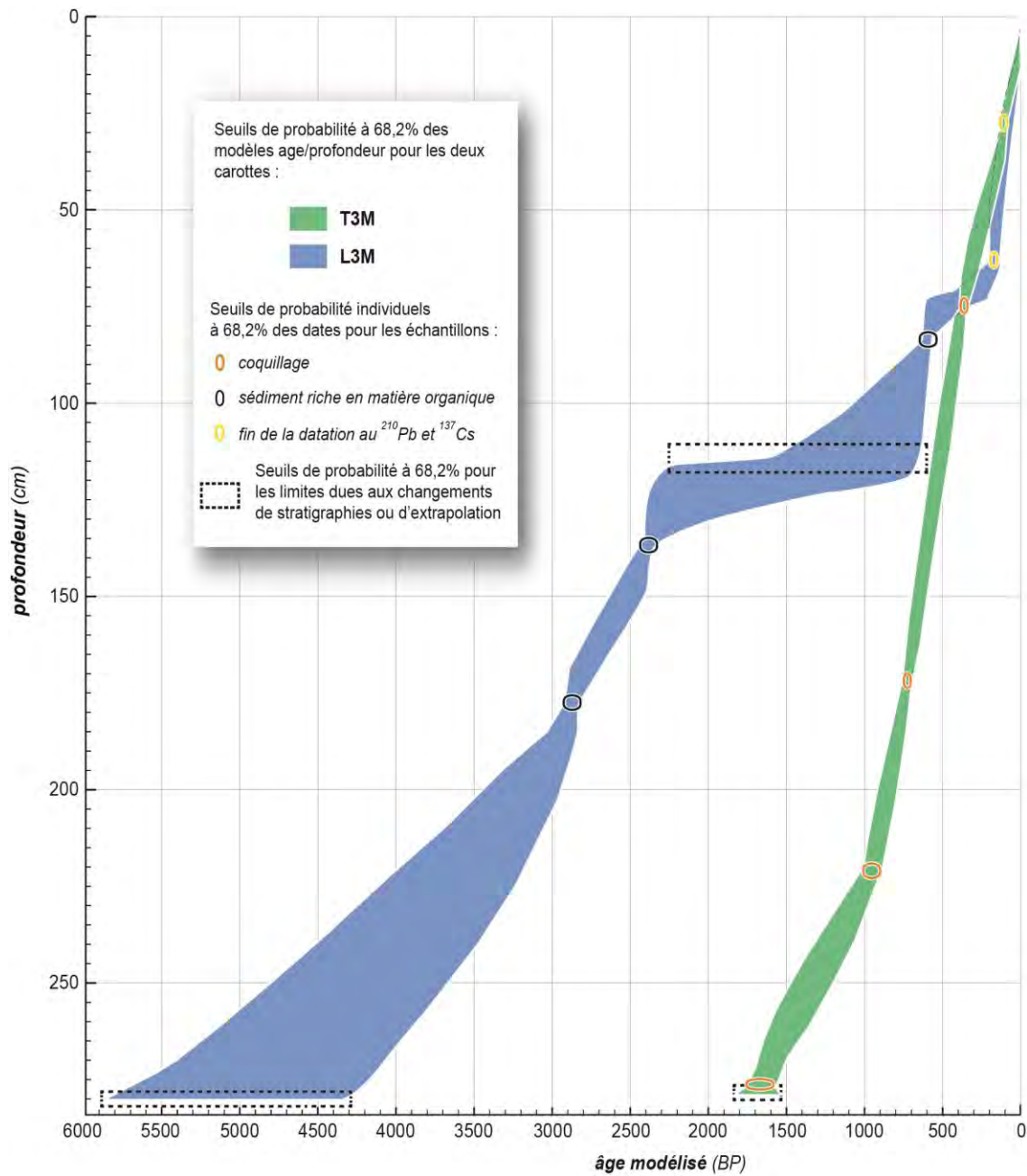


Figure 57 Datations et modèle d'âge/profondeur des deux carottes prélevées à la PMG et aux TDC.

La haute incertitude visible dans les cinquante derniers centimètres de la carotte L3M (Figure 57) est majoritairement due à une erreur de datation. Elle a été mise en alerte par le GADAM sur l'échantillon pmg-d, situé à 267cm de profondeur. Ce dernier était à l'origine censé calibrer la base de cette carotte (Tableau 7). Nous remarquons que la date obtenue est plus récente que les deux dates estimées pour les échantillons pmg-b et pmg-c, pourtant situés respectivement à 135 et 178 centimètres de profondeur. Ce hiatus est dû à la présence de débris végétaux dans l'échantillon. Ces végétaux témoignent d'un environnement bien plus récent que les sédiments organiques dans lequel ils se sont déposés. Il semble que ces débris se sont déposés bien plus

tard, et ont probablement pénétré au fil des siècles les faciès sous-jacents par leur poids. Nous nous rendons responsables d'un mauvais choix d'échantillon pour le cas du pmg-d. Suivant les recommandations du GADAM, nous n'avons pas pris en compte cet échantillon pour la création du modèle âge/profondeur. Nous considérons en conséquence une marge d'erreur très importante pour les derniers centimètres de cette carotte. Dans l'ensemble, les sept autres échantillons prélevés dans ces deux environnements différents proposent une marge d'erreur convenable de moins de 50 années.

Une autre zone d'incertitude est observée dans la construction du modèle âge/profondeur. Elle concerne l'adaptation du changement stratigraphique passant de la vase au sable au centimètre 115 de la carotte L3M. Nous avons pris en compte les deux échantillons sus et sous-jacents datés, ainsi que la modification de dynamiques estimées par les deux différentes stratigraphies. Cependant, le modèle du GADAM n'a pas réussi à obtenir une datation précise pour ce faciès. Une section d'environ 15 centimètres située près de cette transition est soumise à une incertitude de datation importante

Le couplage entre les deux méthodes est représenté sur la Figure 57 par les cercles jaunes. Il ne semble pas créer d'incertitudes importantes. La courbe produite par le modèle pour la carotte T3M ne produit pas de rupture visible au niveau de la transition entre les deux méthodes. Concernant la carotte L3M, une légère rupture est observable dans les quelques centimètres suivant cette transition. Elle augmente l'incertitude du modèle de quelques dizaines d'années sur l'horizon 65-70cms. Cependant, cette incertitude décroît ensuite très rapidement grâce à la datation précise sous-jacente de l'échantillon pmg-b. Ce hiatus peut être dû à la différence sédimentologique importante entre l'horizon superficiel vaseux de slikke³³ daté aux ²¹⁰Pb et ¹³⁷Cs, et son extrapolation pour cette carotte de trois mètres. L'horizon superficiel de cette longue carotte est plus sableux³⁴. Des réserves peuvent être émises sur les dates des EE estimées dans l'horizon daté aux ²¹⁰Pb et ¹³⁷Cs sur cette carotte de trois mètres extraite à la PMG.

Dans l'ensemble, la combinaison des deux méthodes de datation résulte en deux modèles âge/profondeur très inégaux. Le modèle produit pour la carotte T3M aux TDC est précis, et

³³ Nous renvoyons le lecteur à la section 1.2.3 du chapitre 6 pour appréhender la datation aux ²¹⁰Pb et ¹³⁷Cs effectuée dans l'horizon vaseux de la carotte courte.

³⁴ Nous renvoyons le lecteur à la section 1.3.2.1 de ce chapitre pour observer la stratigraphie de la carotte L3M.

résulte en une enveloppe de probabilité à 68.2% fine. Cette faible incertitude est due aux quatre datations précises de coquilles marines au ^{14}C , et à sa transition lisse avec les premiers centimètres datés aux ^{210}Pb et ^{137}Cs . À l'inverse, ce couplage à la PMG propose des résultats insatisfaisants. Seuls les horizons 70 – 110cm et 120 – 210cm exposent des incertitudes raisonnables évaluées à moins de 150 années. La marge d'erreur reste alors convenable seulement pour les horizons proximaux des trois échantillons datés au ^{14}C et conservés pour la création du modèle. Pour le reste de la carotte, une forte incertitude prédomine.

Si ces résultats exposent un bilan globalement contrasté, nous nous questionnons sur la réelle efficacité de ce couplage. Les deux principales sources d'erreur listées pour le cas de la carotte L3M sont liées à un mauvais choix d'échantillon et à un hiatus du modèle du GADAM quant à une transition stratigraphique. Ce couplage pour l'environnement des TDC offre pourtant des résultats convaincants. De plus, les deux espaces de transitions entre les deux méthodes de datation des deux carottes proposent des incertitudes relativement faibles. Nous nous questionnons donc sur la valeur de ce couplage à la PMG avec un meilleur choix d'échantillon et de calibration du modèle. Les résultats insatisfaisants observés à la PMG ne sont probablement pas dus au croisement des deux méthodes. D'autres travaux futurs sont nécessaires pour en tirer des conclusions plus précises. Suite à ce travail, nous pensons que ce couplage pourrait être pertinent mais complexe à accomplir pour obtenir des résultats sûrs. Le choix des échantillons pour les deux méthodes et la construction du modèle doivent en amont être totalement robustes.

1.3.2. Lithostratigraphie des deux environnements

1.3.2.1. La Petite mer de Gâvres

L'environnement passé de la PMG est appréhendé par la carotte L3M. Il est exposé en Figure 59, présentée à la fin de la section 1.3.2³⁵. Il peut se diviser en deux temps principaux. Le premier est à la base de la carotte entre les centimètres 115 et 280 (pré – 1182 \pm 230 cal y BP ; section A). Il témoigne d'un environnement plus calme que les horizons superficiels de la carotte. Un environnement silteux entre les centimètres 180 et 280 est interrompu par quelques potentiels EE

³⁵ Nous rappelons que nous demandons au lecteur de la prudence lors de la lecture des schémas cartographiques de reconstruction des changements paleoenvironnementaux présentés dans les figures de résultats. Ces reproductions présentent des hypothèses quant à l'évolution paysagère des milieux étudiés, basées sur seulement une carotte par milieu. Une très forte incertitude domine face à ces représentations synthétiques. La multiplication des carottes pourrait confirmer ou infirmer ces hypothèses.

sableux. Il caractérise la fin de la construction du cordon dunaire protecteur, avec des variations granulométriques et géochimiques importantes. Le taux de sédimentation moyen est de 0,05cm/an. Trois EE sont extraits : 3314 ± 150 cal y P au cm. 205, 3883 ± 230 cal y BP au cm. 230 et 3991 ± 240 cal y BP au cm. 238. Ils témoignent de pics de GM, Sr et Ca, et de creux dans les courbes de Fe et Ti. Les deux derniers évènements exposent une datation de faible précision dans un espace ancien. Ils ne sont pas retenus car sans datation sous-jacente, l'incertitude est trop importante pour émettre une interprétation précise d'un EE passé (Figure 57). L'hypothèse d'évènement extrême (EE) datée 3314 ± 150 cal y BP au cm. 205 est identifiable grâce à la radiographie, et se caractérise par des pics de granulométrie (150 à 380µm), d'éléments marins (4 à 26 indice de Ca et 1,2 à 2,2 indice de Sr) et par des chutes de Fe (40 à 25) et de Ti (5,5 à 2,4). Cette première phase transite ensuite vers un espace de slikke isolé de la mer une fois le cordon littoral bien établi entre les centimètres 115 et 180. Cet espace est composé de vases denses avec un taux de sédimentation moyen de 0,04 cm/an. La vase est pauvre en éléments marins et riche en éléments continentaux. Aucun dépôt marin n'est détecté dans cette section de 65 centimètres.

La deuxième période principale caractérisant la construction de cet environnement se situe dans la partie la plus superficielle de la carotte, aux 115 premiers centimètres (période post-1182 ±230 cal y BP ; section B). Celle-ci est composée d'un environnement bien plus dynamique avec un taux de sédimentation moyen de 0,09cm/an et une prédominance de sables marins. Nous émettons l'hypothèse qu'une succession d'« *overwashes* » importants a contribué à la formation d'un dépôt sableux important en arrière du cordon dunaire, à la place de l'ancienne slikke. Ils sont datés 505±25 cal y BP au cm. 82, 625±80 cal y BP au cm. 89 et 1182 ± 230 cal y BP au cm. 115. Ce dépôt sableux, submergé aux pleines mers de vives-eaux, se caractérise comme un espace de schorre par la présence de *Salicornia*. Le dernier évènement daté 1182 ± 230 cal y BP (cm. 115) témoigne également d'une incertitude importante et comparable aux deux évènements pré-3500 cal y BP. Nous avons choisi de tout de même le conserver dans l'analyse. Malgré l'incertitude importante de la précision de la date, nous restons sûrs que ce changement important se situe au cours de la phase 950-1410 cal y BP. La courbe estimée par le modèle (Figure 57) et les deux datations précises sous et sus-jacentes effectuées par le GADAM le prouvent. Cet EE potentiel présente des variations sédimentologiques majeurs. Nous notons le passage d'un grain moyen de 65 à 575µm, des accroissements importants de Si, Ca et Sr (respectivement multiplié par deux, six et trois) et des chutes très intense de Ti, Zn et Fe (respectivement divisés par trois,

quatre et cinq). Plusieurs centaines d'années plus tard, une autre hypothèse d'EE est discutée avec le dépôt détecté au cm. 88 et daté à 625 ± 80 cal y BP. Ce potentiel EE est identifié comme incursion marine par l'accroissement de GM (267 à $500 \mu\text{m}$), de Ca (17 à 45) et Sr (1 à 2,5), et la diminution de Fe (36 à 14) et de Ti (4,3 à 1,4). Enfin, l'hypothèse d'évènement le plus récent est datée 505 ± 25 cal y BP au cm. 82. Cet EE a déposé un caillou de deux à trois centimètres de diamètre dans la carotte L3M, impliquant une interruption de l'analyse géochimique effectuée par le XRF. Le GM a été multiplié par dix et passe de 50 à $500 \mu\text{m}$. Un pic de clarté est également détecté, probablement dû aux restes de l'élément grossier déposé. La chute de CO_2 peut être interprétée comme l'interface entre la vase riche en MO et le sable sus-jacent.

1.3.2.2. Les Traicts du Croisic

A travers l'analyse de la carotte T3M extraite aux Traicts du Croisic (Figure 58, présentée à la fin de la section 1.3.2), nous détectons trois différentes sections principales témoignant de trois dynamiques sédimentologiques différentes. La première période pré- 1020 ± 50 cal y BP (section A) à la base de la carotte (cm. 225 à 278) expose un environnement plus calme que la section sus-jacente. Cet environnement est composé d'un environnement majoritairement vaso-silteux avec un taux de sédimentation moyen de $0,08 \text{cm/an}$. Il est interrompu par un dépôt marin estimé vers 1428 ± 60 cal y BP, identifiable par l'indicateur de grain moyen qui double entre 270 et 260cm. Nous interprétons cette section A à faible dynamique comme la période de fin de construction de la flèche sableuse de Pen Bron plus au sud. La flèche était alors bien plus fine qu'actuellement, expliquant la présence d'un sédiment fin provenant majoritairement du continent dans un environnement similaire à une vasière de slikke.

Dans un second temps, entre 1020 ± 50 cal y BP (cm. 225) et env. 25 cal y BP (cm.20), le cordon dunaire s'est fortement épaissi (section B). Nous détectons une arrivée de sable marin importante durant une période à très fortes dynamiques sédimentologiques. Le taux de sédimentation moyen est de $0,22 \text{ cm/an}$. Cette deuxième phase est nettement visible grâce aux analyses granulométriques et géochimiques. Les taux de MO restent également à des valeurs très faibles, alors que la clarté a augmenté avec la couleur plus claire du sable marin comparée à celle des vases silteuses. Cette phase de forte accumulation sédimentaire sableuse renforce le cordon protecteur. Elle est impulsée par quatre EE identifiables à la base de cette section imposante, datés à 977 ± 44 cal y BP (cm. 225), 867 ± 30 cal y BP (cm. 208), 671 ± 30 cal y BP (cm. 174) et

635 ± 35 cal y BP (cm. 165). Le plus ancien, présent au cm. 225, est très facilement identifiable par les différents pics granulométriques, de Sr, Ca, de CO₂ ainsi qu'aux chutes de Zn, Fe, Ti et SM. Le pic de CO₂ s'explique par la coquille marine de *Venerupis decussata* retrouvée dans la carotte, et visible à la photographie et au Scopix. Au centimètre 208, un second pulse marin est visible grâce aux indicateurs de grain moyen (passage de 550 à 700µm) et géochimiques (passages de 27 à 65 sur l'indice de Sr et de 1,6 à 3,2 sur l'indice de Sr). Les troisième et quatrième hypothèses d'EE de cette section sont successives et semblent assez similaires dans leur caractérisation sédimentologique. Elles sont estimées aux centimètres 174 et 165, avec un grain moyen passant respectivement de 500 à 730 et 480 à 720µm. Des pics importants des trois éléments géochimiques à tendance océanique Ca, Sr et Si sont observés. Durant les quatre pulses marins évoqués dans cette couche B, les éléments géochimiques à tendance continentale Zn, Ti et Fe atteignent également toutes des valeurs minimales proches de zéro. Enfin, le reste de cette section est homogène entre les centimètres 160 et 20. Le grain moyen sableux est compris entre 300 et 400µm, avec très peu de variations géochimiques, colorimétriques, de MO et de SM. La dune trouve donc une stabilité durant une période avec moins d'EE.

Dans un troisième temps, un affaiblissement des dynamiques sédimentologiques permet au système de retrouver un espace bien plus calme sur l'horizon superficiel de la carotte (section C). Il correspond aux vingt premiers centimètres, datés post-1920 – 1930 AD. Nous relevons un retour vers une section à dominante vaseuse continentale. La dune s'est légèrement affinée. Le grain moyen et les indices d'élément marins sont faibles, et les éléments continentaux, la MO et la SM augmentent considérablement. L'environnement tend à redevenir une vasière, avec une implantation actuelle de *Salicornia* caractéristique d'un espace de schorre. Un dernier dépôt marin récent est très nettement détectable dans cette section, daté 1972 AD par le ²¹⁰Pb et le ¹³⁷Cs au centimètre 10. Très nettement visible à la photographie et au Scopix, ce « washover » est caractérisé par des pics marquants de GM (35 à 360µm), de clarté (45 à 50), de Sr (0,8 à 1,6), de Si (20 à 55), ainsi que des chutes marquantes de CO₂ (de 15 à 1%), de Zn (0,2 à 0,07), de Fe (43 à 10), de Ti (4,5 à 1,7) et de SM (1,2 à 0). L'ensemble de cette couche vaseuse, incluant ce dépôt sableux marquant, présente un taux de sédimentation moyen d'environ 0,2cm par an. Il témoigne de la baisse des dynamiques sédimentologiques.

Figure 59 Log de la carotte L3M de la Petite mer de Gâvres et interprétation de sa lithostratigraphie.

Figure 58 Log de la carotte T3M des Traicts du Croisic et interprétation de sa lithostratigraphie.

Données obtenues à partir des analyses sédimentologiques

Datation au ^{210}Pb et ^{137}Cs
Taux de sédimentation moyen :
0,42 cm/ans
Cf. Chapitre 6

Fin de la datation :
cm.63 → env. 1867 AD

pmg-a (MO)

513 cal y BP

pmg-b (MO)

2302 cal y BP

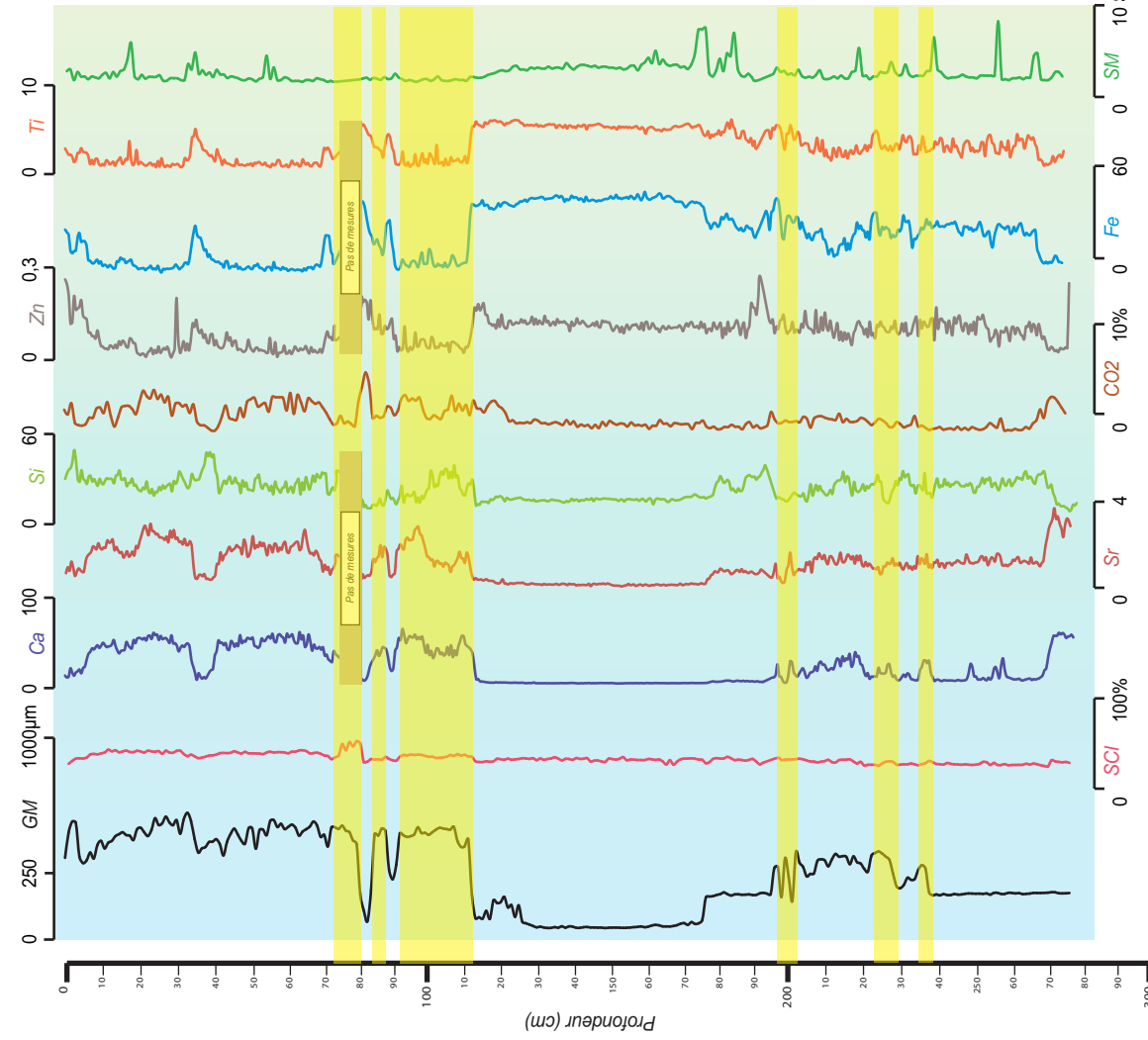
pmb-c (MO)

2822 cal y BP

pmg-d (MO/bois)

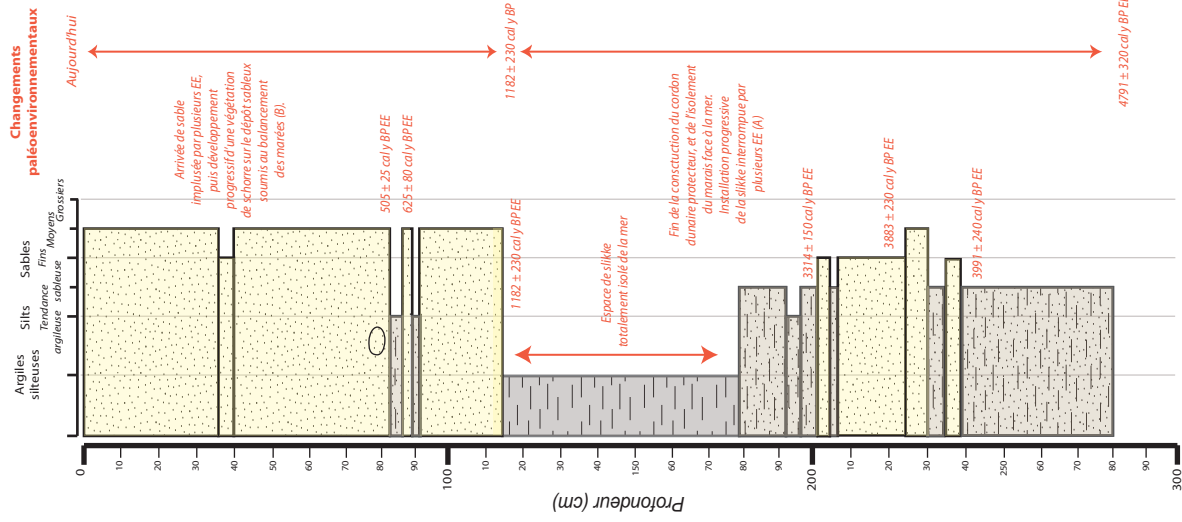
Erreur de datation

Photographie
et Scopix



Hypothèse d'événement extrême (EE)

Interprétation de la lithostratigraphie



Agiles siltuses

Sables Tendence fins anguleuse sableuse

Sables Tendence fins Moyens Grossiers

Profondeur (cm)

10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 110 120 130 140 150 160 170 180 190 200 210 220 230 240 250 260 270 280 290 300

505 ± 25 cal y BP EE

625 ± 80 cal y BP EE

1182 ± 230 cal y BP EE

1182 ± 230 cal y BP

3314 ± 150 cal y BP EE

3883 ± 230 cal y BP EE

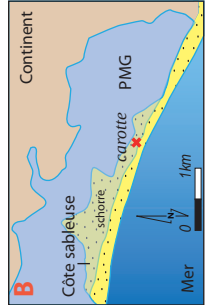
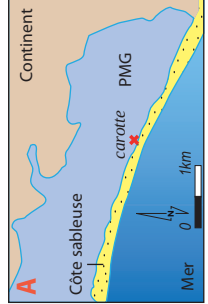
3991 ± 240 cal y BP EE

4791 ± 320 cal y BP EE

Arrivée de sable impluvé par plusieurs EE, plus développement progressif d'une végétation de schorre sur le dépôt sableux soumis au balancement des marées (B).

Espace de siltite totalement isolé de la mer

Fin de la construction du cordon dunaire protecteur, et de l'isolement du marais face à la mer. Installation progressive de la siltite interrompue par plusieurs EE (A)



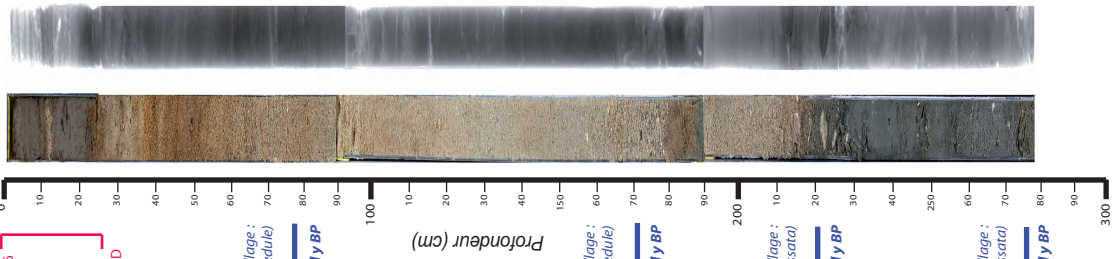
Carotte L3M

Données obtenues à partir des analyses sédimentologiques

Datation au 210Pb et 137Cs
Taux de sédimentation moyen :
0,24cm/ans
Cf. Chapitre 6

Fin de la datation :
cm.27 -> env. 1904AD

Photographie
et Scoppix



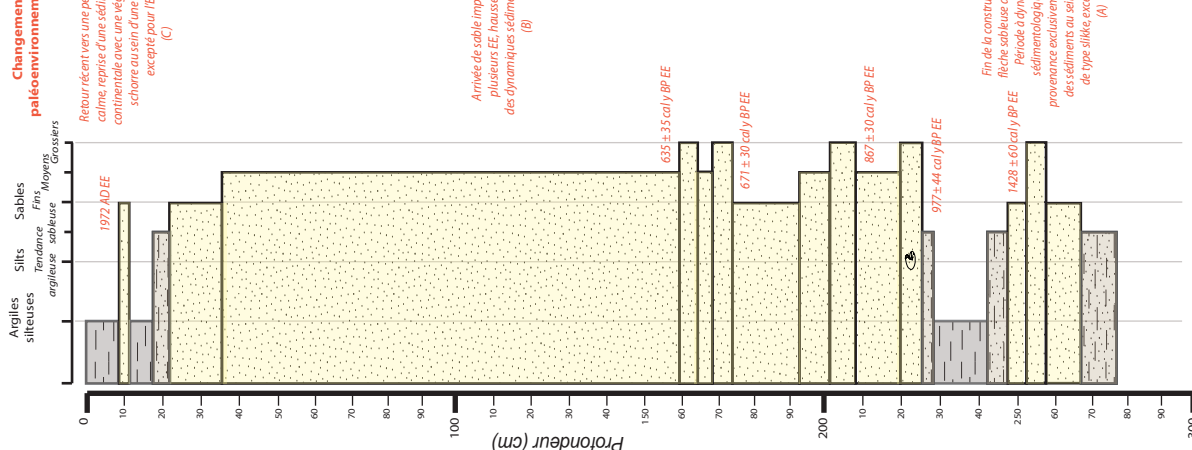
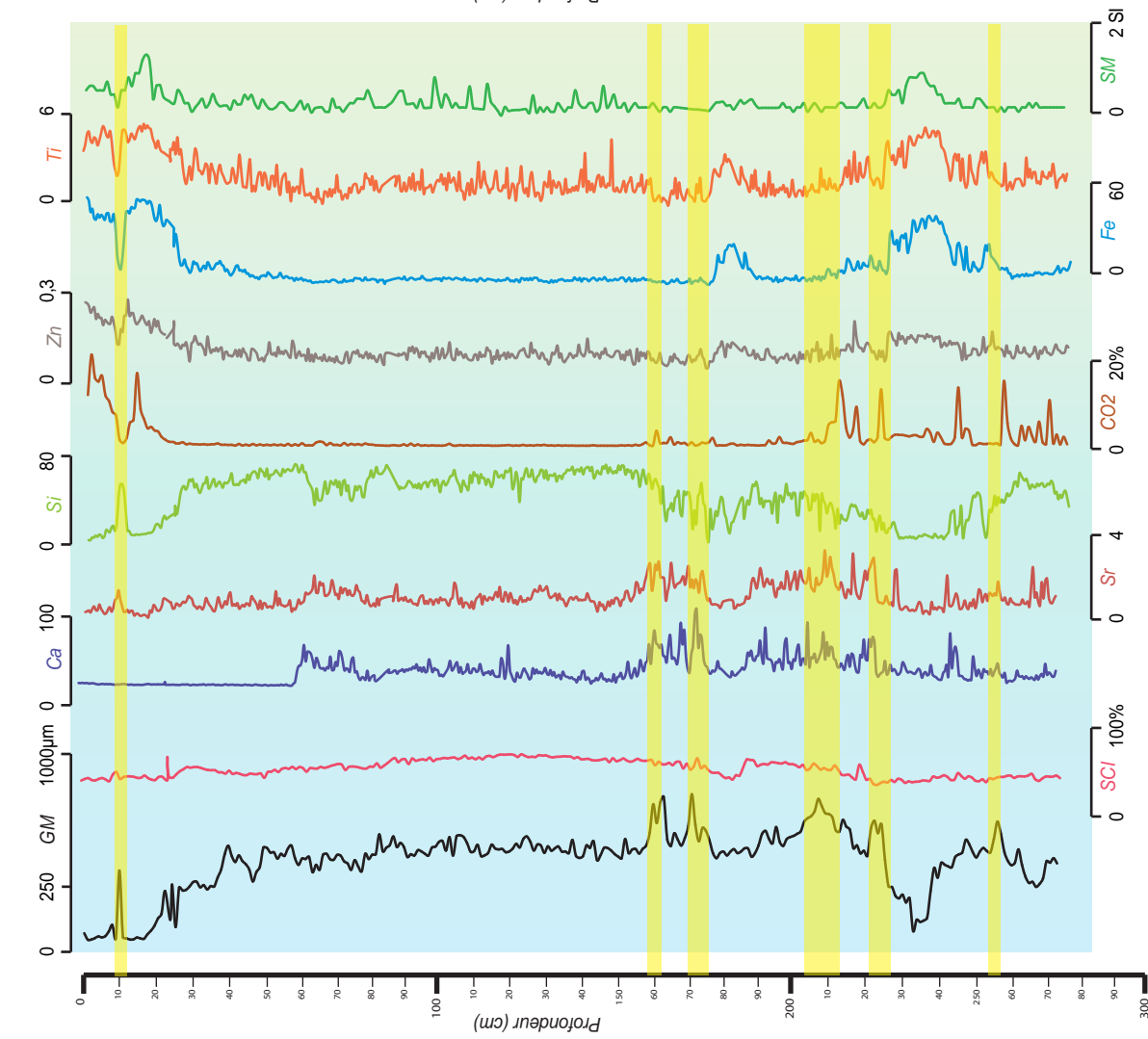
t4c-a (coquillage :
cerastoderma edule)
340 cal y BP

t4c-b (coquillage :
cerastoderma edule)
671 cal y BP

t4c-c (coquillage :
venerupis decussata)
913 cal y BP

t4c-d (coquillage :
venerupis decussata)
1600 cal y BP

Interprétation de la lithostratigraphie



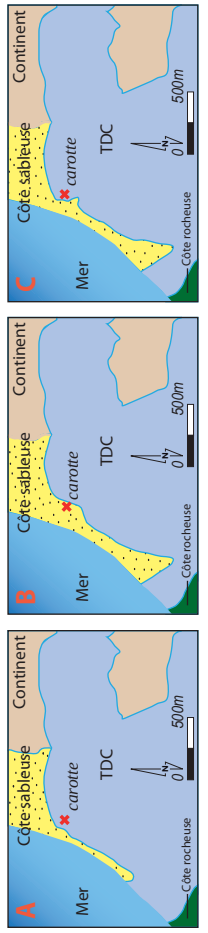
Changements paléoenvironnementaux
Aujourd'hui
env. 1920-1930AD (env. 25 cal y BP)
Retour récent vers une période plus calme, reprise d'une sédimentation continentale avec une végétation de schorre au sein d'une vaseuse, excepté pour l'EE (C)

Arrivées de sable impluvé par plusieurs EE, hausse globale des dynamiques sédimentologiques (B)

1020 ± 50 cal y BP
Fin de la construction de la flèche sableuse de Pen Bron. Période à dynamiques sédimentologiques calmes, provenance exclusivement continentale des sédiments au sein d'une vaseuse de type siltée, excepté pour l'EE (A)

1625 ± 36 cal y BP

Hypothèse d'événement extrême (EE)



Carotte T3M

La position des deux carottes dans le schorre et au plus près du cordon dunaire protecteur, explique la faible présence d'EE dans leurs horizons superficiels (Liu and Fearn, 2000a; Sabatier, 2009). Le cordon dunaire protège de certains dépôts qui sont généralement observables plus à distance vers le centre de la lagune (Figure 24). Ce cordon est plus haut et probablement plus épais qu'il y a des centaines d'années dans les deux terrains. Il offre une protection accrue face aux dépôts marins contemporains. Le choix de carottage a cependant été conservé pour pouvoir obtenir le plus de dépôts tempétueux anciens possibles, lorsque le cordon dunaire était plus fin, et donc l'espace carotté similaire aux slikkes actuelles moins protégées. C'est également pour ces raisons qu'un événement très récent reste identifiable dans l'horizon le plus superficiel des TDC (Figure 58C). L'espace est redevenu récemment moins protégé après l'affaiblissement contemporain des dynamiques, impliquant un amaigrissement du cordon dunaire des TDC.

1.3.3. Comparaison avec les données historiques pour la caractérisation des EE

L'histoire des tempêtes et des submersions marines survenues le long de la côte atlantique française durant les derniers siècles a été reconstituée. Nous avons consulté près de 20 000 documents, dont seulement près de 925 contenaient des données sur les tempêtes passées et les submersions marines associées entre le XIV^e et le XVIII^e siècle³⁶. Ce travail fait l'objet d'une thèse réalisée par Mme Emmanuelle Athimon, dont la soutenance est prévue pour mars 2019³⁷. La Figure 60, issue d'Athimon and Maanan (2018), propose une observation passée de l'activité tempétueuse entre 1300 et 1800 AD selon les archives historiques. Les vingt premières années et la fin du XVIII^e siècle, ainsi que la fin du XVI^e siècle sont des périodes de forte activité tempétueuse. La croissance du XVIII^e siècle peut-être due à un plus grand nombre de documents historiques disponibles. Dans cette étude, la distinction spatiale des archives tempétueuse montre également que les côtes bretonnes semblent être plus faiblement affectées par les tempêtes. Cette explication peut être due à une perte plus importante d'archives pendant les guerres et la Révolution Française. De nombreux documents sont absents. Les auteurs expliquent que cette figure peut ne pas être totalement représentative de la réalité tempétueuse survenue. Elle témoigne de la complexité à formuler une chronologie historique exhaustive. Ces tendances sont donc à prendre avec beaucoup de précautions (Athimon and Maanan, 2018).

³⁶ Données évaluées en mai 2018, au moment de la rédaction de ce manuscrit de thèse.

³⁷ Nous renvoyons le lecteur à ses travaux de thèse (Athimon, 2019) pour obtenir plus de détails quant aux résultats précis de cette recherche.

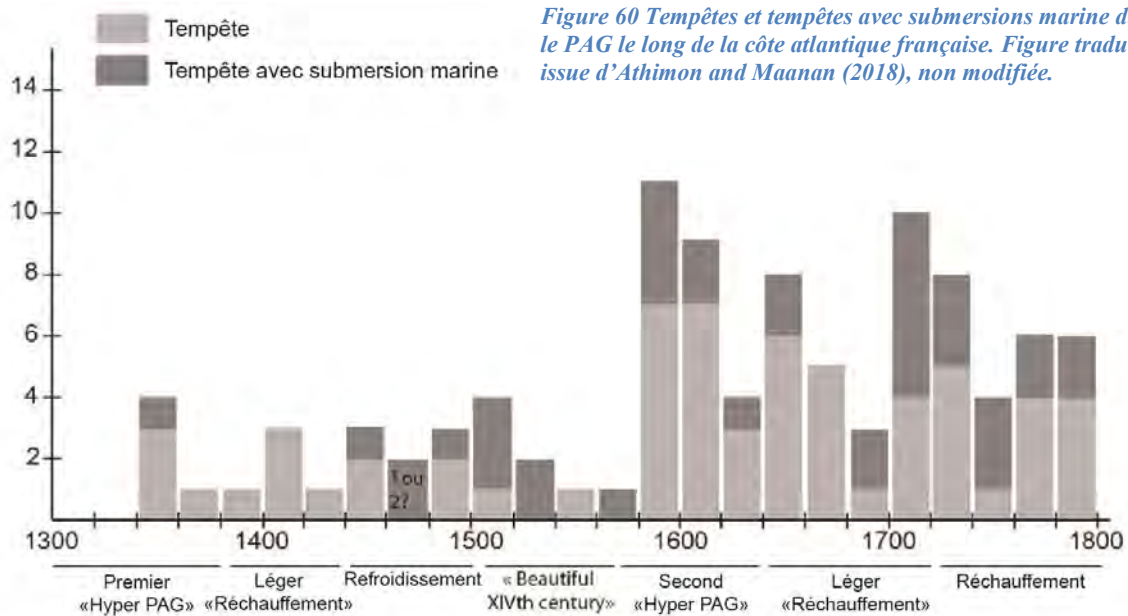


Figure 60 Tempêtes et tempêtes avec submersions marine durant le PAG le long de la côte atlantique française. Figure traduite issue d'Athimon and Maanan (2018), non modifiée.

Par ailleurs, 117 tempêtes dont au moins 45 ayant produit des submersions marines ont pu être recensées depuis le XIV^e siècle. Pour les périodes récentes, nous avons utilisé des données météorologiques récentes présentées par Météo-France, ainsi que diverses sources journalistiques disponibles après le XIX^e siècle. Pour la période pré-XIV^e siècle, les sources scientifiques consultées ont permis quelques rares comparaisons bibliographiques du quart nord-ouest français. Hormis la distinction importante entre submersion marine et tsunami, la précision des données historiques offre des de nombreux détails caractérisant les dégâts induits par ces événements.

1.4. Caractérisation des événements extrêmes

1.4.1. Recensement d'un EE post-XVIII^e siècle

Le premier événement recensé est estimé par les datations aux ²¹⁰Pb et ¹³⁷Cs à 1972 AD, avec une très faible incertitude. Les données historiques les plus contemporaines, issues principalement de Météo-France et de journaux locaux, exposent la puissance de cet EE recensé aux TDC. Des dégâts venteux considérables ont été répertoriés tels que des arbres arrachées, clochers et digues détruites. Des dégâts importants sur les bateaux et toitures et de plusieurs submersions marines sont identifiées. Dans la totalité, 11 240 000 francs de dégâts ont été estimés. Cette tempête a frappé une majeure partie du territoire métropolitain, touchant les ex-régions de Bretagne, Pays de la Loire, Poitou-Charentes, Aquitaine, Limousin, Midi-Pyrénées, Auvergne, Languedoc-Roussillon, Provence-Alpes-Côte d'Azur et Corse. Elle est survenue le 13 février 1972 AD et les

quelques jours suivants, et a causé le décès de 30 personnes. Les vents maximums sont estimés à 172 km/h durant un coefficient marégraphique variant entre 75 et 100 (SHOM). Pour cette tempête, une surcote de 89 cm a été observée à Saint-Nazaire. Près des Traicts du Croisic où la marque sédimentologique a été identifiée, on dénombre quatre églises nantaises fortement endommagées (Saint-Donatien, Saint-Similien, Saint-Anne et Saint-Nicolas). Les frais de réparation s'élèvent à 187 800 francs. Une grue a également chuté aux Sables d'Olonne³⁸.

1.4.2. Caractérisation des évènements extrêmes anciens (XIV-XVIII^e siècles)

1.4.2.1. Trois hypothèses potentielles trouvées dans les écrits liées à l'EE de 1445 AD

Entre les XIV^e et XVIII^e siècles, les archives historiques anciennes étudiées par Mme Athimon permettent de confirmer plusieurs hypothèses sédimentologiques (Athimon, 2019). Dans la PMG, un apport sableux remarquable est estimé à 505 ± 25 cal y BP (1445 \pm 25 AD). Durant cette période de 50 ans, trois évènements extrêmes ont été recensés les 7 octobre 1434 AD³⁹, 24 juin 1452 AD⁴⁰ et 27-28 janvier 1469 (n.st) AD⁴¹. Le calcul du coefficient de marée passé est effectué par Mme Athimon selon une méthode détaillée dans son manuscrit de thèse (Athimon, 2019). Avec l'analyse des dommages recensés dans les écrits, il nous permet de corréliser cette observation sédimentologique avec l'évènement de 1469 (n.st) AD avec une probabilité très haute. Un coefficient de marée de 100 est estimé le 27 janvier au matin, s'élevant ensuite à 103 le 27 au soir. Il a ensuite augmenté, puis s'est stabilisé à 106 toute la journée du 28. Concernant les deux autres dates, les coefficients estimés sont de 77 pour 1434 AD et 68 pour 1452 AD (Athimon, 2019). Ces estimations rendent l'hypothèse d'une submersion marine, appelée « *vimer* », moins probable pour cette tempête que pour celle de 1469 (n.st) AD. Cette dernière croise un coefficient de marée potentiel très important. Par ailleurs, les deux évènements passés au cours des années 1434 AD et 1452 AD sont caractérisés principalement par des dégâts matériels essentiellement issus des forts vents : cheminés renversées toitures de maison arrachées, églises ébranlées, forêts dévastées et destruction de la toiture du château du seigneur de La

³⁸ Sources historiques primaires : <http://tempetes.meteofrance.fr/Tempete-du-13-fevrier-1972.html>; <http://www.bretagne.developpement-durable.gouv.fr/etude-vimers-des-evenements-de-tempete-en-bretagnea2705.html> ; AM.N 1038 W 327; AD.V 78/31 1953-1975 – tempête du 13 février 1972 ; DDRM de la Vendée édition 2012.

³⁹ 7 octobre 1434 AD selon le calendrier julien précédemment utilisé, et 16 octobre selon le calendrier grégorien actuel.

⁴⁰ Ou 3 juillet selon le calendrier grégorien actuel.

⁴¹ Ou 5-6 février selon le calendrier grégorien actuel. n.st signifie « *nouveau style* », car à l'époque, l'année commençait le jour de pâques, rendant la réelle date julienne au 27-28 janvier 1468 AD.

Trémoille et du clocher de Saint-Aubin d'Angers pour le second⁴². Aucun écrit ne recense un quelconque dégât lié à l'océan selon les informations issues de Athimon, 2019.

L'évènement de 1469 (n.st) AD a induit de forts endommagements de digues et de marais salants à l'ex-île de Bouin, située à environ 120 kilomètres au sud-est de la PMG. Cette ancienne île a été inondée partiellement durant la nuit. Suite à cet évènement, les récits historiques dénotent la disparition de huit monceaux de sel⁴³, équivalant à près de 1 500 tonnes⁴⁴ et représentant des pertes économiques considérables. Cependant, les écrits ne certifient pas que ces pertes soient liées à la submersion marine. Des brèches majeures de plus de trente mètres, apparaissent dans les chaussées des marais salants. De nombreux chemins et ponts sont également détruits dans cet espace où une saunière est morte noyée⁴⁵. Une dernière mention de la submersion marine est identifiable dans une annonce faite par le site de Retz. Elle concerne le montant des taux et amendes de la cour de justice seigneuriale aux personnes qui avaient à les payer durant les mois qui suivirent cet évènement. La valeur de cet impôt était alors réduit, une concession qui s'expliquait par le « *moien du grant et piteux inconvenient qui fut par la maree qui par son inundacion submergea et degasta universalement les biens des manans et habitans dudit isle le XXVIII (28) jour de janvier l'an mil IIIIC (400) LXVIII (68)* »⁴⁶. Des dégâts venteux sont aussi recensés en Anjou situé de 150 à 250 kilomètres à l'est de la PMG. Le clocher de Saint-Aubin, déjà détruit lors de la tempête de 1452 AD, est renversé. Ce dégât à relativiser à la vue de la faiblesse certaine de cette construction. Dans l'arrière-pays, « *tant d'arbres* » ont été malmenés, rompus ou déracinés⁴⁷. Après analyse des différents dégâts recensés, la marque détectée et estimée à 1445 ± 25 AD semble se lier à l'évènement du 27-28 janvier 1469 (n.st) AD, Il correspond au 5-6 février selon le calendrier grégorien.

Enfin, nous soulignons également que cet EE se trouve dans les mêmes pas de temps que le YSPa (600-500 cal y BP) estimé dans le chapitre 4 de cette thèse. Il est également situé dans un EASE 1: 600-300 cal y BP à l'échelle plus globale de la côte atlantique européenne. Malgré le manque de marque observé aux TDC, l'emprise spatiale de ce phénomène semble assez étendue. Il va au

⁴² Sources historiques primaires : AN.P 1 AP 1976; Beaune, 1990; De Bourdigne, 1529a; De Bourdigne, 1529b; De Cagny, 1902; Huret, 1618 ; Roger, 1852.

⁴³ Informations issues de Athimon (2019). Sources historiques primaires : AD.LA 2 E 382; Briand, 2017.

⁴⁴ Informations issues de Athimon (2019). Source historique primaire : Briand, 2006.

⁴⁵ Informations issues de Athimon (2019). Source historique primaire : AN.P 1 AP 2132.

⁴⁶ Informations issues de Athimon (2019). Source historique primaire : AN.P 1 AP 2132.

⁴⁷ Informations issues de Athimon (2019). Source historique primaire : Lemarchand, 1857.

moins du sud de la Bretagne jusqu'à la Vendée, impactant aussi l'intérieur des terres au moins jusqu'en Anjou. Nous expliquons cette absence d'impact aux TDC par l'évolution de la flèche sableuse de Pen Bron. Cette dernière était plus large qu'actuellement à partir de 1020 ± 50 cal y BP, après l'arrivée de sable impulsée par plusieurs EE, et avant le retour récent vers une période plus calme au début du XX^e siècle. Après les premiers EE impactants estimés vers 977 ± 44 , 867 ± 30 , 671 ± 30 et 635 ± 35 cal y BP, les apports sableux ont grandement consolidé et épaissi le cordon littoral du côté de la lagune. Ils offrent une protection plus importante face aux EE suivants, qui n'ont plus été recensés avant un retour récent vers une phase plus calme.

1.4.2.2. L'EE majeur de l'hiver 1351 – 1352 (n.st) AD

Egalement présente durant l'YSPa et de l'EASE1, une seconde occurrence tempétueuse est datée 625 ± 80 cal y BP (1325 ± 80 AD) à la PMG et 635 ± 35 cal y BP (1315 ± 35 AD) aux TDC. Cette marque peut également être liée à la date de tempête trouvée vers 1335 AD en baie d'Audierne par Van Vliet Lanoe et al. (2014a). Avec une incertitude plus importante, un « *coarse-grained sedimentation pulse* » (CSP) est identifié par Poirier et al. (2017) vers 650 BP dans le pertuis charentais. Leurs marges d'erreur ne sont pas évoquées dans ces deux références.

Cet EE est donc identifié dans les trois environnements des TDC, de la PMG et de l'île d'Yeu, ainsi que probablement dans ces deux autres études effectuées le long de la côte atlantique française. Il y a une forte probabilité qu'il soit lié à la forte tempête ayant produit un « *vimer* » durant l'hiver 1351 – 1352 (n.st) AD tracé dans les archives historiques (Athimon, 2019). Aucune date précise n'est cependant disponible, bien que les historiens estiment que le début de l'année 1352 (n.st) AD serait le plus probable. Le calcul du coefficient de marée est alors impossible. Connu notamment grâce aux travaux de spécialistes comme Jean-Luc Sarrazin (Athimon et al., 2016; Sarrazin, 2012), cet évènement est considéré par les historiens comme étant le premier repérable dans les documents historiques. Il est pourtant l'aléa météo-marin ayant touché le littoral français durant le XIV^e siècle le moins méconnu. L'évènement a notamment été signalé à Noirmoutier, dans le pays d'Olonne et à l'île de Ré. L'ampleur de ce phénomène est caractérisée par les historiens de général, avec des dommages considérables. Le territoire de Ré est situé à environ 150 kilomètres au sud des TDC dans le pertuis charentais. Les écrits mentionnent de grand vents et qu' « *En 1352, un vimaire inonde une grande partie de l'île* »⁴⁸. À environ cent

⁴⁸ Informations issues de Athimon (2019). Sources historiques primaires : AN.P 1AP/1974, MIC/1AP/1974,

kilomètres au sud des TDC, des marais salants Olonnais ont été submergés par la mer. La production de sel était perdue car les marais étaient fortement et durablement endommagés. Aucun bénéfice ou quelconque recette n'a pu en être tiré⁴⁹. C'est à Noirmoutier que les dégâts sont les plus considérables, et également les mieux documentés. Cette île est localisée à environ quarante kilomètres au sud des TDC. Plusieurs documents évoquent qu'une grande partie de l'île fut inondée par la mer durant près de 50ans. Un aveu en date du 26 mai 1386 stipule qu'il fut un « *temps ou le païs souloit estre en estat et non occupé de la mer* ». Cet aveu est évocateur de la durée très longue de la submersion engendrée par l'évènement⁵⁰. Une enquête menée *a posteriori* confirme que le secteur fut inondé durant 50 à 55ans par l'océan⁵¹.

A partir des données étudiées, Mme Athimon résume ces différents éléments : « *en pulvérisant les dunes et chaussées de protection, l'onde de tempête a profondément modifié les zones basses littorales, transformant des espaces exploités en lagune. Durant plusieurs décennies – jusqu'à un demi-siècle à Barbâtre –, des terres sont restées sous les eaux.* ». Les propos retranscrits témoignent d'un évènement qui a totalement bouleversé la société littorale : « *Celle-ci, en affectant la fonction même des marais salants, a paralysé l'activité salicole de ces territoires ; au point que, incapables de remplir une partie de leurs fonctions productrices, ainsi que les revenus qui usuellement en découlent, du chômage a pu s'en suivre* ». Elle conclue son exposé en caractérisant cet évènement comme étant « *l'une des manifestations météorologiques les plus violentes et dramatiques du dernier millénaire sur la côte atlantique française* », selon une hypothèse qui était à l'origine émise par M. Sarrazin (Athimon, 2019).

L'analyse historique vient à placer cet évènement comme étant l'un des plus destructeurs jamais recensé. L'analyse sédimentologique se doit alors de prendre du recul sur l'ensemble des travaux effectués dans cette thèse et dans les études publiées le long de la côte atlantique française, voire en Europe. Cet évènement frappe par son impact marqué sur les trois terrains étudiés dans cette thèse. Des « *washovers* » sont estimées à près de 1352 AD, ou entre 550 et 650 cal y BP dans les trois terrains. Il semble même que son ampleur géomorphologique pourrait

(microfilm) ; AN.P 1AP/1976, MIC/1AP/1976, pièce n°167, (microfilm) ; De La Boutetière, 1877 ; Kemmerer, 1888 ; Barbot, 1886.

⁴⁹ Informations issues de Athimon (2019). Sources historiques primaires : AD.V H 71 ; De La Boutetière, 1877.

⁵⁰ Informations issues de Athimon (2019). Sources historiques primaires : AN.P 1AP/1976, MIC/1AP/1976 (microfilm).

⁵¹ Informations issues de Athimon (2019). Sources historiques primaires : Athimon et al. (2016); AN.P 1AP/1974, MIC/1AP/1974 (microfilm).

même dépasser la zone d'étude de cette thèse. Plus au sud, les informations historiques collectées à l'Île de Ré se corrélaient avec le CSP estimé vers 650 cal y BP (pas de marge d'erreur communiquée) au pertuis charentais par Poirier et al. (2017). Au nord de la zone d'étude, nous pouvons lier cette tempête avec la trace détectée par Van Vliet Lanoe et al. (2014a) en baie d'Audierne vers 1335 AD (pas de marge d'erreur communiquée). Celle-ci est localisée à environ 75 kilomètres au nord-ouest de la PMG. La zone impactée s'établit entre la marque sédimentologique la plus septentrionale identifiée en baie d'Audierne, et celle la plus méridionale détectée près du pertuis charentais avec les impacts historiques de l'île de Ré. Cet EE pourrait avoir impacté un espace côtier long d'au moins 250 kilomètres, incluant une grande partie du nord-ouest de la France. L'hypothèse émise par les historiens d'un événement sans précédent, pouvant être « millénaire » (Athimon, 2019), pourrait se confirmer au travers des travaux sédimentologiques évoqués.

1.4.3. Autres hypothèses sédimentologiques pré-XIV^e siècle

Au cours du dernier millénaire, trois autres dates ont été estimées dans la carotte extraite des TDC : 671 ± 30 cal y BP (environ 1279 ± 30 AD), 867 ± 30 cal y BP (environ 1083 ± 30 AD) et 977 ± 44 cal y BP (environ 973 ± 44 AD). Ces estimations sont trop anciennes pour obtenir des corrélations avec les archives historiques. Nous avons cherché des liens dans les travaux sédimentologiques locaux publiés. Concernant l'EE évalué à 671 ± 30 cal y BP, seule l'estimation d'une date de Devoy et al. (1996), également reprise par Haslett and Bryant (2007) est recensée. Elle correspond à une incursion marine dans une lagune en arrière de cordon sableux en baie des Trépassés (sud Bretagne) entre 1068 et 1265 AD (840 ± 70 BP). Cependant, le lien avec cette estimation paraît bien plus pertinent avec le second EE évoqué aux TDC, estimé à 867 ± 30 cal y BP. Deux autres sources bretonnes proposent un lien avec cet EE. La première correspond à un dépôt tempétueux estimé à 810 ± 50 BP à Lescours extrait des travaux de Regnaud (1999). La seconde renvoie à une estimation de tempête trouvée dans les archives sédimentaires de la baie d'Audierne en 900 cal y BP selon Van Vliet Lanoe et al. (2014a). Cette estimation est formulée à partir des données issues de Carter et al. (1993) et Haslett et al. (2000). Enfin, la dernière date évaluée à 977 ± 44 cal y BP est liée à deux estimations de tempêtes en baie d'Audierne (sud Bretagne) en 935 cal y BP et 1014 cal y BP selon Carter et al. (1993), Haslett et al. (2000), et Van Vliet Lanoe et al. (2014a). Les faibles corrélations trouvées rendent ces trois hypothèses d'EE probables, mais peu certaines. L'hypothèse 671 ± 30 cal y BP, très peu reprise

dans les travaux consultés, est très incertaine. Ces trois dates pourront être confirmées par d'autres travaux futurs établis le long de la côte nord-ouest française.

Quelques EE sont détectés sur les périodes les plus anciennes avant 1000 AD. Pour l'évènement daté aux TDC à 1428 ± 60 cal y BP (et donc environ 552 ± 60 AD), les travaux de Sarrazin (2012) relatent qu'un « *vimer atypique, vraisemblablement un tsunami* », serait survenu le 7 juin 567 AD sur la commune et ex-île de Bouin. Cette hypothèse se base sur une coutume⁵² rédigée en 1644 AD sur la base d'un texte de 1421 AD. Elle explique que « (...) *par un temps calme, la mer s'éleva soudainement à une hauteur telle qu'elle submergea l'île entière et noya tous les habitants. À la suite de cette catastrophe, l'île resta déserte pendant environ 10 ans* ». Cependant, toujours selon Sarrazin (2012), « *La situation politique décrite, parfaitement anachronique pour le VI^e siècle, de même que les noms tout aussi anachroniques des colons qui reprirent possession du territoire interdisent d'accorder le moindre crédit à la date indiquée* ». Cette hypothèse, principalement tirée d'une légende, est à prendre avec beaucoup de précautions. L'évènement daté 3314 ± 150 cal y BP en PMG est corrélé avec un YSPe (3490-3280 cal y BP). Sur les côtes bretonnes près de la PMG, deux marais atlantiques ont également été recouverts par la mer sans que le phénomène précis ait pu être caractérisé : « *À Kerminihy, entre 3420 ± 50 BP et 3020 ± 90 BP, la courbe des chénopodiacées devient insignifiante et pourrait indiquer la poursuite de la transgression et le recouvrement des vasières par la mer (...). À cette même époque, datée aux environs de 3600 BP à 3155 ± 85 BP, dans les marais d'arrière-dunes de Kerdual à La Trinité-sur-Mer dans le Morbihan, l'océan envahit le substratum (...).* » (Visset et al., 1995; Visset and Bernard, 2006). Cette hypothèse semble relativement robuste pour l'époque, et est située durant l'EASE4 à l'échelle du bassin nord-est Atlantique. Cependant, la carotte des TDC n'offre pas le recul temporel suffisant pour confirmer la continuité spatiale de cet EE précis sur l'entière côte nord-ouest française. Enfin, nous déplorons que les trois dernières incursions marines datées 1182 cal y BP, 3883 cal y BP et 3991 cal y BP à la PMG exposent des marges d'erreur exponentielles. Nous considérons que ces incertitudes sont trop importantes pour croiser ces EE à des observations sédimentologiques. De futurs travaux engageant de nouveaux carottages précisément datés dans ce terrain d'étude pourraient affiner la précision de ces hypothèses préliminaires.

⁵² Coutume de l'île de Bouin publiée par Luneau M. et Gallet E. Documents sur l'île de Bouin, Nantes, 1874, pièce justificative n° I.

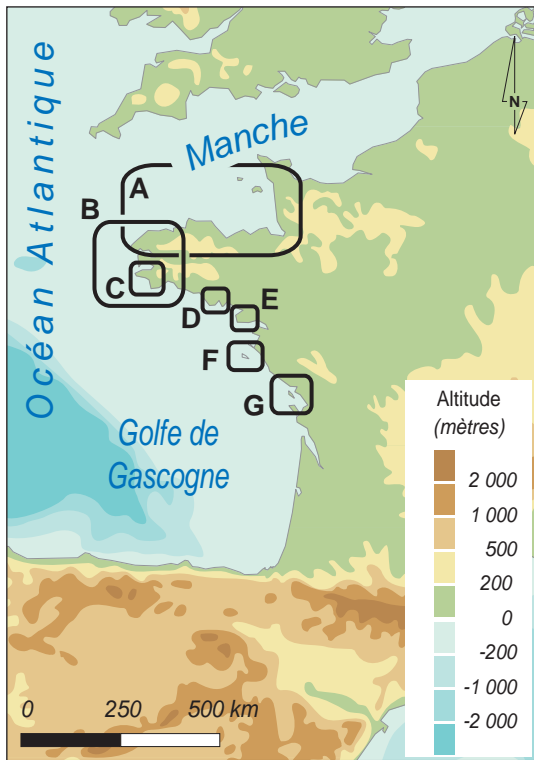
2. Synthèse des EE du dernier millénaire sur le nord-ouest de la France et influences océano-climatiques

2.1 Approche bibliographique

Après avoir extrait les différents EE de ces deux carottes sédimentaires, nous avons utilisé les sources scientifiques pour comparer ces résultats avec les autres chronologies millénaires préexistantes. Seuls les EE extraits d'analyses sédimentologiques effectuées sur la moitié nord de cette façade sont considérés. Nous évitons ainsi les amalgames avec d'autres trajectoires de tempêtes potentiellement différentes passant sur le sud de cette côte.

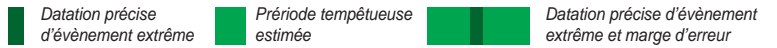
Dans un premier temps, les résultats de la variation des températures moyennes présentées à l'échelle holocène ont été reconduits dans ce chapitre. Les variations climatiques sont aussi marquées à l'échelle holocène que millénaire. Logiquement, elles ne présentent pas la même amplitude et doivent donc impérativement être discutées. À l'image de l'analyse holocène, nous tentons de comprendre si les phases froides sont soumises à une plus forte activité tempétueuse que les phases chaudes. Dans un second temps, l'augmentation du niveau marin semblait avoir un impact minime sur les côtes étudiées à l'échelle holocène, dû à sa stabilisation estimée vers 7500 cal y BP. Cependant, les variations centennales observées au cours du dernier millénaire pourraient avoir un impact sur l'observation de dépôts tempétueux récents. Dans un dernier temps, nous avons également comparé ces différents résultats sédimentologiques avec trois reconstructions de l'ONA. Cet indice est généralement estimé à l'échelle du dernier millénaire par des réanalyses climatologiques. Nous comparons les différentes observations de « washovers » avec l'évolution des phases d'ONA pour estimer son réel impact sur les aléas côtiers de la zone d'étude.

Figure 61 Analyse des événements extrêmes millénaires à l'échelle du de la côte nord atlantique française et comparaisons avec les principales influences océano-climatiques.



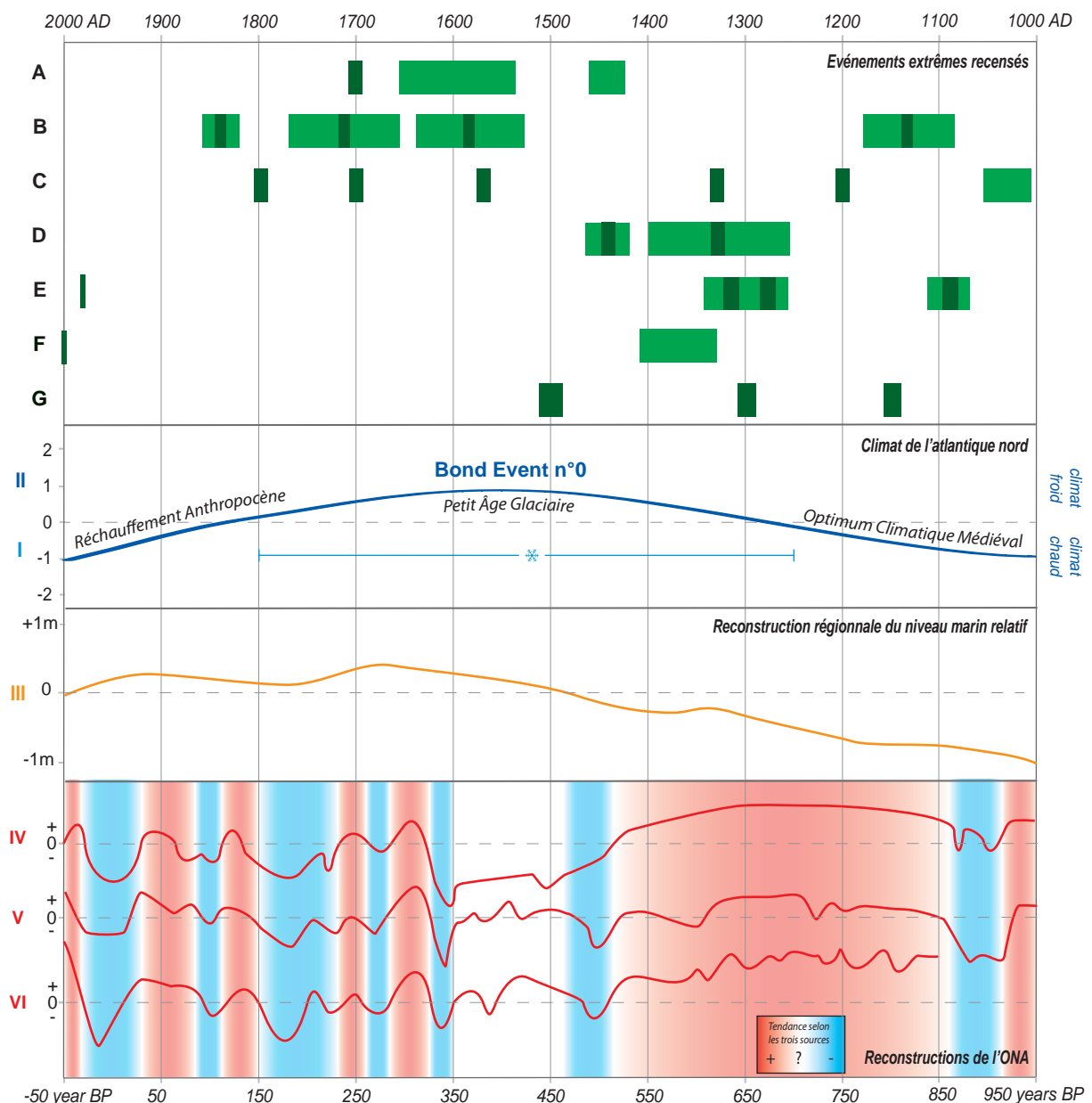
Analyses sédimentologiques pré-existantes établies le long des côtes du nord-ouest de la France :

- A : Nord Bretagne et ouest Cotentin (Van Vliet Lanoe et al., 2017 données extraites de Meurisse-Fort, 2007) ;
- B : Nord-est et sud-ouest Bretagne (Regnauld, 1999) ;
- C : Baie d'Audierne (Van Vliet Lanoe et al., 2014) ;
- D : Petite mer de Gâvres (cette étude) ;
- E : Traicts du Croisic (cette étude) ;
- F : Ile d'Yeu (chapitre 4) ;
- G : Pertuis charentais (Poirier et al., 2017).



Comparaison des chronologies avec :

- I : la période climatique froide (Wanner et al., 2011) déterminée selon
- II : l'analyse standardisée des débris d'iceberg en atlantique nord, avec le Bond event numéro 0 indiqué (Bond et al., 2001, 1997; Wanner et al., 2011) ;
- III : la reconstruction régionale du niveau marin relatif à partir de données extraites en Bretagne (Stéphan et al., 2015; Stéphan, 2011) ;
- IV, V et VI : les trois reconstructions de l'Oscillation Nord Atlantique sur le dernier millénaire (de haut en bas : Baker et al., 2015; Proctor et al., 2000; Trouet et al., 2009) avec une interprétation des grandes phases successives entre ONA positif en rouge, et négatif en bleu.



2.2. Les EE du nord-ouest de la France et leurs influences océano-climatiques

2.2.1. Évènements Extrêmes sur le nord-ouest de la France

A travers l'étude de nombreuses sources scientifiques, nous avons analysé plusieurs travaux sédimentologiques retraçant de nombreux EE au cours du dernier millénaire dans la zone d'étude. Dans un premier temps, les données issues de Meurisse-Fort (2007) et résumées dans Van Vliet-Lanoë et al. (2017, Figure 3 de cette référence) ont été exposées en Figure 61A. Les dates 1703 AD, 1541-1650 AD et 1430-1459 AD ont été extraites comme étant des tempêtes passées sur le nord Bretagne et l'ouest-cotentin selon cette première source. Regnauld (1999, Table 1 de cette référence) étudie l'ensemble de la Bretagne. Il met en exergue les dates 113 ± 10 BP, 240 ± 60 BP, 370 ± 60 BP et 810 ± 50 BP (Figure 61B). En baie d'Audierne, nous retrouvons les dates tempétueuses de 1795 AD, 1703 AD, 1570 AD, 1335 AD, 1200 AD, et entre 1052 et 1014 AD (Figure 61C) extraites de Van Vliet Lanoë et al. (2014a, Figure 4 de cette référence). Les trois références suivantes (Figure 61D, E et F) renvoient toutes à ce travail de thèse et reprennent les EE du dernier millénaire identifiés. Nous recensons tout d'abord les deux EE passés recensés dans la PMG (505 ± 25 cal y BP et 625 ± 80 cal y BP ; Figure 61D), et aux quatre EE détectés aux TDC (1972 AD, 635 ± 35 cal y BP, 671 ± 20 cal y BP et 867 ± 30 cal y BP ; Figure 61E). Les résultats de l'étude holocène de l'Île d'Yeu sont également retranscrits (Figure 50 et Figure 51, représentées en Figure 61F). Une marque récente est estimée à une date post-2010 AD au marais de la Croix, et la YSPa ($590 - 540$ cal y BP) est retranscrite. Enfin, cent kilomètres plus au sud à vol d'oiseau, nous ajoutons la contribution de Poirier et al. (2017) qui a étudié le pertuis Charentais (Figure 61G). Trois « *coarse-grained sedimentation pulses* » (CSP) sont estimés vers 450, 650 et 800 cal y BP après analyses des marais poitevin, de Rochefort et de la baie de Marennes-Oléron.

Seules les informations issues de travaux sédimentologiques sont traitées au cours de cette synthèse. Nous ne les mélangeons pas avec les informations historiques que seuls les historiens peuvent maîtriser. Les données historiques issues des archives présentées précédemment n'ont donc pas été incluses dans cette analyse se voulant exclusivement géophysique. Plusieurs périodes communes peuvent être comparées dans ces différentes sources : env. 1700 AD, 1570 AD, et 1300-1350 AD. Cependant, aucune corrélation générale ne semble se dessiner à l'échelle entière de la côte nord-ouest française. À l'inverse, une distinction peut même être discutée entre

les trois sources les plus septentrionales de la zone d'étude. Une présence plus importante des impacts tempétueux semblables du nord de cette façade océanique est identifiée entre 1500 et 1850 AD. Les quatre travaux les plus méridionaux de la zone d'étude présentent également une phase commune allant de 1100 à 1500 AD. L'activité semble plus intense entre 1250 et 1400 AD. Même si nous avons considéré le maximum d'études réalisées sur cet espace, cette hypothèse n'est pas assez robuste pour pouvoir être confirmée qu'avec ce jeu restreint de données sédimentologiques. D'autres travaux sont nécessaires dans cet espace défini pour pouvoir certifier ces observations préliminaires exposées.

2.2.2. Liens avec les variations climatiques et eustatiques

Les données de variation climatiques présentées à l'échelle holocène en Figure 51 ont été reconduites et adaptées à l'échelle millénaire dans les Figure 61I et II⁵³. Le PAG (env. 1300-1800 AD) est la seule période de refroidissement (« *Bond Event n°0*») identifiée durant les 1000 dernières années. Nous détectons globalement, avec beaucoup de précautions, une hausse des impacts tempétueux observés dans les études dites « *septentrionales* » majoritairement dessinées vers la fin du PAG. À l'inverse, les études dites « *méridionales* » semblent exposer plus d'activité tempétueuse au début du PAG. La plupart des marques tempétueuses comparées se situent entre 1250 et 1800 AD. De nombreux EE sont intégrés dans cette période climatique de l'atlantique nord. Cependant, sa grande amplitude au cours des 1000 dernières années (env. 500 années sur les 1000 étudiées) ne permet pas de tirer de conclusions robustes. Ces résultats suivent l'hypothèse d'une hausse des impacts tempétueux durant les phases climatiques froides. Contrairement à l'échelle holocène⁵⁴, le recul temporel n'est néanmoins pas suffisant à l'échelle millénaire pour confirmer cette observation.

À l'inverse, le recul temporel de l'échelle holocène n'offre que peu de liens avec l'évolution du niveau marin. Ce dernier ne varie que faiblement au cours des derniers millénaires⁵⁵. Cependant, les variations plus fines des 1000 dernières années sont utilisées pour débattre d'un lien possible avec l'activité tempétueuse de la côte nord-ouest française. Elles sont issues des travaux de Stéphan (2011) et Stéphan et al. (2015) (Figure 61III). À partir de ces observations, il est

⁵³ Pour rappel, les périodes climatiques froides selon Wanner et al. (2011) (Figure 61I) sont déterminées selon une analyse de débris d'iceberg issues de Bond et al. (2001 et 1997) à l'échelle de l'atlantique nord (Figure 61II).

⁵⁴ Nous renvoyons le lecteur à la section 2.2.2 du chapitre 4 pour étudier les résultats holocènes obtenus.

⁵⁵ Nous renvoyons le lecteur à la section 1.1.2 du chapitre 4 pour appréhender cette variation holocène locale.

également complexe de tirer des conclusions sur à un potentiel lien avec les EE détectés. Depuis 1200 AD, le niveau marin a faiblement varié. Son amplitude va de -0,5m à +0,5m par rapport à l'actuel. La courbe expose une hausse du niveau marin depuis environ 1450 AD, phase durant lesquelles les études « *septentrionales* » présentent le plus d'activité tempétueuse. Avec un niveau marin plus haut, l'observation de dépôts marins est favorisée. Il induit alors un plus fort potentiel d'observation de marques tempétueuses dans les carottes sédimentaires que pour la période pré-1450 AD. Les trois travaux dits « *septentrionaux* » sont localisés les plus près de la rade de Brest, zone étudiée dans les travaux de Stéphan (2011) et Stéphan et al. (2015). Cette concordance spatiale peut expliquer l'observation accrue de « *washovers* » septentrionaux depuis 1450 AD. À proximité des sources de reconstructions tempétueuses « *méridionales* », le niveau marin relatif pourrait potentiellement montrer des différences avec celui estimé en rade de Brest. Plus de travaux sont requis pour confirmer ou infirmer ces hypothèses préliminaires.

2.2.3. Liens avec l'Oscillation Nord Atlantique

Plusieurs liens entre ONA et aléas côtiers ont été observés sur l'Europe de l'ouest⁵⁶. Une phase positive d'ONA est généralement liée à une activité tempétueuse accrue dans la zone d'étude (Alexandersson et al., 1998; Deroche, 2014; Goslin et al., 2018; Hurrell and Loon, 1997; Lozano et al., 2004; Pinto et al., 2009; Rogers, 1990; Schoenenwald, 2013; Trouet et al., 2012). Trois reconstructions millénaires de l'ONA reconnues par la littérature scientifique (Baker et al., 2015; Proctor et al., 2000; Trouet et al., 2009) ont été reproduites en Figure 61. À partir de ces trois références, nous formulons un essai de synthétisation. Nous indiquons en rouge les périodes où les références s'accordent pour évoquer une phase positive d'ONA, et en bleu une phase négative. Les périodes d'incertitudes sont mentionnées en blanc.

Les trois courbes sont assez similaires, excepté pour la période 1500 – 1600 AD au cœur du PAG, durant laquelle quelques EE bretons ou charentais sont recensés. L'interprétation quant à une influence de l'ONA pour ces EE est donc restreinte. Concernant les périodes où les trois indices sont en accord, nous détectons une survenue légèrement plus importante de marqueurs tempétueux en phase positive. Avec une forte précaution, nous pouvons suivre cette hypothèse confirmée par la bibliographie. Cependant, la différence avec les phases négatives est ici très légère. L'observation peut être biaisée par l'importante phase positive estimée entre 1100 et 1450

⁵⁶ Nous renvoyons le lecteur à la section 2.1.2 du chapitre 2 pour appréhender ces liens.

AD, phase durant laquelle beaucoup de sources « *méridionales* » présentent des EE. Les phases positives sont plus importantes que celles négatives au cours du dernier millénaire, et une longue phase d'incertitude est identifiée.

Par ailleurs, la limite principale liée à cette hypothèse nous rappelle que ces données sédimentologiques présentent les tempêtes produisant des dépôts marins caractéristiques. L'ONA semble avoir un impact sur les tempêtes frappant les côtes étudiées selon les données historiques et climatiques. Cependant, les conditions océaniques sont aussi essentielles en sédimentologie. La concomitance avec une forte marée est indispensable à la détection de ces « *washovers* ». Nous ne pouvons donc pas être exhaustifs sur les chronologies tempétueuses estimées dans une zone d'étude soumise à un fort marnage comme ici. Toutes les tempêtes n'ont pas produit de dépôt marin, et ne sont alors pas visibles dans les sédiments. Il semble complexe de tirer des conclusions certaines quant à un lien robuste entre ONA et activité tempétueuse essentiellement via la sédimentologie.

Conclusions, limites et perspectives

Grâce au croisement entre les analyses sédimentologiques des TDC et de la PMG et les travaux historiques réalisés par Mme Athimon, un EE d'une intensité rare a été caractérisé. Il est identifié dans un secteur très étendu de la côte atlantique française au cours de l'hiver 1351 – 1352 (n.st) AD. Les écrits historiques relatent qu'il aurait induit la submersion d'une majeure partie des îles de Noirmoutier et de Ré. À partir des impacts évoqués, il pourrait être caractérisé comme « *évènement millénaire* » selon les historiens. Les archives historiques ont également permis de caractériser finement les dégâts causés par la submersion du 27-28 janvier 1469 (n.st) AD identifiée à la PMG. D'autres EE contemporains (1972 AD) et plus anciens (671 ± 30 cal y BP, 867 ± 30 cal y BP et 977 ± 44 cal y BP) ont été confirmés grâce au croisement de ces deux disciplines. Deux dernières hypothèses sédimentologiques plus anciennes (1428 ± 60 cal y BP et 3314 ± 150 cal y BP) sont également soulignées et discutées dans ce chapitre. À l'échelle du nord-ouest de la France, la synthèse climatologique millénaire n'expose pas de phase tempétueuse commune. Une opposition entre les EE septentrionaux et méridionaux peut être discutée avec beaucoup de réserves. Le lien avec les phases climatiques froides tend à se confirmer, tout en prenant en considération le faible recul temporel millénaire. L'évolution du niveau marin, très complexe à appréhender, pourrait expliquer la plus forte observation d'EE dans les sources septentrionales depuis 1450 AD. Enfin, d'après la synthétisation des grandes phases de l'ONA, l'hypothèse communément admise d'une augmentation des marques tempétueuses durant les phases positives de l'ONA peut être suivie. Cette tendance est légèrement observée. Cependant, elle est à prendre avec beaucoup de précautions au travers des différentes limites exposées.

Ce chapitre expose l'intérêt primordial de l'analyse historique. En plus de confirmer les hypothèses sédimentologiques, elle offre des clés de compréhension précieuses permettant de caractériser finement les dégâts provoqués par ces EE. Les impacts socio-économiques qui en émanent peuvent être caractérisés. Les comparaisons effectuées rendent compte de leur apport, par opposition aux autres hypothèses plus anciennes simplement confirmées par des corrélations sédimentologiques. Ces dernières offrent moins de détails, majoritairement axés sur les dérangements environnementaux. L'étude permet également d'appréhender les limites certaines du couplage entre les deux méthodes de datations au ^{14}C et aux ^{210}Pb et ^{137}Cs . Si les résultats de ce couplage permettent l'établissement d'une chronologie solide pour les TDC, ceux de la PMG

restent peu convaincants. Nous mettons également en exergue les liens entre EE et leurs influences océano-climatique, ainsi que leurs limites dans la zone d'étude. Si une chronologie tempétueuse exhaustive ne peut être effectuée en zone macrotidale, le croisement des chronologies d'EE macrotidaux avec l'ONA est difficile à réaliser. Enfin, l'analyse lithostratigraphique nous amène à nous questionner sur l'intérêt de l'indicateur de CO₂ mesuré au LECO ©. Hormis pour les faciès superficiels riches en MO, cette méthode offre une variation assez peu marquée dans les profondeurs de ces deux carottes. La corrélation avec tous les autres indicateurs est aussi moins convaincante que la technique par LOI⁵⁷. La variation de cet indice s'avère finalement complexe à lier avec de possibles EE.

L'un des principaux manques actuels reste la faible quantité de chronologies tempétueuses sédimentologiques publiées sur le nord-ouest de la France. Il est indispensable d'obtenir plus de certitudes quant aux liens de ces EE avec les phénomènes océano-climatiques pouvant les influencer. Cependant, la première nécessité serait tout d'abord d'enrichir ces différentes chronologies tempétueuses passées encore trop lacunaires au nord-ouest de la France. Une multiplication des chronologies offrirait une vision solide des principales phases d'activité tempétueuse du dernier millénaire dans la zone d'étude. Ces phases pourront être comparées avec l'évolution des principales périodes climatiques passées : OCM, PAG et réchauffement climatique anthropocène. C'est sur cette dernière phase contemporaine que nous nous focalisons plus particulièrement maintenant. Les données récentes offrent une grande précision quant à la datation des marques tempétueuses sédimentaires. Cette approche actuelle nous permettra de tester un couplage novateur. Les données géologiques sont comparées avec les résultats issus d'une autre discipline : la dendrochronologie. Elle pourrait permettre des reconstructions chronologiques tempétueuses à partir d'organismes vivants.

⁵⁷ Nous renvoyons le lecteur à la section 1.5 du chapitre 3 pour appréhender ces corrélations.



CHAPITRE 6

L'observation de traces de tempêtes anthropocènes

Pouzet Pierre, 2015 - 2018

*Étude des paléovénements extrêmes le long de la côte atlantique française
Approches sédimentologiques, dendrochronologiques et historiques*

Thèse de géographie, Université de Nantes, Laboratoire LETG

Crédit Photographie : Carottage dendrochronologique dans la zone boisée de Pen Bron, 2017. Photographie prise par Armelle Decalune.

Page de garde réalisée avec Freepik ©.

Sommaire du chapitre 6

Introduction	222
1. La détection de tempêtes récentes par analyse sédimentologique.....	224
1.1. Présentation des deux terrains d'étude.....	224
1.2. Méthodologie appliquée.....	226
1.3. Résultats et interprétation : Détection des couches marines allochtones.....	228
1.4. Reconstruction des tempêtes durant l'Anthropocène	240
2. Étude dendrochronologique aux Traicts du Croisic	246
2.1. Présentation de la zone boisée étudiée dans l'étude dendrochronologique	246
2.2. Méthodologie d'analyse des événements extrêmes par dendrochronologie.....	247
2.3. Résultats et interprétation : Détection de tempêtes par dendrochronologie	248
2.4. Comparaison entre données dendrochronologiques et historiques.....	251
3. Liens entre les approches sédimentologique et dendrochronologique	258
3.1. Synthétisation des résultats sédimentologiques post-1955 aux Traicts du Croisic.....	258
3.2. Atouts, limites et interrelations des travaux présentés à l'échelle anthropocène.....	259
Conclusions, limites et perspectives	263

Introduction

Ce chapitre présente les travaux publiés dans la revue *Marine Geology* intitulés « *Correlating three centuries of historical and geological data for the marine deposit reconstruction of two depositional environments of the French Atlantic coast* » (Pouzet et al., 2019), et à l'article publié dans la revue *Ecological Indicators* intitulé « *Sedimentological and dendrochronological indicators of coastal storm risk in western France* » (Pouzet et al., 2018b).

Le recensement des impacts tempétueux sur les environnements côtiers constitue un challenge méthodologique. Ce challenge est basé sur l'analyse d'indicateurs variés. Plusieurs méthodes originales, autres que l'approche sédimentologique, ont déjà été utilisées dans la littérature pour détecter les aléas côtiers passés : les spéléothèmes (e.g. Frappier et al., 2007; Zhu et al., 2017) les dépôts haut de falaises (e.g. Dewey and Ryan, 2017; Hall et al., 2006; Hansom and Hall, 2009), la survie de coraux (e.g. Gardner et al., 2005; Hongo, 2018; Scoffin, 1993) et d'algues (e.g. Nodine and Gaiser, 2015; Stager et al., 2017). Nous pensons qu'une autre approche biogéographique peut être utilisée pour documenter les tempêtes passées. Elle se base sur la perturbation de cernes de croissance : la dendrochronologie (Schweingruber, 1996; Speer, 2012). Les approches dendrochronologiques ont très rarement été utilisées dans le domaine littoral et l'utilisation de cette discipline adaptée pour la détection de marqueurs tempétueux est originale⁵⁸. Nous émettons l'hypothèse que la largeur des cernes de croissance subit une disproportion par la force du vent comparable à celles observables pour des cas d'avalanches (Decaulne et al., 2014, 2012; Everham and Brokaw, 1996; Martin and Germain, 2016). Dans ce chapitre, nous proposons la comparaison inédite entre une analyse sédimentologique de dépôts récents avec une étude dendrochronologique précise.

Nous présentons l'étude sédimentologique à l'échelle anthropocène, focalisée sur les trois derniers siècles, dans la première section. Un protocole méthodologique est établi pour extraire des marques de tempêtes récentes. Elles sont ensuite liées à des dates précises recensées dans les données historiques. Avec ces données historiques variées, les impacts précis de plusieurs EE frappant les environnements lagunaires des Traicts du Croisic (TDC) et la Petite mer de Gâvres (PMG) sont analysés. Selon Chagué-Goff et al. (2017), Goto et al. (2012) et Szczuciński et al.

⁵⁸ Nous renvoyons le lecteur à la section 4 du chapitre 1 pour explorer un état de l'art plus précis lié à la dendrochronologie.

(2016), les indicateurs géochimiques sont essentiels. Une approche méthodologique est également mise en place pour formuler de nouveaux ratios géochimiques caractéristiques des dépôts marins de l'espace étudié.

L'étude dendrochronologique est ensuite exposée dans une seconde section. Elle peut permettre de détecter des traces de tempêtes récentes selon notre hypothèse. Nous y apportons quelques éléments de réponse en prouvant que les cernes de croissance peuvent réagir, ou non, face à un impact venteux intense. Ces tests s'appuient sur une approche originale. Elle est basée sur une méthode caractérisant les processus géomorphologiques de pente en montagne. Cette nouvelle méthode testée et ses résultats sont alors parfaitement critiquables et perfectibles.

Pour finir, nous apportons des éléments de réflexion autour de ces deux méthodes, en évoquant leurs atouts et limites dans la troisième section. Nous appréhenderons leurs liens, et questionnerons la pertinence d'une corrélation entre les deux méthodes. Nous souhaitons savoir si la dendrochronologie peut permettre de confirmer les hypothèses tempétueuses sédimentologiques précédemment obtenues. L'objectif est de créer une chronologie tempétueuse fine et rigoureuse, offrant le moins d'incertitudes possibles. Pour tester leur compatibilité, nous nous focalisons essentiellement sur les données incluses dans l'échelle temporelle de l'analyse dendrochronologique : les six dernières décennies.

1. La détection de tempêtes récentes par analyse sédimentologique

1.1. Présentation des deux terrains d'étude

Au cours de cette étude, les TDC et la PMG ont été analysés. Les terrains choisis pour l'analyse anthropocène sont identiques à ceux utilisés durant l'analyse millénaire⁵⁹.

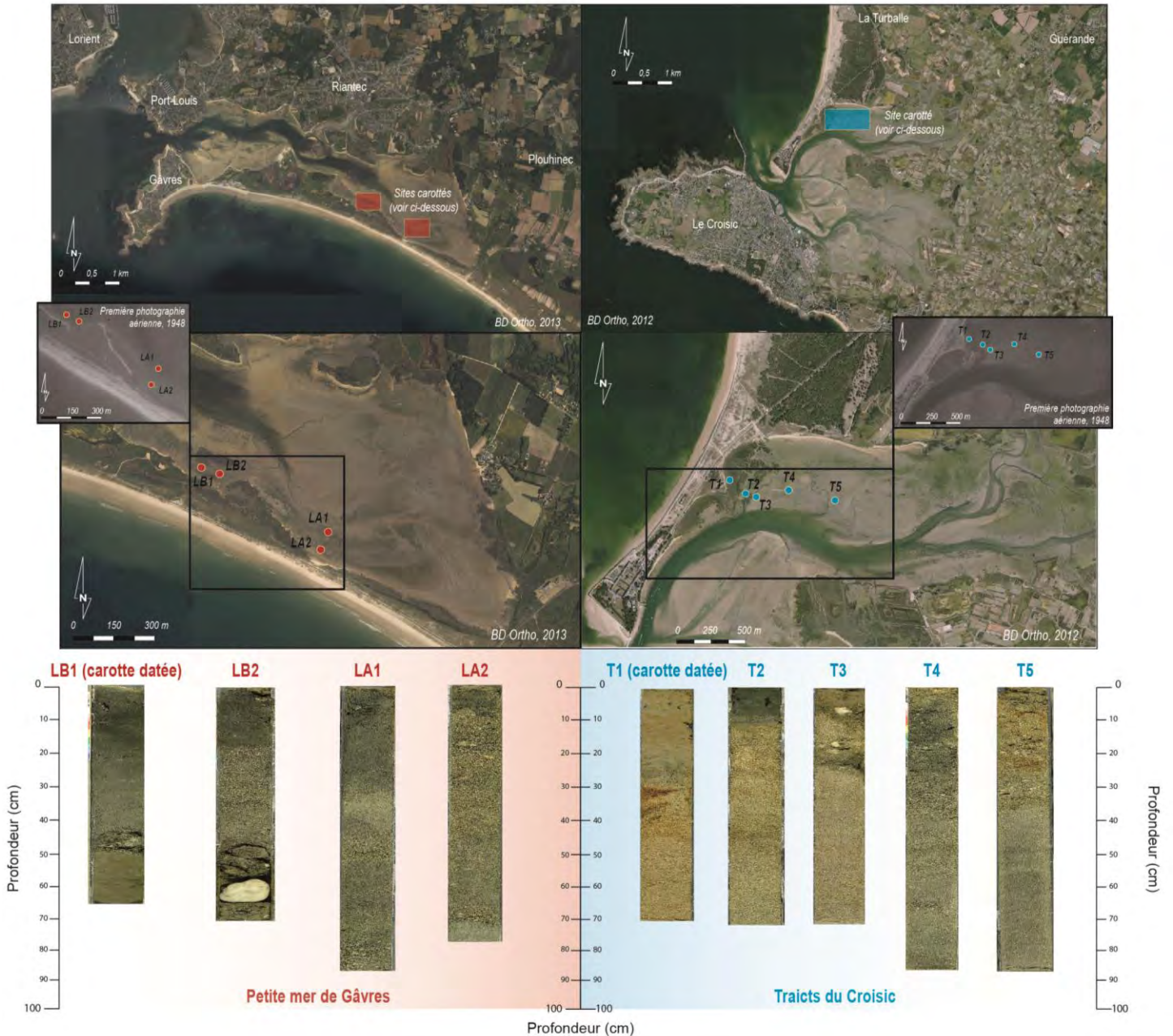


Figure 62 Présentation des stations carottées pour l'analyse anthropocène de la Petite mer de Gâvres et des Traits du Croisic.

⁵⁹ Nous renvoyons le lecteur à la section 1.1 du chapitre 5 pour suivre la présentation de ces deux terrains d'étude, incluant les paramètres généraux des deux environnements. Nous évoquons dans les paragraphes suivants seulement l'intérêt de ces deux terrains pour l'étude sédimentologique de marques de tempêtes précises.

Ces deux environnements sont idéaux pour la détection d'évènements extrêmes passés. Ce sont des marais naturels protégés situés en arrière du cordon dunaire protecteur, et peu impactés par l'anthropisation. Le carottage dans l'estran en zone de slikke peut nous donner des informations très précises sur les tempêtes récentes.

Après plusieurs tests préliminaires de carottage, nous avons choisi d'échantillonner deux stations où la barrière protectrice est différente dans la PMG. Nous souhaitons comparer les résultats sédimentologiques entre un espace situé en arrière du cordon protecteur fin (carottes LA1 et LA2) et un cordon plus large⁶⁰ (carottes LB1 et LB2; Figure 62). Les tests ont montré des contrastes intéressants entre le cordon dunaire fin et épais. Le secteur où le cordon dunaire est très fin est peu végétalisé (LA), il peut être synonyme d'une potentielle brèche récente. À l'inverse, le second secteur présente un cordon plus épais et bien installé (LB). Le fond de bassin est le secteur qui a la dynamique sédimentologique la plus calme. C'est également la partie la moins anthropisée de la lagune, mais aussi du cordon dunaire car seule la route rejoignant la ville de Gâvres y est implantée. Les quatre carottes ont été prélevées dans l'estran vaseux (Figure 53).

Concernant les TDC, un transect longitudinal composé de cinq carottes a été établi. Ce transect est situé en arrière de l'espace où le cordon est le plus fin, et à distance de l'influence du chenal de Pen Bron. Bien que ce dernier remobilise les sédiments dans la lagune, il n'a que peu évolué au cours des dernières décennies. La première photographie aérienne prise en 1948 dans cet espace montre très peu de différences de localisation depuis 70 ans (Figure 62). Son impact dans les archives sédimentaires est alors négligeable. Toutes les carottes prélevées sont situées à au moins cent mètres du chenal. Le sud de la pointe sableuse est urbanisé par un hôtel. La zone carottée est donc la seule où l'Homme n'a pas eu d'impact notable sur le cordon dunaire. Les carottes ont été prélevées dans la slikke⁶¹, dans un espace à dominante silteuse selon la Figure 56. Nous les avons nommées de T1 à T5 selon leur distance du cordon littoral, T1 étant la plus proche du cordon et T5 la plus au centre de la lagune. Avec ce transect, nous souhaitons détecter des dépôts continus et homogènes dans les différentes carottes.

⁶⁰ Cette station correspond à celle où la carotte de trois mètres utilisée pour l'analyse réalisée à l'échelle moyenne a été prélevée (Figure 52). Les carottes LB sont situées à une centaine de mètres de la carotte de trois mètres.

⁶¹ La longue carotte des TDC utilisée pour l'échelle moyenne dans le chapitre 5 est située dans le schorre, au nord-ouest et à quelques mètres de la première carotte utilisée dans ce transect (Figure 52).

1.2. Méthodologie appliquée

1.2.1. Prélèvements et analyses sédimentologiques

Les sédiments sont meubles et humides dans l'environnement de slikke. Les prélèvements ont été effectués grâce à un carottier manuel Eijkelkamp © de type « *Beeker* ». Des sections d'un mètre de profondeur sur soixante millimètres de diamètre ont été prélevées. La position des carottes a été étudiée à l'aide d'un DGPS Trimble ©. Après avoir effectué des tests de carottage, nous avons sélectionné les secteurs nous paraissant le plus pertinents à analyser pour détecter des traces de tempêtes. Les carottages ont donc été réalisés en arrière de cordon dunaire et à distance des chenaux pouvant perturber les échantillons.

Pour chacune des carottes sédimentaires, la géochimie a été estimée au XRF Avaatech©. La radioactivité des éléments a été normalisée par la radioactivité totale en cps, ou coups par seconde (Bouchard et al., 2011; Martin et al., 2014). Des ratios ont également été proposés (Chagué-Goff, 2010; Sabatier et al., 2012). Pour la description sédimentologique, des radiographies aux rayons X ont été prises par Scopix © (Migeon et al., 1998). La luminosité a été estimée avec un spectromètre Minolta© Cm-2600d (Debret et al., 2011; Polonia et al., 2013), et la susceptibilité magnétique a été mesurée avec un MS2E-1© Bartington (Bloemendal and deMenocal, 1989; Wassmer et al., 2010). Enfin, les sédiments ont été échantillonnés tous les 0,5cm pour la datation, et tous les centimètres pour l'analyse granulométrique. Cette dernière est mesurée par un granulomètre laser Malvern Mastersizer 2000© (Parsons, 1998; Yu et al., 2009), après séchage des sédiments et défloculation à l'Héxamétaphosphate de sodium (5%).

1.2.2. Analyse statistique pour le test de nouveaux indicateurs géochimiques

Nous avons extrait la signature géochimique caractéristique d'un événement extrême marin atlantique. Les statistiques multivariées ont été utilisées pour caractériser la dominante marine, mixte ou continentale de chaque élément majeur analysé. Les calculs ont été réalisés à partir de 606 échantillons de sédiments dont 357 des TDC et 249 de La PMG, selon les recommandations de van Hattum et al. (1991). À partir du coefficient de corrélation de *Pearson*, chaque élément géochimique majeur a été corrélé à chaque autre. Cette méthode a déjà été employée au sein de Maanan et al. (2014) pour étudier les impacts des changements d'utilisation des sols en zone basse côtière. Une Analyse en Composante Principale (ACP) a ensuite été réalisée grâce au logiciel R © pour regrouper ces éléments entre eux (Yamasoe et al., 2000). Les groupes

témoignent de leur environnement dominant : lacustre ; et allochtone, donc marin. Certains pourront être caractérisés de mixte si la dominante est peu marquée. Le tri a été automatiquement effectué par le logiciel après une simplification de l'ACP par dendrogramme grâce aux bibliothèques « *vegan* » et « *cluster* ». Les éléments les plus opposés ont ensuite été extraits pour proposer des ratios géochimiques de type élément marin / élément continental. Corrélés avec les autres indicateurs sédimentologiques, ils seront utilisés pour prouver les conditions océaniques des dépôts marins. Ces nouveaux indices n'ont encore jamais été employés pour la côte atlantique européenne à notre connaissance. Ils nous aideront à déterminer l'origine marine, et donc potentiellement tempétueuses, des couches observées dans ces deux terrains d'étude.

1.2.3. Datation des sédiments superficiels au ^{210}Pb et au ^{137}Cs

Les modèles d'âge des carottes LB1 et T1 ont été calculés à partir de la combinaison de deux radionucléides à vie courte : le ^{210}Pb et ^{137}Cs . Les mesures ont été faites à l'EPOC de l'Université de Bordeaux. La description des carottes a été utilisée pour sélectionner les échantillons les plus propices à la datation. Les couches sableuses qui ne sont pas appropriées pour la détermination de ^{210}Pb ont été exclues. Les activités de ^{210}Pb , de ^{226}Ra et de ^{137}Cs ont été déterminées à partir de 2.5-4 g de sédiments séchés. Un spectromètre γ de type « *puits à bas bruit de fond* » CANBERRA © et équipé d'un cryo-cycle a été utilisé. Le détecteur a été calibré à partir de matériaux de référence certifiés (IAEA-RGU-1; IAEA-IAEA135). Les activités sont exprimées en mBq. g⁻¹. Le $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ est déterminé par soustraction de l'activité supportée par son isotope père : le ^{226}Ra , à partir de la mesure de l'activité de ^{210}Pb dans le sédiment. Pour les deux carottes analysées dans ce travail, les taux de sédimentation ont été calculés à partir du profil sédimentaire de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ selon la profondeur des mesures. Nous avons divisé la valeur de profondeur du faciès le plus profond daté par sa date estimée. L'année de déposition de chaque faciès sédimentaire sous-jacent a ensuite été estimée à partir du taux de sédimentation. Nous avons pris en compte l'année d'échantillonnage de 2016 comme centimètre zéro.

1.2.4. Les données historiques récentes utilisées

Pour confirmer les hypothèses de tempêtes récentes de la période post-XIX^e siècle, nous utilisons de nombreuses sources journalistiques locales récentes. Les quotidiens régionaux *Ouest France* ou *Presse Océan*, ainsi que des données météorologiques issues de Météo-France en sont des exemples. Le site de Météo-France recense depuis 2016 une grande partie des tempêtes ayant

touché le pays dans son nouveau site <http://tempetes.meteo.fr/>. De nombreuses données techniques y sont consultables, et le site propose des références bibliographiques retraçant les détails des évènements les plus marquants. Il met à disposition des fiches de synthèse récapitulant chaque tempête présentée. Pour les quelques EE plus anciens datant de la période pré-XIX^e siècle, la méthode appliquée est identique à celle mise en place à l'échelle millénaire⁶².

1.3. Résultats et interprétation : Détection des couches marines allochtones

1.3.1. Datation et construction du modèle âge/profondeur

Aux TDC, les parties les plus basses des cinq carottes sont principalement composées de sables. Le haut des carottes est majoritairement formé de sédiments plus fins avec des vases limoneuses. Une décroissance graduée dans l'épaisseur de ce faciès, importante pour la datation, est observée selon la distance par rapport au cordon dunaire (Figure 62). Elle a une épaisseur de 30cm pour la carotte T1, et de près de 10cm pour T3. La forte influence du chenal peut expliquer cette observation, car les espaces les moins dynamiques sont situés plus à distance des deux chenaux. Les carottes T4 et T5 sont les plus à distance de la dune protectrice. Elles montrent une composition majoritaire de sables, avec un horizon fin de silts sur les cinq premiers centimètres. La taille de grain moyen s'accroît ensuite jusqu'à la fin des carottes. Aucun ver de terre ou trou d'air ne sont observés. La bioturbation peut être exclue de ces cinq carottes. Les marges d'erreur des datations demeurent toutes sous les 15 années ($\pm 7,5$ années maximum). La précision est légèrement décroissante selon la profondeur, mais le modèle de datation reste satisfaisant.

À la PMG, les carottes présentent les mêmes profils stratigraphiques (Figure 62). Dans l'espace LB, le haut de chaque carotte commence avec des sédiments très fins, principalement composés de silts ou vases. Plus profondément, entre environ 35 à 50 (LB1) ou 20 à 60 cm (LB2), nous détectons un faciès composé de grains très grossiers. La base de ces deux carottes présente ensuite une seconde couche de sédiments fins. Dans la zone LA, un faciès superficiel de sédiments fins d'environ dix centimètres d'épaisseur est détecté. Il est suivi d'une variation de sables et de silts. La partie la plus profonde des carottes LA est également plus fine que les sables dominants. À l'image des TDC, aucune marque de bioturbation n'est identifiable. L'incertitude

⁶² Nous renvoyons le lecteur à la section 1.2.3 du chapitre 5 pour appréhender la méthodologie de recherche historique employée pour recenser les tempêtes anciennes grâce aux archives historiques.

de datation est également très faible pour ce terrain. Dans l'ensemble, elle ne dépasse pas les 14ans (± 7 ans) à la base des carottes bretonnes et 15ans ($\pm 7,5$ ans) dans celles ligériennes⁶³.

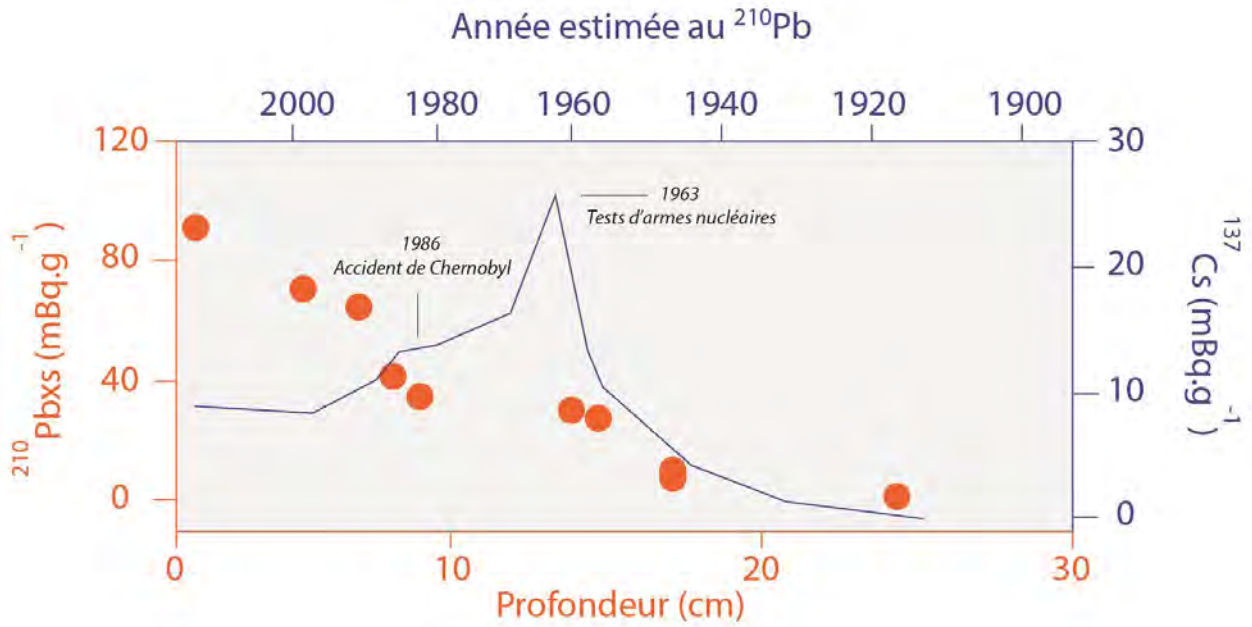
Nous avons sélectionné une carotte par station pour la datation à partir de cette description rapide. Aux TDC, la carotte T1 présente le faciès vaseux superficiel le plus large. D'environ 30 centimètres d'épaisseur, elle est la plus appropriée pour la datation. À la PMG, la carotte LB1 présente les sédiments les plus fins, avec une couche intermédiaire d'éléments grossiers entre 35 et 50 centimètres de profondeur. Ce faciès a été considéré comme lié à un évènement bien spécifique et n'a pas été échantillonné pour l'analyse isotopique.

Selon l'EPOC, le profil de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ selon la profondeur de la carotte T1 est classique. Il présente des activités décroissant très fortement pour atteindre des niveaux négligeables sous 20cm (Figure 63A). Un taux de sédimentation moyen de 0,24 cm par an a été estimé. La chronologie au $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ indique que la partie datée de la carotte T1 s'étend de 1916 \pm 13 à 2016. Ces estimations sont confirmées par le profil sédimentaire du ^{137}Cs . La radioactivité du ^{137}Cs disparaît rapidement après des niveaux négligeables sous un pic important vers 12-13 centimètres. Il correspond à 1963 selon la datation effectuée au ^{210}Pb . Dans la PMG, la carotte LB1 présente des activités plus faibles. Elles peuvent être reliées à un taux de sédimentation moyen plus important et des sédiments plus grossiers (Figure 63B). Les taux de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ présentent la même tendance décroissante selon la profondeur que la carotte T1. De plus, de faibles taux de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ ont été mesurés sous la couche sableuse. Le taux de sédimentation moyen est estimé à 0,37 cm par an. La chronologie au ^{210}Pb indique que la base de la couche sableuse est estimée vers 1896 \pm 10. Malgré sa faible radioactivité, le profil de ^{137}Cs soutient également cette chronologie.

Pour les horizons non couverts par la temporalité établie par le ^{210}Pb , nous avons extrapolé les âges en prenant en compte le taux de sédimentation moyen estimé pour chaque terrain d'étude : 0,37 (PMG) et 0,24 (TDC) centimètre par an. Comme ces carottes sont relativement courtes, ce taux a été extrapolé aux faciès sous-jacents en partant du principe que ce taux est constant. Contrairement aux horizons datés, nous parlons d'une « estimation » de date pour ces horizons extrapolés. Elle se réfère à une période estimée pour un évènement et non à une date précise. Cette période est alors précédée de la mention *env.* pour « environ ». Nous utilisons le terme « calcul » pour les horizons datés, l'estimation de la date étant certaine.

⁶³ Ces marges d'erreurs étant infimes, nous ne les mentionneront pas dans ce chapitre.

A. Les Traicts du Croisic



B. La Petite mer de Gâvres

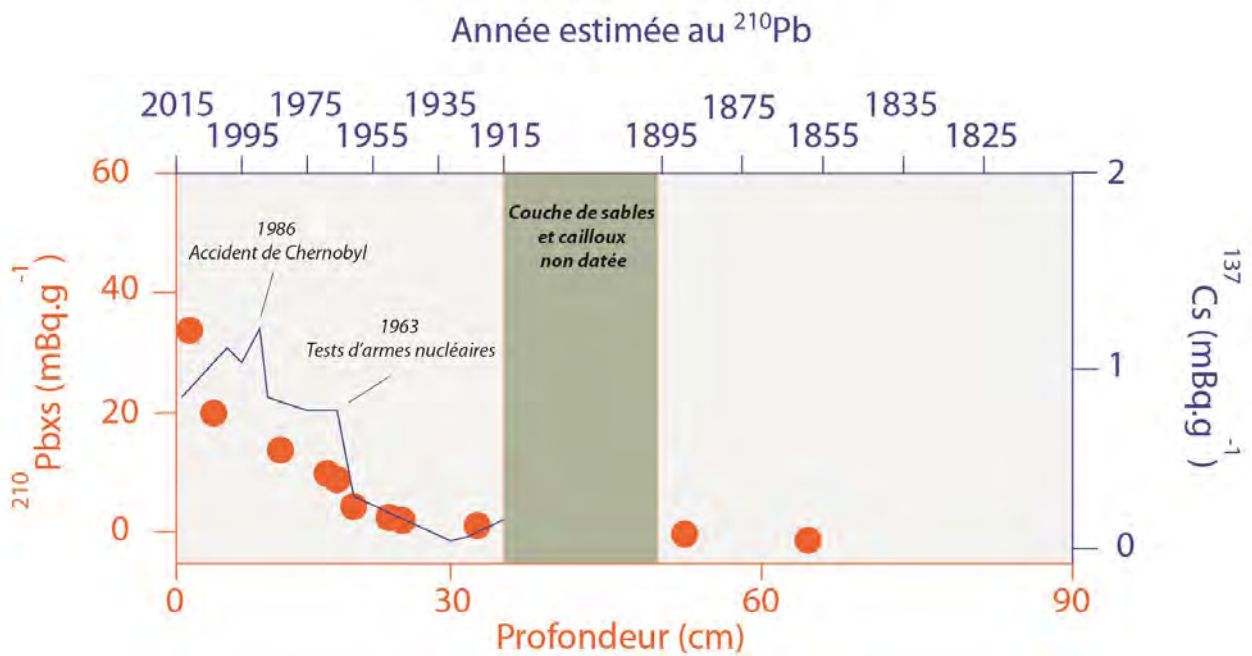


Figure 63 Détail des résultats des datations isotopiques effectuées aux ^{210}Pb et ^{137}Cs .

1.3.2. Développement de nouveaux indicateurs géochimiques d'occurrences marines

Une analyse statistique a été mise en place pour déterminer de nouveaux indicateurs géochimiques témoignant d'un sédiment provenant d'un environnement marin dans la zone d'étude. Après une première analyse par matrice des corrélations de *Pearson*, le logiciel R© v.3.3.2 a été utilisé pour formuler une ACP, puis un découpage automatisé par dendrogramme.

	Al	Br	Ca	Cl	Co	Cu	Fe	K	Mn	Ni	Pb	Rb	S	Si	Sr	Ti	Zn	Zr	
Al	1,00	0,44	-0,12	0,01	0,28	0,29	0,50	0,85	-0,03	0,17	0,46	0,64	0,06	0,25	-0,11	0,57	0,43	0,35	Al
Br		1,00	-0,20	0,55	0,69	0,54	0,83	0,49	0,02	0,26	0,58	0,58	0,33	-0,35	-0,15	0,75	0,76	0,29	Br
Ca			1,00	-0,27	-0,09	-0,11	-0,15	-0,28	0,12	-0,03	-0,18	-0,46	0,31	-0,06	0,96	-0,18	-0,10	-0,22	Ca
Cl				1,00	0,70	0,38	0,70	0,36	-0,05	0,19	0,37	0,45	0,54	-0,82	-0,28	0,66	0,73	0,42	Cl
Co					1,00	0,51	0,86	0,45	0,08	0,19	0,43	0,48	0,59	-0,57	-0,07	0,81	0,83	0,50	Co
Cu						1,00	0,57	0,34	0,05	0,22	0,40	0,37	0,30	-0,26	-0,11	0,53	0,56	0,23	Cu
Fe							1,00	0,63	0,12	0,26	0,60	0,59	0,57	-0,53	-0,13	0,95	0,93	0,46	Fe
K								1,00	-0,13	0,18	0,49	0,84	0,22	-0,03	-0,28	0,69	0,60	0,46	K
Mn									1,00	-0,14	0,04	-0,25	0,12	-0,02	0,10	0,09	0,11	-0,07	Mn
Ni										1,00	0,19	0,15	0,17	-0,12	-0,02	0,26	0,23	0,15	Ni
Pb											1,00	0,51	0,16	-0,16	-0,16	0,56	0,55	0,27	Pb
Rb												1,00	0,07	-0,11	-0,42	0,60	0,57	0,42	Rb
S													1,00	-0,63	0,26	0,55	0,61	0,33	S
Si														1,00	-0,04	-0,46	-0,58	-0,22	Si
Sr															1,00	-0,17	-0,10	-0,22	Sr
Ti																1,00	0,90	0,55	Ti
Zn																	1,00	0,48	Zn
Zr																		1,00	Zr

Tableau 8 Matrice des corrélations des éléments géochimiques.

Nous avons corrélé tous les éléments mesurés par le XRF deux à deux sur un échantillon de 607 prélèvements (Tableau 8). Ils correspondent aux prélèvements de l'ensemble des centimètres des carottes ne présentant pas de données géochimiques vides. Plusieurs groupes d'éléments bien corrélés entre eux ressortent visuellement. Nous notons une forte corrélation positive entre les éléments Br, Cl, Co, Cu, Fe, Pb, Rb, Ti et Zn, que l'on retrouve dans un premier type de sédiment plutôt caractéristique des roches continentales. Ces éléments sont quasiment tous corrélés entre eux à au moins 0,5. Plus légèrement, Al, K, Ni et Zr peuvent être rattachés à ce premier groupe. Ils présentent des corrélations positives avec ces premiers éléments, ainsi que des corrélations négatives avec le second groupe. Ce second groupe serait alors composé de Ca et Sr, corrélés entre eux à 0,96, et constamment corrélés négativement au premier ensemble. Ces deux éléments forment un groupe d'éléments plutôt marins. Enfin, S et Si restent les deux éléments à part, corrélés significativement négativement entre eux (-0,63). Alors que S est corrélé légèrement positivement avec l'ensemble des éléments présents, Si propose le schéma inverse. Mn tend lui aussi à se retrouver à l'écart, car aucune corrélation significative avec un autre élément. Trois

groupes principaux pourraient être déduits de cette analyse : les éléments plutôt marins (Sr et Ca), les éléments plutôt continentaux (Br, Cl, Co, Cu, Fe, Pb, Rb, Ti, Zn et dans un second temps Al, K, Ni et Zr) et les éléments mixtes (Mn, S et Si). Une méthode combinant une ACP et un dendrogramme peut nous permettre de valider ou de réfuter cette hypothèse préliminaire.

Le logiciel R© a ensuite été utilisé pour formuler l'ACP. Les données ont tout d'abord été centrées-réduites pour rendre comparable les variables, alors que certaines présentent des variances et moyennes très différentes. Une fois l'ACP formulée (fonction « *rda* » de la librairie « *vegan* »), le logiciel fournit le nombre de composantes principales (CP) expliquant la variance, ainsi que leurs poids respectifs dans l'explication de cette variance (Tableau 9).

Composante Principale	CP1	CP2	CP3	CP4	CP5	CP6	CP7	CP8	CP9
Valeur Propre	7.9061	2.7474	1.77335	1.15587	0.98863	0.79810	0.60850	0.53008	0.42161
Proportion Expliquée	0.4392	0.1526	0.09852	0.06422	0.05492	0.04434	0.03381	0.02945	0.02342
Proportion Cumulée	0.4392	0.5919	0.69038	0.75460	0.80952	0.85386	0.88766	0.91711	0.94054
Composante Principale	CP10	CP11	CP12	CP13	CP14	CP15	CP16	CP17	CP18
Valeur Propre	0.30583	0.20422	0.1926	0.10360	0.08972	0.07796	0.04258	0.02947	0.02437
Proportion Expliquée	0.01699	0.01135	0.0107	0.00576	0.00498	0.00433	0.00237	0.00164	0.00135
Proportion Cumulée	0.95753	0.96887	0.9796	0.98533	0.99031	0.99464	0.99701	0.99865	1.00000

Tableau 9 Résultats de l'ACP : poids de chaque composante principale dans l'explication de la variance.

Les deux premières composantes principales expliquent une grande part de variance (60%) et ont des valeurs propres de plus de deux, largement supérieures aux autres CP. Elles ont été conservées pour être transformées en axes (Figure 64). Nous remarquons que plusieurs groupes peuvent déjà être observés visuellement. L'ensemble des échantillons peut être caractérisé selon le groupe l'influençant le plus. Si et S semblent bien esseulés, les premiers groupes observés après l'analyse de corrélation semblent se confirmer. Pour gagner en précision, nous objectivons l'analyse en automatisant la création de ces différents groupes grâce à un dendrogramme. Dans un premier temps, nous formulons une matrice des distances euclidiennes des points des 18 variables les uns par rapport aux autres. La matrice est créée en fonction de leur position sur les deux premiers axes de l'ACP (fonction « *dist* »). Ensuite, nous produisons le dendrogramme à partir de cette matrice de distances, en utilisant la méthode de Ward (fonction « *hclust* » de la librairie « *cluster* »). Une fois le dendrogramme créé, nous demandons au logiciel d'estimer automatiquement les groupes selon la position des variables. Les fonctions « *cutree* » puis « *rect.hclust* » sont utilisées. Nous avons proposé trois méthodes de découpage différentes selon deux, trois et quatre regroupements (Figure 65).

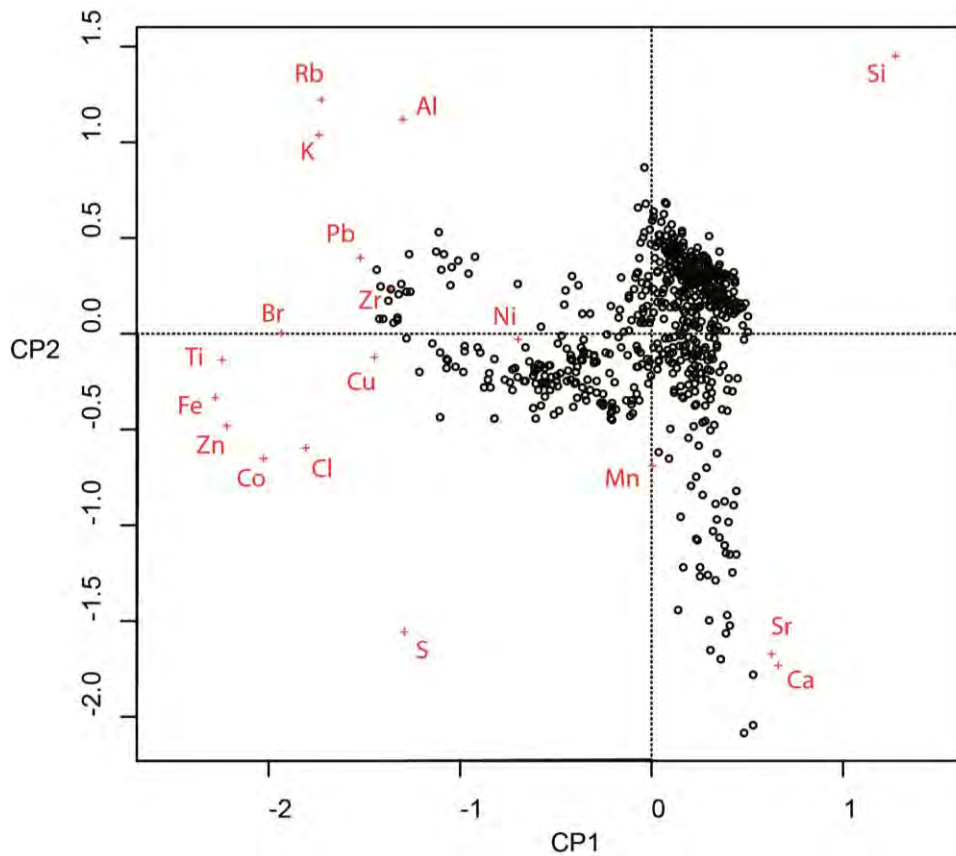
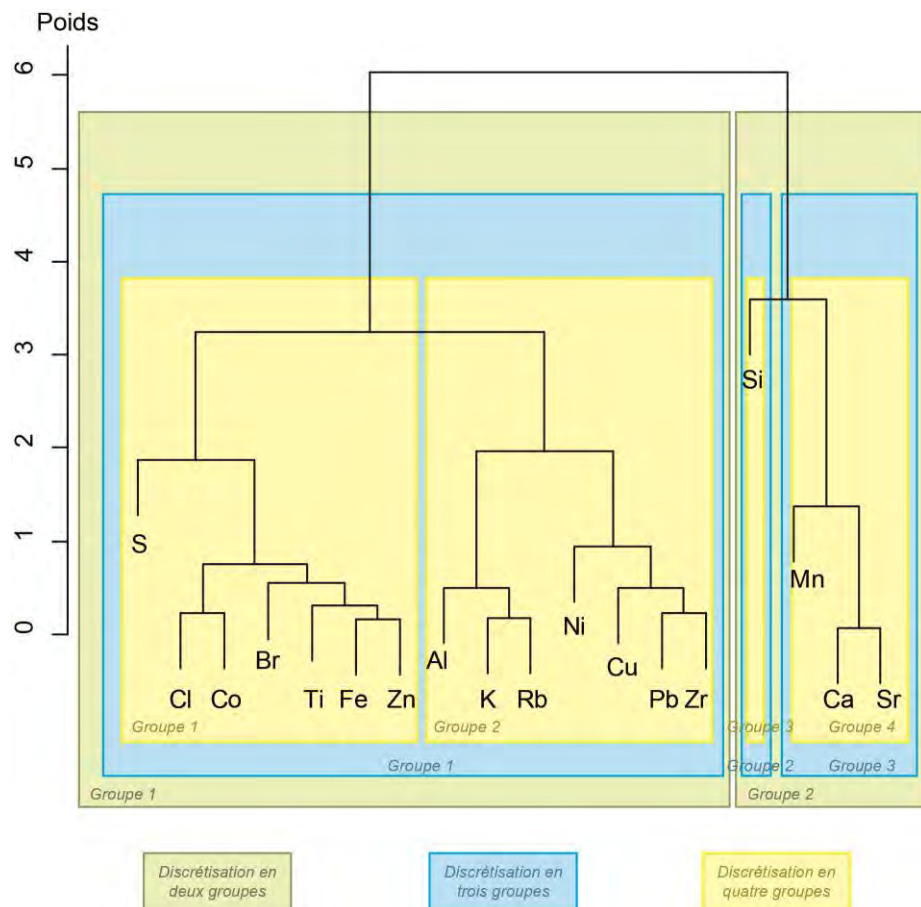


Figure 64 Résultats de l'ACP : Position de chacun des échantillons et des 18 variables sur les deux axes correspondants aux deux CP.

Figure 65 Dendrogramme créé à partir de la matrice des distances des 18 variables et discrétisation automatisée selon deux, trois et quatre groupes.



Discrétisation en deux groupes

Discrétisation en trois groupes

Discrétisation en quatre groupes

Le dendrogramme et la discrétisation automatisée nous permettent de comprendre les différents liens entre les 18 variables, étant les éléments chimiques. Nous pouvons remarquer que finalement, Si et Mn s'avèrent plus proches des éléments marins. S est au contraire plus relié aux éléments continentaux selon un découpage en deux classes. Comme nous les avons estimés après l'analyse de corrélation, les autres éléments sont découpés entre l'ensemble marin (Sr et Ca, généralement expliqué comme provenant des débits coquilliers) et celui continental (autres). Nous expliquons cette distinction par l'environnement des bassins versants de la zone d'étude, qui est principalement composé de roches majoritairement riches en Silicates (aluminosilicates)⁶⁴. Le découpage en trois groupes nous permet de garder ce même schéma en distinguant le Si, qui peut pourtant provenir du quartz des sables, à part des éléments marins. Enfin, le découpage en quatre groupes divise deux sous-groupes dans les éléments continentaux. Les similarités extraites de la matrice des corrélations ressortent dans ces deux sous-groupes. La discrétisation en trois groupes nous paraît être la plus satisfaisante, car selon les corrélations, Si s'éloigne tout de même nettement des trois éléments marins. Le dendrogramme nous permet cependant de rapprocher S des éléments continentaux. Mn, également un des composants de coquilles, se rapproche de ceux marins.

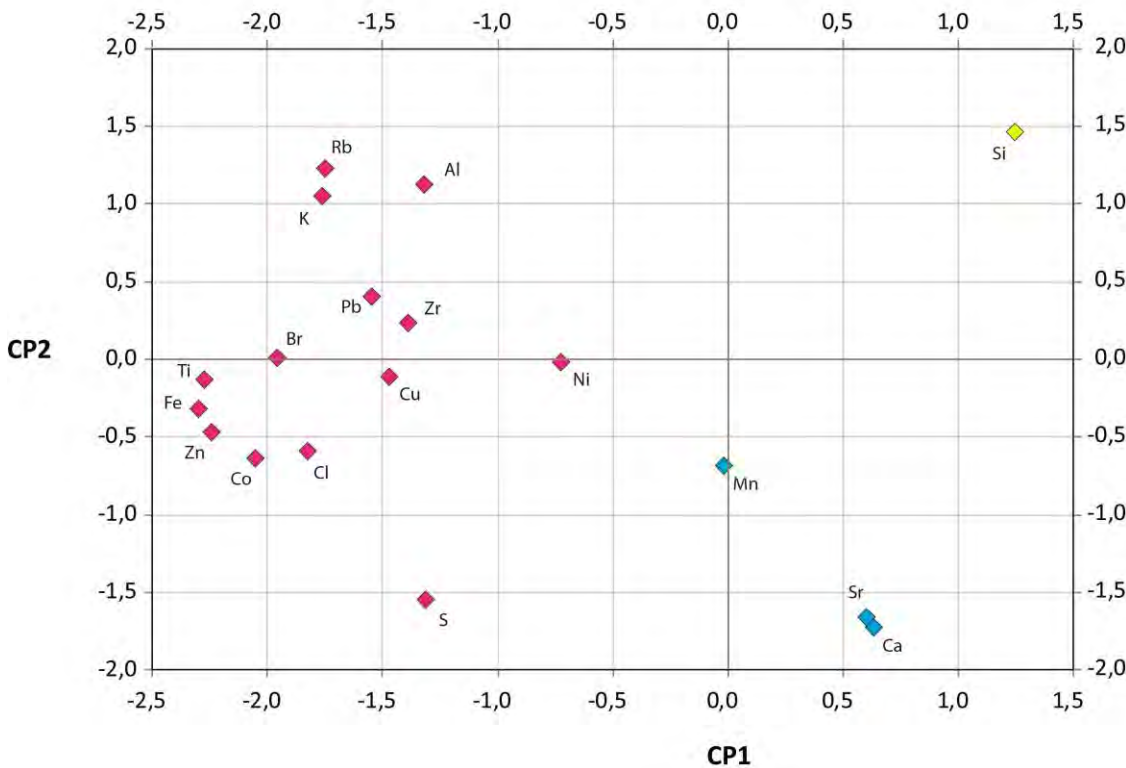


Figure 66 Synthèse des résultats de l'ACP et de la discrétisation automatisée effectuée pour les 18 variables.

⁶⁴ Nous renvoyons le lecteur à la section 1.1.1 du chapitre 2 pour appréhender la géologie de la zone d'étude.

Pour finir, le logiciel R© nous permet de récapituler l'ensemble de cette analyse dans une figure conclusive (Figure 66). Elle présentant la position des éléments géochimiques avec leur discrétisation effectuée en trois groupes différents (fonctions « *cols* » puis « *points* »). Deux nouveaux ratios de type *élément marin/élément continental* ont été testés dans la zone d'étude : Sr/Fe et Ca/Ti. Sr et Ca sont les éléments purement marins qui ressortent de cette analyse. Fe et Ti ont été choisis car ce sont les deux éléments continentaux présentant les distances les plus importantes avec ces deux éléments marins. Par ailleurs, ils possèdent des taux de radioactivité assez importants pour pouvoir être intégrés dans des ratios équilibrés et pertinents. L'utilisation au préalable de ces quatre éléments au cours des différentes analyses effectuées dans les chapitres 4 et 5 de cette thèse⁶⁵ prouve leur importance dans la distinction entre couches lagunaires et allochtones. Elle assure également la pertinence de ces deux nouvelles combinaisons.

1.3.3. Analyse lithostratigraphique des carottes prélevées

1.3.3.1. Les Traicts du Croisic

Les cinq carottes montrent deux systèmes stratigraphiques différents (Figure 67). Leur base est composée de sable grossiers avec des éléments géochimiques dominants principalement marins. À l'inverse, les 20-30 centimètres superficiels montrent une activité morphogène plus calme, avec des sédiments majoritairement argileux. Les taux de Sr/Fe et de Ca/Ti sont plus faibles, témoignant d'apports continentaux. La différence importante entre ces deux systèmes est due à l'évolution de la flèche sableuse, devenant de plus en plus large au cours des siècles (Figure 52A, et Figure 67 présentée à la fin de la section 1.3.3). Elle a ainsi isolé la partie nord-ouest du marais de l'océan. L'affaiblissement des dynamiques morphogènes a contribué à un retour vers des conditions plus calmes au début du XX^e siècle⁶⁶. Nous le remarquons notamment dans T1, carotte aujourd'hui la plus protégée par le cordon dunaire. Dans le passé, cette carotte avait une situation comparable à la situation actuelle de la carotte T2. Localisée à proximité immédiate du cordon, peu d'EE récents sont enregistrés dans T1, à l'image de la carotte T3M étudiée dans le chapitre 5 (Figure 24). À l'inverse, les quatre autres carottes sont localisés plus loin du cordon vers l'intérieur de la lagune, d'où la présence de « *washovers* » récents plus nombreux. De T2 à T5,

⁶⁵ Nous renvoyons le lecteur aux sections 1.3.2 des chapitres 4 et 5 pour appréhender les résultats obtenus dans ces deux études.

⁶⁶ Nous renvoyons le lecteur à la Figure 58 présentée dans le chapitre 5 pour appréhender l'interprétation de l'évolution paysagère des TDC.

nous détectons une légère décroissance du nombre d'évènements par carottes en s'éloignant du cordon vers le centre de la lagune. T2 semble avoir la position optimale pour détecter des EE.

Les cinq carottes exposent plusieurs corrélations d'indicateurs typiques de dépôts tempétueux avec des croissances de GM, de ratio de Sr/Fe et de Ca/Ti, et de clarté avec une décroissance de la SM. Le 10^e décile est aussi utilisé comme un nouvel indicateur tempétueux. Il représente les 10% de la fraction la plus fine de chaque échantillon. Un fort D10 témoigne d'un sédiment globalement très grossier sur au minimum 90% de leur composition. Nous détectons un dépôt marin dans la carotte T1 au cm. 35. Une couche de sables grossiers est identifiée avec croissance des ratios géochimiques de 0 à 0,3 et de 0 à 3, un pic de clarté de 45 à 50% et une chute de la SM de 10 à 8 SI. Ils prouvent la présence une couche marine allochtone. L'érosion peut affecter ces marques marines. Dans le cas d'un évènement tempétueux, le jusant peut ramener les sédiments grossiers vers la mer. Nous avons donc reporté la forte croissance des ratios géochimiques vers le cm. 61 de cette même carotte T1, même si le grain moyen reste stable. Ces deux marques détectées aux cm. 35 et 61 sont aussi détectées dans la carotte T2. C'est la carotte la plus impactée car cinq autres couches allochtones y sont identifiées. Trois d'entre elles sont identifiables aux cms. 40, 35 et 30 avec un fort grain moyen et des pics géochimiques. Les deux derniers semblent être des évènements moins intenses aux cm. 17 et 10. T3 présente également quatre probables couches marines aux cm. 17, 29, 43 et 61 avec de fortes variations des indicateurs. Elles impliquent d'importantes différences avec les grains plus fins sous et sus-jacents. T4 et T5 présentent de fortes similarités. Deux couches marines similaires sont identifiées aux cms. 31 et 17, avec deux autres intrusions allochtones détectées seulement dans la carotte T4 aux cms. 7 et 59, et dans la carotte T5 aux cms. 5 et 12 (Figure 67).

1.3.3.2. La Petite mer de Gâvres

A proximité des stations carottées, la lagune de la PMG a depuis très longtemps été isolée de la mer⁶⁷. Un seul profil sédimentologique est donc identifiable pour la période récente (Figure 68, présentée à la fin de la section 1.3.3) contrairement aux profils des carottes des TDC. Ce profil est défini par des grains fins avec des vases ou silts dominants typiques de la slikke, et avec de faibles ratios de Sr/Fe et Ca/Ti. Cet espace isolé de la mer est majoritairement comblé par les

⁶⁷ Nous renvoyons le lecteur à Figure 59 la présentée dans le chapitre 5 pour appréhender l'interprétation de l'évolution paysagère de la PMG.

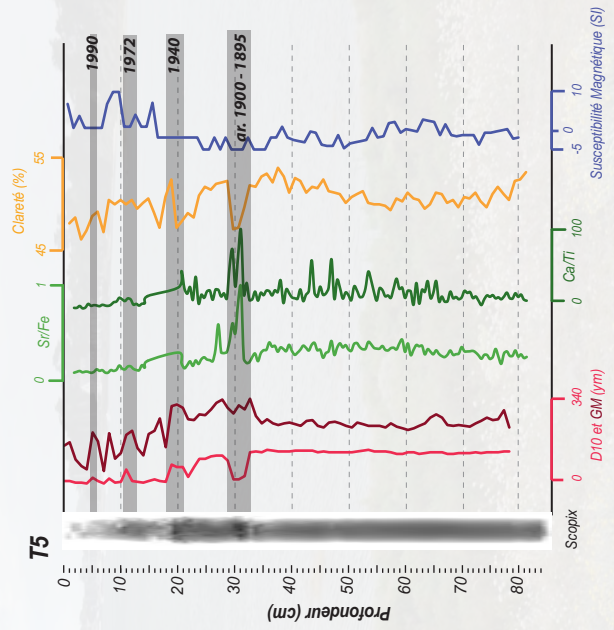
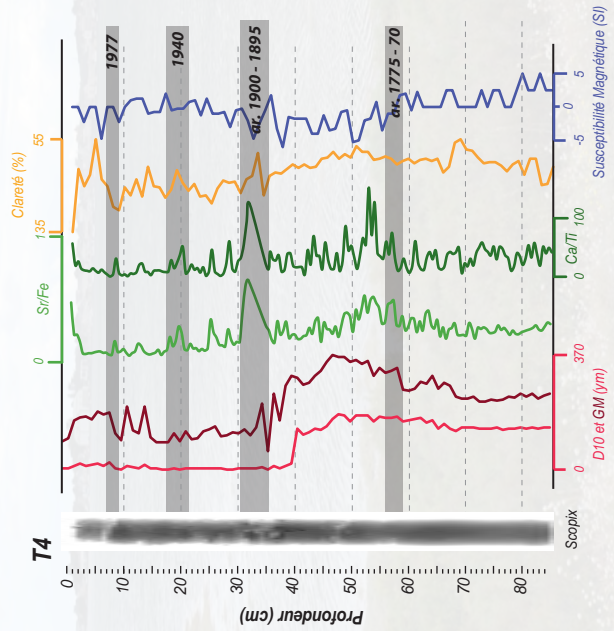
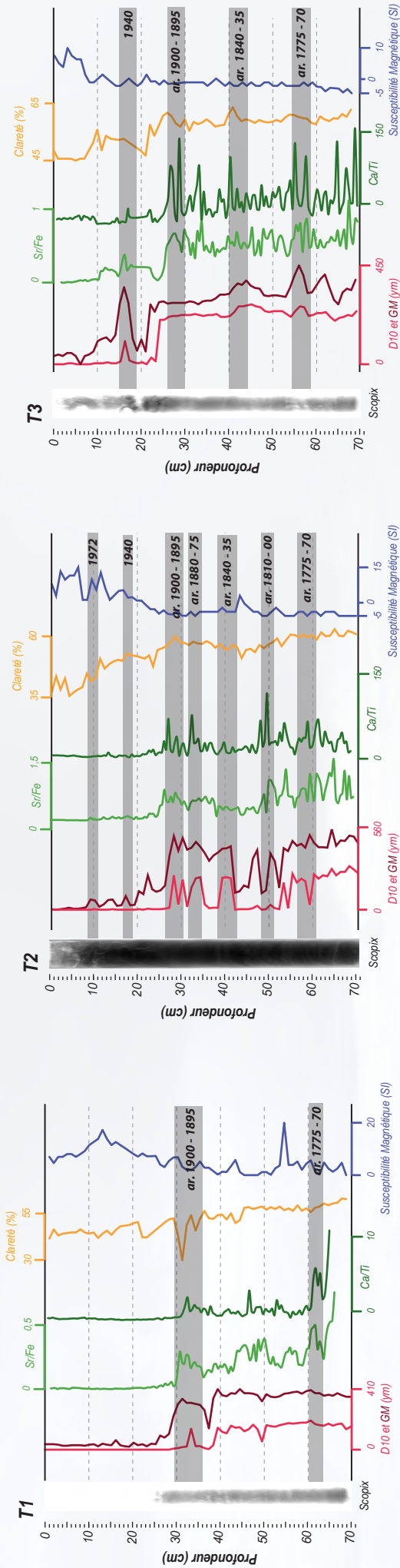
apports continentaux. Les apports marins sont identifiés de la même manière qu'aux TDC : par de forts indices granulométriques, géochimiques « marins », de clarté, et une baisse de la SM.

Deux stations différentes ont été carottées : LA et LB (Figure 52A ; Figure 68). Un impact important est relevé près du cm. 50 dans la station LB, avec de gros cailloux de quartz filonien identifiés entre deux couches vaseuses. Un galet de six centimètres de diamètre a même été extrait d'une des deux carottes. Ces cailloux viennent de la plage sableuse de l'autre côté du cordon dunaire, où de nombreux galets de quartz filonien sont identifiables dans la photographie de la Figure 68. Ils confirment l'hypothèse qu'un processus d'« *overwash* » ait pu amener cet élément grossier dans le marais. De plus, la Figure 53 atteste également la présence de cailloux et de galets en surface à proximité de la lagune, précisément à moins d'un kilomètre au large face aux stations carottées. Cette observation confirme l'origine marine de ces éléments grossiers. À partir de nos analyses sédimentologiques, n'observons aucun caillou dans la station LA. Nous pensons cependant que cet événement a autant impacté ces deux environnements au travers des comparaisons sédimentologiques de ces deux stations. Dans la station LA, nous pensons que cet événement intense a créé une brèche au sein de la dune à l'endroit où la végétation est la moins dense et là où le cordon est le plus fin. Le reflux de la marée et des vagues entrant dans la lagune a permis la ré-évacuation de ces éléments grossiers marins vers l'océan. Les ratios géochimiques prouvent que cet événement est aussi relevé dans la station LA, mais sans présence d'éléments très grossiers. Dans l'environnement LB, le processus inverse se produit. Le cordon littoral plus épais a capturé les éléments grossiers dans le marais, expliquant leur présence dans ces deux carottes. Selon les observations sédimentologiques et les résultats des analyses, cet impact correspond à l'arrivée marine identifiée aux centimètres 45-50 de la station LA. La chute du ratio Ca/Ti en LA1 est due aux perturbations de la mesure géochimique engendrée par un trou où une coquille marine a été enlevée avant l'analyse. Cette coquille, visible dans la radiographie aux rayons X, prouve le caractère marin de ce faciès.

Par ailleurs, d'autres couches allochtones significatives ont été détectées comme marines selon la aux cms. 35 pour LA1 ; aux cms. 10, 15, 25 et 35 pour LA2 ; aux cms. 5 et 35 pour LB1 ; et aux cms. 5, 15, 25 et 35 pour LB2. Dans la quasi-totalité de ces « *washovers* » identifiés, nous détectons une hausse de la granulométrie, des deux indicateurs géochimiques, de la clarté et une chute de la SM. La perturbation est parfois aussi visible dans la radiographie (Figure 68).

Traits du Croisic

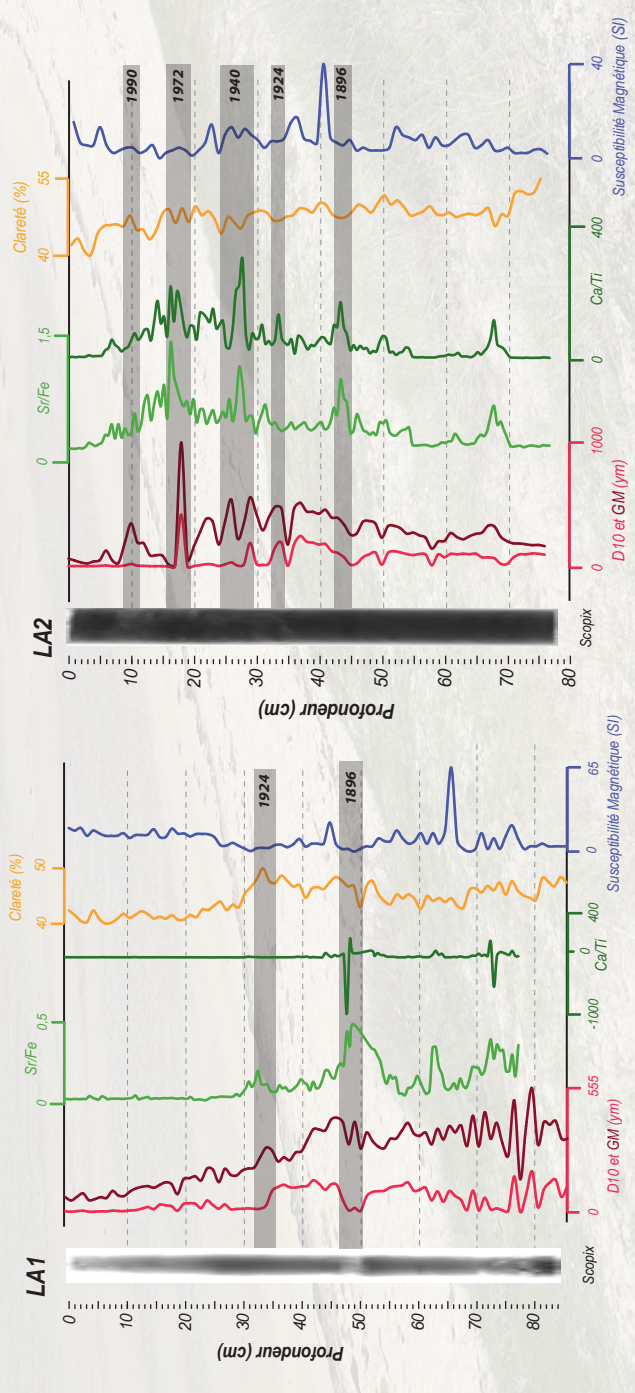
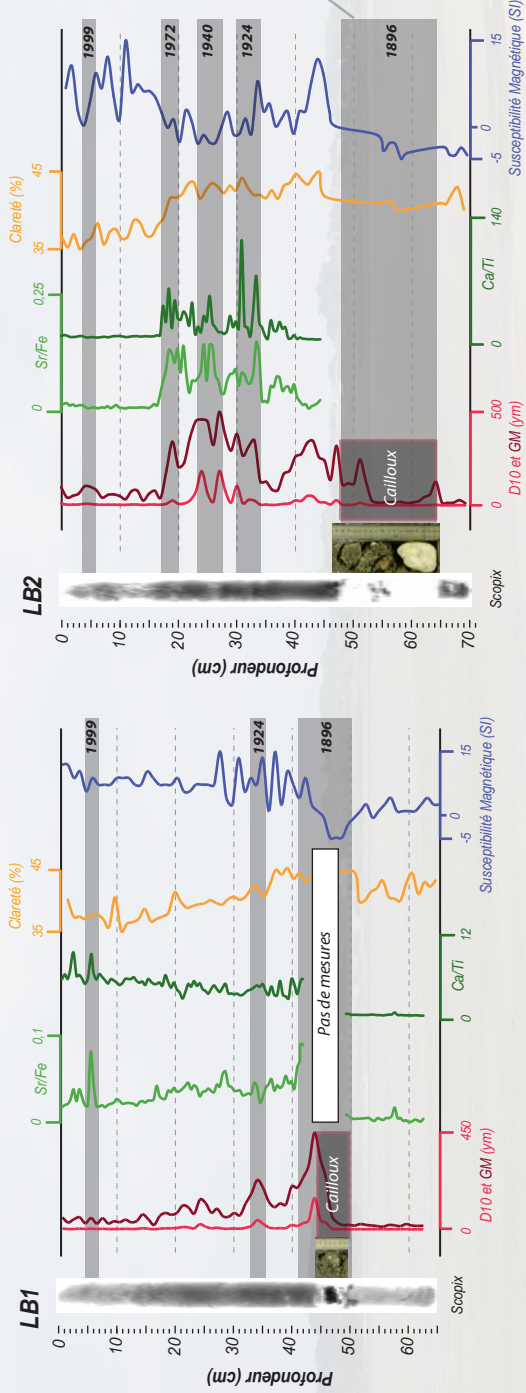
Submersions marines recensées dans les archives historiques entre 1751 et 1999 AD dans la région des Pays de la Loire :
1751 -1760 - 1775 - 1811 - 1838 - 1876 - 1880 - 1884 - 1890 - 1896 - 1905 - 1924 - 1928 - 1934 - 1940 - 1972 - 1977 - 1987 - 1990 - 1999 AD



1940 : Date AD extraite des datations comme probable événement extrême selon les archives sédimentologiques et historiques
ar. 1775 - 70 : Période estimée avec l'extrapolation du taux de sédimentation comme événement extrême probable (ar. : around ; environ)

Petite mer de Gâvres

Submersions marines recensées dans les archives historiques entre 1751 et 1999 AD dans la région de la Bretagne :
 1751 - 1760 - 1811 - 1876 - 1890 - 1896 - 1905 - 1924 - 1934 - 1940 - 1940 - 1972 - 1987 - 1990 - 1999 AD



1940 : Date AD extraite des datations comme probable événement extrême selon les archives sédimentologiques et historiques

Figure 67 Combinaison d'indicateurs sédimentologiques pour les carottes extraites aux TDC.

Figure 68 Combinaison d'indicateurs sédimentologiques pour les carottes extraites à la PMG.

1.3.4. Liens avec les données historiques récentes

La recherche historique a permis de repérer environ 140 tempêtes, dont vingt ayant produit des submersions marines entre la moitié du XVIII^e et la fin du XX^e siècle⁶⁸. Dans ces vingt submersions passées, nous en avons répertoriées 11 au cours du XX^e siècle, six durant le XIX^e et trois pendant la deuxième moitié du XVIII^e siècle. Sur ces vingt événements, 14 semblent avoir impacté les deux terrains d'étude. Les six autres semblent n'avoir touché que celui des TDC, donc la région Pays de la Loire, sans toucher le secteur de la PMG, correspondant à la région Bretagne. Les événements ayant impacté les deux terrains étudiés sont mentionnés en Figure 67 et Figure 68. Depuis la moitié du XVIII^e, les tempêtes apparaissent comme étant bien plus intenses dans l'Atlantique Nord (Hickey, 1997; Lamb and Frydendahl, 1991). À partir de la seconde partie du XIX^e siècle, elles semblent bien plus nombreuses (Desarthe, 2013). Cependant, il est important d'être prudent car les documents historiques sont bien plus nombreux pour la période XVIII – XX^e siècles que pour toutes les autres phases plus anciennes. De plus, le développement de la météorologie depuis la deuxième moitié du XIX^e siècle et l'utilisation de technologies récentes peut entraîner une surestimation de certaines interprétations des variations tempétueuses récentes.

1.4. Reconstruction des tempêtes durant l'Anthropocène

Nous rappelons tout d'abord que l'environnement carotté est différent entre ces neuf carottes et les carottes de trois mètres analysées dans le chapitre 5⁶⁹. Ces dernières ont été prélevées en zone de schorre alors que les carottes courtes sont issues d'un espace de slikke. Les événements recensés dans les carottes longues ne peuvent pas tous être détectés dans ces carottes courtes. Ainsi, les carottes de trois mètres sont localisées plus près du cordon dunaire actuel. Cependant, ces cordons étaient moins épais et probablement moins hauts il y a des centaines d'années, et donc plus propices à la détection d'évènement plus anciens. Une trop grande proximité face au cordon actuel peut impliquer moins d'impacts observés (Figure 24). Pour détecter le plus de traces de tempêtes récentes dans cette étude, nous avons choisi de carotter en zone de slikke. Cet

⁶⁸ Ces données sont évaluées en mai 2018, lors de la rédaction de ce manuscrit de thèse.

⁶⁹ Nous renvoyons le lecteur à la section 1.3.2 du chapitre 5 pour étudier les résultats millénaires.

espace est plus éloignée du cordon dunaire actuel en allant vers l'intérieur de ces deux lagunes, et permet d'éviter l'effet de protection du cordon (Liu and Fearn, 2000a; Sabatier, 2009).

Grâce au croisement avec les archives historiques, nous avons identifié un EE historique comprenant une submersion marine pour chaque date estimée par la sédimentologie. Aucun tsunami notable n'a été identifié dans les relevés historiques durant les 200 dernières années (A. G. Dawson et al., 2004; Karnik, 1971). Nous pensons donc que ces couches marines proviennent majoritairement de conditions tempétueuses. Dans l'ensemble, les résultats montrent une bonne corrélation entre archives historiques et sédimentaires. À partir des vingt dates de submersion marine trouvées dans les archives historiques, 11 ont été identifiées dans les carottes sédimentaires. Les neuf autres s'expliquent par plusieurs limites inhérentes à la méthode employée. Tout d'abord, les archives sédimentaires ne peuvent pas recenser d'évènements successifs trop rapprochés temporellement. Avec un taux de sédimentation moyen de 0,25 comme celui des TDC, à un centimètre de profondeur correspond quatre années de sédimentation. Ce taux est insuffisant pour pouvoir recenser deux évènements distincts comme ceux de 1987 AD et de 1990 AD. Si deux évènements successifs surviennent à seulement peu d'années d'intervalle, seule une couche marine peut parfois être repérée (Chaumillon et al., 2017; Liu and Fearn, 1993). Par ailleurs, certains EE passés ont recensé des dégâts dans un espace très précis dans les archives historiques. L'évènement très dévastateur de 1760 AD en est un exemple. Il a fortement impacté Bouin, situé à environ 50 kilomètres au sud des TDC⁷⁰. Cet évènement a été pris en compte dans la base de données en tant qu'évènement destructeur dans la région des TDC, car ces dégâts ont été identifiés dans un espace qui leur est proche. Cependant, nous ne pouvons pas être sûrs que cette submersion se soit aussi produite aux TDC. La non-présence d'occurrence marine dans les carottes du TDC confirme que cet évènement n'a pas impacté le terrain étudié autant que le site de Bouin. Le couplage entre archives sédimentaires et historiques présente l'intérêt de confirmer les résultats sédimentologiques. Cependant, il peut aussi permettre à la sédimentologie de donner des informations supplémentaires pour accroître la connaissance de certains évènements passés.

Les mesures de l'activité de ¹³⁷Cs et de ²¹⁰Pb s'arrêtent vers 1890 AD. Nous caractérisons les dates du XX^e siècle comme « *EE très probables* ». Cependant, les plus anciens EE sont estimés

⁷⁰ Sources historiques primaires : AD.V 8 B 32.

par extrapolation du taux de sédimentation. Ils présentent également des croisements intéressants avec les données historiques. Ces EE sont alors considérés comme des « *hypothèses sédimentologiques probables* », avec une certitude plus faible. À partir de l'analyse effectuée, nous avons extrait sept dates tempétueuses principales. Les archives historiques nous ont permis d'obtenir une date très précise quant au dépôt de ces couches marines. Nous savons que tous ces événements proviennent de dépressions atlantiques, avec des vents dominants provenant principalement du sud ou du sud-ouest. Certaines archives historiques évoquent le coefficient marégraphique précis durant le passage de la tempête, confirmant nos hypothèses.

1.4.1. Évènements détectés aux Traicts du Croisic

A partir des cinq carottes retenues des TDC, quatre dates précises et plusieurs estimations du XX^e siècle sont déterminées par notre recherche historique. Ces dates correspondent au 26 février 1990 AD (cm. 5 de la carotte T4), au 11 janvier 1978 AD (cm. 7 de la carotte T5), au 13 février 1972 AD (cm. 10 des carottes T2 et T5) et au 17 novembre 1940 AD (cm. 15-20 des carottes T2, T3, T4 et T5).

Grâce aux archives historiques, nous apprenons que trois tempêtes différentes ont frappé la zone d'étude en 1990, et ont causé de nombreux dégâts. L'une d'entre elle a croisé un fort coefficient marégraphique de 104 au port du Pouliguen (SHOM) durant l'évènement du 26/28 février 1990. Ce port est situé à deux kilomètres au sud des Traicts du Croisic. Ces trois tempêtes successives très médiatisées ont causé plus de cent décès en France, avec des vents atteignant 176 km/h dans l'ouest. De nombreux rapports de maisons inondées et de digues rompues ont également été relevés. Les dégâts venteux sont considérables : Chutes d'arbres, de pylônes, de murs, de grues, de panneaux publicitaires, clochers d'église effondrés, toitures arrachées, voitures écrasées, et nombreux accidents de la circulation⁷¹.

La seconde date trouvée en sédimentologie est 1977 AD. Selon les archives historiques, les deux événements du 2 décembre 1976 AD et du 11 janvier 1978 AD pourraient avoir causé ce dépôt marin. Cependant, la tempête de 1976 AD a croisé un coefficient marégraphique très faible, d'environ 50, tandis qu'il a atteint 109 au cours de l'évènement de 1978 AD (SHOM). La

⁷¹ Sources historiques primaires : <http://tempetes.meteofrance.fr/Daria-le-25-janvier-1990.html>, <http://tempetes.meteofrance.fr/Herta-le-03-fevrier-1990.html>, <http://tempetes.meteofrance.fr/Viviane-du-26-au-28-fevrier1990.html>; AM.N 23 Z 355; AM.N 24 PRES 152, 05/02/1990 ; AM.N 24 PRES 152, 27 et 28/02/1990, AD.V 1856 W 38.

seconde date du 11 janvier 1978 AD est donc retenue pour cette hypothèse. Avec une dizaine de décès rapportés, cette tempête a traversé une grande partie du pays en impliquant de nombreux dommages relevés de Dunkerque à l'estuaire de la Gironde. De nombreux naufrages de bateaux et de submersions marines sont mentionnés dans les sources françaises Le Marin 1595 et MetMar 101, et anglaises pour les dégâts britanniques (Steers et al., 1979). Cette source outre-manche mentionne notamment que *“de nombreuses maisons ont été emportées par les vagues”* durant les submersions marines reportées à l'est de l'Angleterre. Des dégâts venteux importants sont mentionnés dans ces différentes sources, comme des arbres déracinés ou des maisons dévastées à plusieurs endroits du pays. Cependant, aucun vent maximum n'est documenté en France.

Les données historiques exposent également la puissance des deux dernières tempêtes recensées dans les sédiments en 1972 AD et 1940 AD. Ces deux événements ont recensé des événements venteux considérables : arbres arrachés, clochers et digues détruites, dégâts importants sur les bateaux et toitures. De nombreuses submersions marines ont été identifiées. La tempête de 1940 AD a également causé le décès de 30 personnes⁷² durant un coefficient de près de 85 selon le SHOM. Celle de 1972 AD, également recensée dans la carotte T3M⁷³, a provoqué des vents maximums de 172 km/h⁷⁴ durant un coefficient variant entre 75 et 100 (SHOM).

Plusieurs autres hypothèses sont également émises grâce à l'extrapolation du taux de sédimentation. Nous relevons les dates d'environ 1890 AD (cm. 30-35 pour les cinq carottes), 1880-75 AD (cm. 35 pour T2), 1846-35 AD (cm. 40-45 pour T2 et T3), 1810-1800 AD (cm. 50 pour T2) et vers 1775-1770 AD (cm. 55-60 pour T1, T2, T3 et T4). Ces intrusions marines, sont estimées avec légèrement plus d'incertitudes et correspondent à plusieurs tempêtes intenses recensées dans les archives historiques. De nombreuses tempêtes sont peu explicitées, alors que certaines sont précisément détaillées, comme l'évènement de 1876 – 1877 AD. Le 31 décembre 1876/1^e Janvier 1877 AD, un EE a créé près de 25 kilomètres de brèches dans les digues du Croisic, courant trois millions de francs de dégâts totaux. Cette tempête a été très détaillée dans les archives car la région du Croisic a été fortement touchée. Les marais salants de Guérande ont été submergés, et les services de soins publics ont été bloqués par les inondations multiples. Les

⁷² Sources historiques primaires : <http://tempetes.meteofrance.fr/Tempete-du-16-au-17-novembre-1940.html>; AD.LA 75 W 274 – 31/12/1940, AD.LA 75 W 274 – 18/02/1941, AD.LA 75 W 274 – 12/05/1941; AD.V BIB B 1036/1-2.

⁷³ Nous renvoyons le lecteur à la Figure 58 présentée dans le chapitre 5 pour obtenir l'analyse de la carotte T3M.

⁷⁴ Sources historiques primaires : <http://tempetes.meteofrance.fr/Tempete-du-13-fevrier-1972.html>; AM.N 1038 W 327; AD.V 78/31 1953-1975 – tempête du 13 février 1972.

écrits anciens se focalisaient plus finement sur les dégâts agricoles qu'aujourd'hui, et ces écrits ont estimé une perte de production de sel à hauteur de 25 à 50%⁷⁵. Concernant les autres EE identifiés, une tempête a produit des « *dégâts considérables* » le 24 février 1838 AD selon l'ancien ministère de l'intérieur⁷⁶. Le 26 février 1811 AD, une tempête a totalement inondé l'île de Bouin, située à 50 kilomètres au sud de la zone du Croisic⁷⁷. Durant le mois d'octobre 1775 AD, un écrit mentionne que « *la mer passe par-dessus les chaussées, renverse et entraine un pont* » durant une tempête très intense (Debresme, 1922). La dernière marque marine estimée pour la période 1900-1895 AD aux TDC est mentionnée dans les paragraphes suivants détaillant les EE ayant impacté la PMG. Cet EE semble avoir fortement perturbé les deux environnements.

1.4.2. Évènements détectés à la Petite mer de Gâvres

Dans la PMG, la combinaison d'indicateurs révèle tout d'abord trois dates déjà détectées aux TDC en 1990 AD (cm. 10 pour LA2), en 1972 AD (cm. 15-20 pour LB2 et LA2) et en 1940 AD (cm. 25-30 pour LB2 et LA2) (Figure 68). Ces évènements ont perturbé deux lagunes localisées à près de cent kilomètres d'écart. Ils semblent avoir fortement impacté une grande partie de la côte atlantique française.

Par ailleurs, deux autres impacts principaux récents sont identifiés dans les carottes de la PMG. À partir des archives historiques, ces faciès ont été datés précisément et reliés aux puissantes tempêtes des 9 janvier 1924 AD et des 26/27 décembre 1999 AD. En 1924 AD (cm. 30-35 des quatre carottes), un vent local de 100 km/h combiné à un coefficient marégraphique de 100 a touché toute la côte atlantique. Dix personnes sont mortes noyées⁷⁸. En 1999 AD (cm. 5 des carottes LB), tout le pays a été touché par deux séries de tempêtes très intenses et très médiatisées. Près de cent personnes sont mortes, et les vents ont atteint près de 200 km/h⁷⁹.

La dernière marque importante a été datée autour de 1895-1900 AD. Cet EE a notamment apporté le caillou de six centimètres de diamètre identifié dans la station LB (Figure 68). La

⁷⁵ Sources historiques primaires : AD.LA 575 S 1, AD.LA 7 S 181, Journal L'Union Bretonne – 11/01/1877.

⁷⁶ Sources historiques primaires : Journal de la Charente Inférieure, 01/03/1838-04/04/1838; AM.N 7 PRES 15 – 25/02/1838; Brunet (1994); Bibliothèque Mazarine, 8° 94560-1 et 8° 94560-2, p. 552.

⁷⁷ Sources historiques primaires : AM.N 55PRES21 03/03/1811; Tardy P., 2000.

⁷⁸ Sources historiques primaires : <http://tempetes.meteofrance.fr/Tempete-du-8-au-9-janvier-1924.html>; Journal Ouest Éclair, 10/01/1924; Journal La Vendée Républicaine, 12/01/1924; Journal L'Etoile de la Vendée, 13/01/1924; AM.N 304 PRES 838; AD.LA 109 S 167, 05/11/1927.

⁷⁹ Sources historiques primaires : <http://tempetes.meteofrance.fr/Martin-les-27-et-28-decembre-1999.html>; AM.N 24 PRES 270, 30/12/1999; AM.N 24 PRES 271, 06/01/2000.

précision de la datation de cette couche est fine. La couche vaseuse située sous la couche de caillou, à la base de la carotte LB1, a aussi été datée. Elle permet une estimation précise de la rupture brutale entre le haut de cette couche vaseuse et la base du faciès de sédiments grossiers vers 1895 AD. La reprise de la datation à la base de la première couche vaseuse située au-dessus des cailloux est estimée à 1915 AD. Nous pouvons émettre l'hypothèse que la re-stabilisation de l'environnement après cet évènement intense, a duré une vingtaine d'années. Cet EE a probablement créé une brèche au sein du cordon dunaire protecteur. À partir de cette date, les archives historiques nous informent qu'une tempête intense a traversé tout le pays le 4 décembre 1896 AD. De nombreuses brèches ont été recensées le long du littoral atlantique. Ces détails confirment l'hypothèse d'une brèche identifiée sur le cordon dunaire de la PMG. Un tsunami aurait pu aussi émettre ce type d'impact en amenant des éléments très grossiers. Cependant, la région est rarement touchée par ce type d'évènement (A. G. Dawson et al., 2004; Karnik, 1971)⁸⁰. Par ailleurs, cette date ne correspond pas à un relevé de tsunami dans les archives. L'hypothèse tempétueuse est la plus probable. Cet évènement a causé 33 morts en France durant de nombreuses inondations générées par la tempête⁸¹. Elle a été combinée avec un fort coefficient marégraphique d'environ 95 selon le SHOM.

Nous émettons l'hypothèse que cet évènement important de 1896 AD a touché une large partie de la côte atlantique française, car les cinq carottes des TDC sont également impactées (Figure 67). Les marques trouvées dans les carottes de la PMG semblent être liées à celles des TDC. L'évènement de 1896 AD est le seul ayant produit une marque tempétueuse observable dans l'ensemble des neuf carottes échantillonnées dans cette étude. Enfin, le contact avec le faciès vaseux subjacent a été estimé vers 1915 AD. Nous estimons donc la résilience du système lagunaire de la PMG pour un évènement de cette ampleur à près de vingt ans. Cette hypothèse de résilience se base sur une seule chronologie de datation. Elle est à prendre avec beaucoup de précautions. Elle nécessite d'autres chronologies pour pouvoir être confirmée.

⁸⁰ Nous renvoyons le lecteur à la section 1.2.3 du chapitre 1 pour appréhender le risque tsunami dans la zone d'étude.

⁸¹ Sources primaires historiques : <http://tempetes.meteofrance.fr/Tempete-du-4-decembre-1896.html>; Journal de la Charente Inférieure, 09/12/1896; AD.LA 575 S 1; AD.LA 7 R 1/1509; AD.LA 3 Z 195; AD.V 1 M 558.

2. Étude dendrochronologique aux Traicts du Croisic

2.1. Présentation de la zone boisée étudiée dans l'étude dendrochronologique

2.1.1. Paramètres généraux de localisation

L'analyse dendrochronologique a été effectuée à partir d'échantillons recueillis sur le terrain d'étude où ont été prélevées les carottes sédimentaires des TDC⁸². Une zone boisée composée de pins maritimes (*Pinus pinaster*), non considérée comme forêt domaniale, a été carottée à quelques kilomètres au nord de la station de prélèvement sédimentaire, sur la dune de Pen Bron (PB). La Figure 69B présente la localisation précise de chaque échantillon prélevé et analysé. L'orientation précise de l'axe C-D, correspondant également à l'orientation de l'inclinaison de l'arbre, est indiquée. L'analyse dendrochronologique commence en 1955 AD et a une période temporelle plus courte que l'analyse sédimentologique. Pour comparer les résultats de cette méthode avec l'étude sédimentologique, nous avons conservé les trois carottes présentant des traces de tempêtes post-1955 AD sur ce terrain d'étude : T2, T4 et T5. Leur localisation est rappelée dans la Figure 69C.



Figure 69 Localisation du site de prélèvement dendrochronologique et rappel de la position de la station de carottage sédimentaire ainsi que de la maille utilisée pour la réanalyse météorologique (indiqué en A).

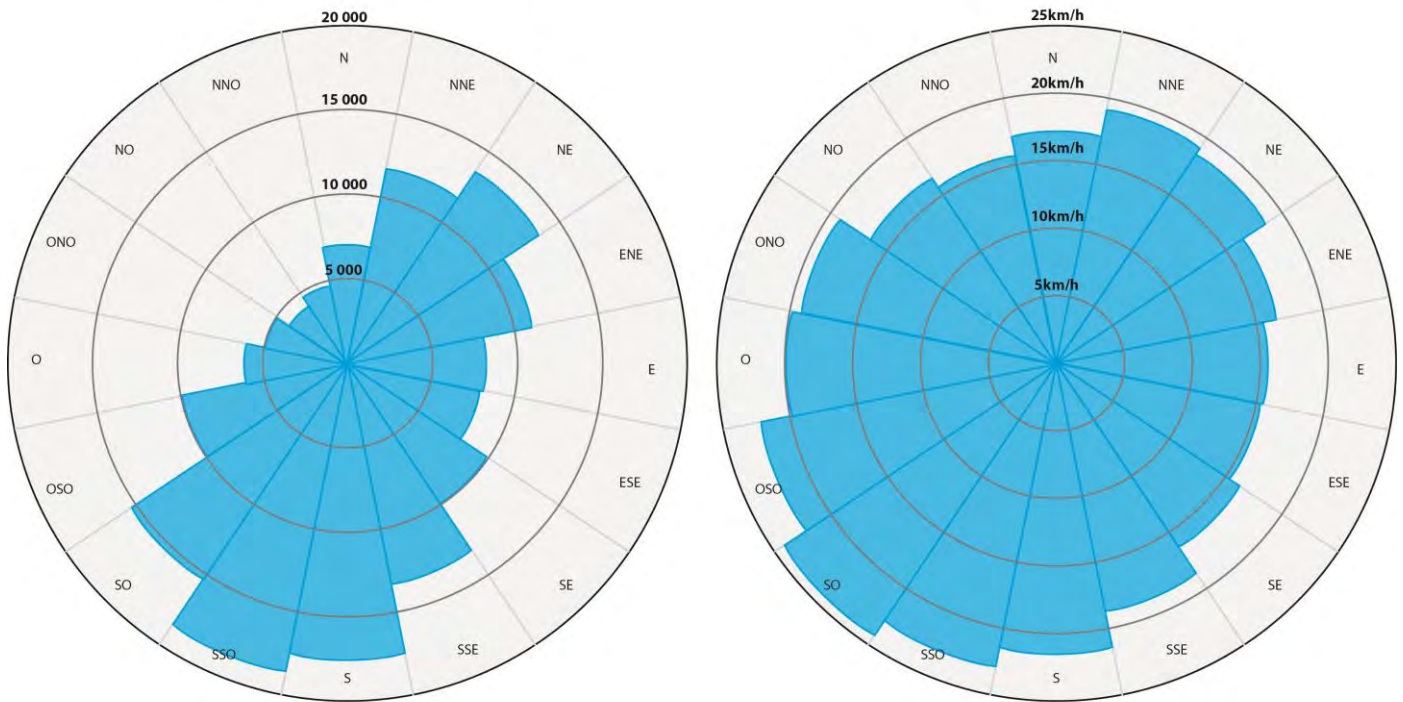
⁸² Nous renvoyons le lecteur à la section 1.1 du chapitre 5 pour suivre la présentation de ce terrain d'étude, incluant les paramètres généraux de son environnement. Nous évoquons dans les paragraphes suivants seulement l'intérêt de ce terrain pour l'étude dendrochronologique de marques de tempêtes précises.

2.1.2. Intérêt pour l'étude des signaux de tempêtes précises

Nous avons utilisé les données de réanalyse pour sélectionner la zone d'échantillonnage boisée la plus pertinente pour mettre en lumière les arbres les plus touchés par les tempêtes (Figure 69). Durant la période 1994 – 2012, les directions de vents dominants provenaient majoritairement du sud et du sud-ouest (A). Les vents moyens les plus violents provenaient du sud-ouest (B). Cette zone boisée est ainsi impactée par de forts vents de sud-ouest. Nous avons donc choisi d'échantillonner une partie très exposée à ce type de vents en lisière de la zone boisée, tout en étant à proximité de la maille de réanalyse utilisée (Figure 69 et Figure 70). Nous avons remarqué sur le terrain que la plupart des arbres sont majoritairement inclinés du sud-ouest vers le nord-est. L'arbre photographié en Figure 10 en est un l'exemple.

A. Nombre de relevés de vents dominants

B. Vitesse moyenne des vents dominants



ONO : Origine du vent (ici Ouest-Nord-Ouest)

Figure 70 Étude des vents dominants sur la dune de Pen Bron durant la période 1994 – 2012.

2.2. Méthodologie d'analyse des évènements extrêmes par dendrochronologie

2.2.1. L'analyse dendrochronologique

Nous pensons que les arbres exposés aux forts vents développent des cernes de croissance spécifiques par anémomorphose (Schweingruber, 1996). Les années tempétueuses montrent une

excroissance du cerne, avec une compression sur le rayon C et une distension de ce même cerne de l'autre côté de l'arbre, visible sur le rayon D. Cette méthode est résumée en Figure 39. La méthodologie de prélèvement et d'analyse dendrochronologique employée est précisément détaillée dans le chapitre 3 de méthodologie⁸³.

2.2.1. Les données historiques

Une fois extraites, les années NovOct impactées par le vent sont ensuite comparées aux dates de tempêtes reportées lors de l'hiver passé. Ces dates prouvent l'origine tempétueuse de l'évènement perturbateur. Le site de Météo France et des archives historiques ont été consultées. Enfin, des données de réanalyse ont également été traitées à partir de la base de données HOMERE © (Boudiere et al., 2013), utilisant le modèle WAVEMATCH III (v. 4.09). Ce modèle permet notamment de reconstruire les conditions venteuses des années récentes (1994 – 2012, retraitées selon les années NovOct⁸⁴), à partir des données brutes *uwnd* (vent d'est) et *vwnd* (vent de nord). Nous pouvons ainsi compléter les données de Météo France sur les évènements marquants. Nous détectons statistiquement les années les plus venteuses, ainsi que celles où les relevés de vents de sud-ouest dominants furent les plus nombreuses, et les plus intenses.

2.3. Résultats et interprétation : Détection de tempêtes par dendrochronologie

Des vingt échantillons prélevés, 17 présentent des cernes parfaitement lisibles permettant la création d'une chronologie sans incertitude. L'analyse effectuée sur les largeurs de cernes expose un nombre d'années avec bois de réaction important. Plusieurs années NovOct perturbées n'ont pas été retenues car elles ne concernaient qu'un seul arbre impacté (Figure 71 et Figure 72).

Figure 71 Distribution temporelle des perturbations observées dans les cernes de croissance (signaux tempétueux et bois de réaction), et détails du calcul de l'Indice de Perturbation Végétale (IPV).

⁸³ Nous renvoyons le lecteur à la section 4 du chapitre 1 pour appréhender l'état de l'art dendrochronologique, ainsi qu'à la section 2.4 du chapitre 3 pour obtenir le détail de la méthode créée et adaptée à l'aléa tempétueux.

⁸⁴ Pour rappel, une année NovOct est une année allant du début du mois de novembre de l'année n-1 à la fin du mois d'octobre de l'année n. Elle permet de suivre une saison complète de croissance végétale. Nous expliquons avec précision ce terme à la section 2.4 du chapitre 3.

A partir de cette chronologie, nous exposons la distribution temporelle des perturbations de croissance des cernes. Elles correspondent aux années NovOct de croissance amenant une excentricité de formation de bois. Cette excentricité provient de l'inclinaison de l'arbre et de la croissance inégale des rayons C et D durant cette même année. De nombreuses années NovOct ont été impactées depuis 1955. Selon leur localisation sur le site échantillonné, ces arbres exposent une forte variabilité du nombre de signaux de tempête. Par exemple, l'échantillon Smp05 est situé sur la bordure de la zone boisée avec une inclinaison SO-NE (Figure 69). Il montre 13 saisons de croissance perturbées sur les 61 années de la chronologie, soit une période de retour des tempêtes impactantes de 4,7 années. À l'inverse, l'échantillon Smp10 a moins été exposé en étant situé plus à l'intérieur de la zone boisée, avec une inclinaison du sud vers le nord (S-N). Il a enregistré une seule perturbation majeure à hauteur d'échantillonnage. Dans l'ensemble, les arbres les plus exposés aux vents forts de sud-ouest, de S-SO ou d'O-SO et localisés en bordure de zone boisée sont largement plus impactés. Cette observation est en accord avec les principales trajectoires de CET et des vents associés observées sur la zone d'étude. Ils proviennent majoritairement du sud-ouest pour le sud de la France et de l'ouest pour le nord-ouest du pays (Lozano et al., 2004). Aux TDC, les vents les plus violents proviennent du sud-ouest (Figure 70).

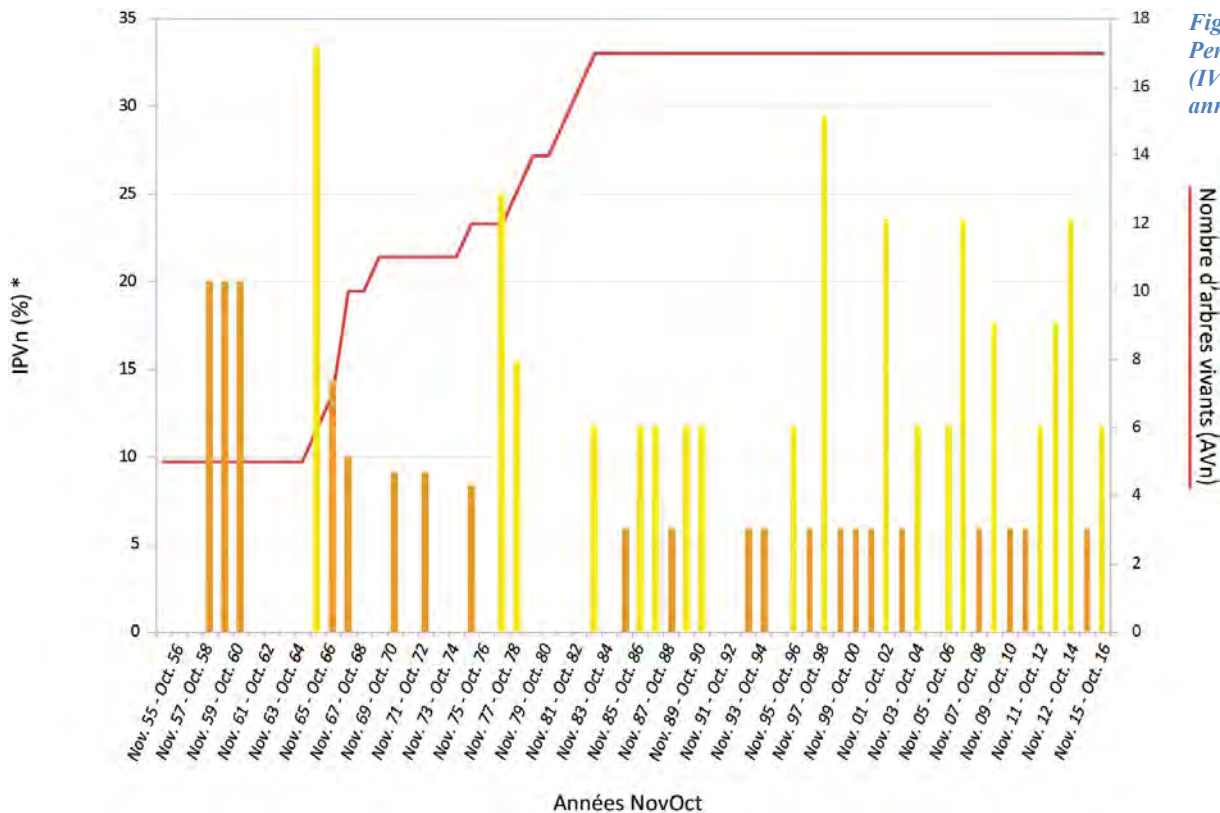


Figure 72 Indice de Perturbation Végétale (IPV) au cours des années NovOct.

* Année perturbée retenue car plus d'un échantillon est impacté
 * Année perturbée non retenue car seulement un échantillon est impacté

A travers les 61 années NovOct couvertes par la dendrochronologie, 19 d'entre elles témoignent d'un impact tempétueux sur au moins deux arbres de la zone boisée échantillonnée. Une période de retour moyenne de vents violents ou de tempêtes impactant les échantillons est donc estimée à 15,6 années (Figure 71). Avec un IPV de 33%, l'année NovOct 1965 (de novembre 1964 à octobre 1965 AD) est la plus impactée, avec néanmoins seulement six arbres vivants durant cette année (Figure 71 et Figure 72). Une autre année NovOct impactée significative est 1998. Elle expose 30% des 17 pins échantillonnés présentant des signes clairs de réponses selon les critères d'identification établis. Les années NovOct présentant plus de 20% d'arbres impactés : 1977 (12 arbres vivants), 2002, 2007 et 2017 (17 arbres vivants) sont également fortement marqués. Les saisons 2009, 2013 (17 arbres vivants) et 1978 (13 arbres vivants) sont également considérées comme des années montrant un impact tempétueux significatif. Enfin, d'autres années NovOct présentent des impacts plus faibles, mais également présents et entrant dans les critères de sélection : 1983, 1986, 1987, 1989, 1990, 1996, 2004, 2006, 2012 et 2016. Plusieurs années NovOct n'ont pas été retenues car elles ne remplissaient pas le critère d'au moins deux arbres impactés. Nous avons tenu à tout de même les mentionner sur les deux Figure 71 et Figure 72. Même si la perturbation est visible seulement sur un arbre, cette perturbation est parfois exceptionnelle dans son excentricité, avec des variations de largeurs de cernes très intenses. Si l'hypothèse tempétueuse ne pourra pas être affirmée, ce dérangement isolé reste important à mentionner.

Nous notons également que depuis 1955, environ 83% des tempêtes recensées se sont produites durant des mois hivernaux : décembre, janvier ou février. Cette observation, formulée à l'aide des données historiques, montre que les tempêtes extratropicales frappent majoritairement la zone d'étude durant l'hiver. Elle confirme les observations précédemment effectuées sur les CET⁸⁵.

2.4. Comparaison entre données dendrochronologiques et historiques

2.4.1. Compatibilité entre perturbations sur les arbres et occurrences tempétueuses

Les résultats dendrochronologiques ont été comparés avec les données historiques se référant aux tempêtes (Tableau 10). Nous avons proposé de considérer une compatibilité quand année NovOct perturbée, déterminée par l'analyse dendrochronologique, a connu au moins une tempête. Il y a

⁸⁵ Nous renvoyons le lecteur à la section 2.1 du chapitre 2 pour appréhender les caractéristiques des tempêtes frappant la zone d'étude.

aussi compatibilité si une année NovOct sans perturbation n'a pas subi d'évènement venteux marquant. Nous évoquons une incompatibilité si un impact dendrochronologique est détecté lors d'un hiver calme, ou qu'aucun d'impact dendrochronologique n'est relevé lors d'un hiver tempétueux.

Dans l'ensemble, après comparaison entre marques dendrochronologiques et hivers tempétueux depuis 1955 AD, nous observons une nette compatibilité globale entre les deux données. Nous notons 49 saisons de compatibilité (80%), six saisons d'incompatibilité (10%), et six saisons d'incertitudes (10%). Les incertitudes sont principalement liées à la localisation des impacts éoliens recensés durant certaines tempêtes passées sur la zone d'étude. Dans les données historiques, les impacts sont parfois difficilement estimables et localisables. La caractérisation de l'espace touché est très importante, mais elle est parfois très imprécise dans certaines sources. La zone boisée étudiée a une emprise spatiale de seulement quelques kilomètres carrés. Si la tempête a fortement impacté le pays sans que de marques notables dans la région soient évoquées dans les données historiques, nous ne la considérons pas comme « *impactante pour la zone d'étude* ». C'est notamment le cas de l'évènement Xynthia de 2010 AD, où les impacts venteux sont complexes à évaluer dans la région. Nous avons donc caractérisé l'année NovOct 2010 comme « *probablement tempétueuse* » pour la zone d'étude dans le Tableau 10.

Sur les 19 années NovOct durant lesquelles un impact est observé dans les cernes des arbres, une seule saison ne présente pas d'évènement tempétueux (5%). Toutes les années NovOct où une marque dendrochronologique a été détectée ont subi une tempête impactant la zone d'étude, excepté 2002. Les cinq autres années NovOct avec incompatibilité exposent l'effet inverse : bien qu'au moins une tempête marquante ait touché la zone d'étude selon les archives, aucune marque dendrochronologique n'est décelée. Malgré ces quelques années NovOct sans compatibilité, nous notons une compatibilité globale notable entre les disproportions de cernes et l'occurrence d'un ou de plusieurs évènements éoliens brutaux durant l'année NovOct perturbée. Ces évènements semblent tous être d'origine tempétueuse, excepté pour celui de 2002 AD.

Tableau 10 Comparaison par année NovOct des résultats dendrochronologiques avec les tempêtes récentes inventoriées.

Année NovOct (De Nov. N-1 à Oct. N)	IPVn	Saison tempêteuse*	Compatibilité	Dates des tempêtes (jour/mois/année AD)	Principales sources historiques
2016	11.8	Oui	Oui	8/2/16	http://www.ouest-france.fr/meteo/tempete/meteo-tempete-sur-louest-139-km/h-de-vent-en-bretagne-et-normandie-4024680
2015	5.9	Non	Oui	/	/
2014	23.5	Plusieurs	Oui	14/2/14 1/2/14 23/12/13	Archives Départementales de Loire-Atlantique, PR 967 849, du 15-16/02/2014 Archives Départementales de Loire-Atlantique, PR 967 849, du 04/02/2014 http://tempetes.meteo.fr/Tempete-Dirk-de-noel-2013.html
2013	17.6	Oui	Oui	27/10/13	http://www.lemonde.fr/planete/article/2013/10/27/tempete-12-departements-du-nord-ouest-en-alerte-orange_3503693_3244.html
2012	11.8	Oui	Oui	16/12/11	http://tempetes.meteo.fr/Tempete-Joachim-du-16-decembre-2011.html
2011	5.9	Non	Oui	/	/
2010	5.9	Probablement	?	27/2/10	http://tempetes.meteo.fr/Tempete-Xynthia-du-27-au-28-fevrier-2010.html
2009	17.6	Oui	Oui	9/2/09	http://tempetes.meteo.fr/Tempete-Quinten-du-09-au-10-fevrier-2009.html
2008	5.9	IM	Oui	9/3/08	Archives départementales de Vendée, BIB PE 20/652, Ouest France édition Vendée Ouest, 11/03/2008 p 1,6,7,9
2007	23.5	Oui	Oui	8/12/06	http://tempetes.meteo.fr/Tempete-Vera-le-8-decembre-2006.html
2006	11.8	Oui	Oui	1/12/05	Archives Départementales de Loire-Atlantique, PR 967 650, du 04/12/2005
2005	0.0	Non	Oui	/	/
2004	11.8	Oui	Oui	12/1/04	http://tempetes.meteo.fr/Tempetes-successives-du-12-au-15-janvier-2004.html
2003	5.9	Probablement	?	2/1/03	http://tempetes.meteo.fr/Tempete-Calvann-du-02-janvier-2003.html
2002	23.5	Non	Non	/	/
2001	5.9	Non	Oui	/	/
2000	5.9	Plusieurs	Non	30/10/00 27/12/99 26/12/99	http://tempetes.meteo.fr/Tempete-Oratia-du-30-octobre-2000.html http://tempetes.meteo.fr/Martin-les-27-et-28-decembre-1999.html http://tempetes.meteo.fr/Lothar-le-26-decembre-1999.html
1999	5.9	Oui	Non	20/12/98	Archives Départementales de Loire-Atlantique PR 967 483 du 21/12/1998
1998	29.4	Plusieurs	Oui	13/1/98 4/1/98 2/1/98	Archives municipales de Nantes, 26PRESSE245, Ouest-France du 14/01/1998 http://tempetes.meteo.fr/Tempete-du-4-janvier-1998.html http://tempetes.meteo.fr/Tempete-du-2-janvier-1998.html
1997	5.9	Non	Oui	/	/
1996	11.8	Oui	Oui	7/2/96	http://tempetes.meteo.fr/Tempete-du-7-et-8-fevrier-1996.html
1995	0.0	Non	Oui	/	/
1994	5.9	IM	Oui	5/1/94	http://tempetes.meteo.fr/Tempetes-du-5-au-7-janvier-1994.html
1993	5.9	IM	Oui	12/9/93	http://tempetes.meteo.fr/Tempete-des-12-et-13-septembre-1993.html
1992	0.0	Probablement	?	18/12/91	http://tempetes.meteo.fr/Synthese-du-18-au-25-decembre-1991.html
1991	0.0	Non	Oui	/	/
1990	11.8	Plusieurs	Oui	26/2/1990 3/2/1990 25/1/1990	http://tempetes.meteo.fr/Viviane-du-26-au-28-fevrier-1990.html http://tempetes.meteo.fr/Herta-le-03-fevrier-1990.html http://tempetes.meteo.fr/Daria-le-25-janvier-1990.html
1989	11.8	Oui	Oui	25/2/89	http://www.meteo-paris.com/chronique/annee/1989_with https://www.prevision-meteo.ch/almanach/1989
1988	5.9	Non	Oui	/	/
1987	11.8	Oui	Oui	15/10/87	http://tempetes.meteo.fr/L-ouragan-du-15-au-16-octobre-1987.html
1986	11.8	Oui	Oui	7/12/86	http://www.meteo-paris.com/chronique/annee/1986
1985	5.9	Probablement	?	22/11/84	http://tempetes.meteo.fr/Tempetes-du-22-au-24-novembre-1984.html
1984	0.0	Non	Oui	/	/
1983	11.8	Oui	Oui	6/11/82	http://tempetes.meteo.fr/Tempete-du-6-au-8-novembre-1982.html
1982	0.0	Non	Oui	/	/
1981	0.0	Non	Oui	/	/
1980	0.0	Oui	Non	15/12/79	http://tempetes.meteo.fr/Tempete-du-15-decembre-1979.html
1979	0.0	Non	Oui	/	/
1978	15.4	Oui	Oui	11/1/78	MetMat n°101, available at http://nauticalfree.free.fr/metmar/metmar1a217.html
1977	25.0	Oui	Oui	2/12/76	http://tempetes.meteo.fr/Tempete-du-2-decembre-1976.html
1976	0.0	Non	Oui	/	/
1975	8.3	Non	Oui	/	/
1974	0.0	Probablement	?	6/2/74	Archives Municipales de Nantes, 24PRES 49 du 07/02/1974
1973	0.0	Non	Oui	/	/
1972	9.1	Oui	Non	13/2/72	http://tempetes.meteo.fr/Tempete-du-13-fevrier-1972.html
1971	0.0	Non	Oui	/	/
1970	9.1	Non	Oui	/	/
1969	0.0	IM	Oui	6/7/69	http://tempetes.meteo.fr/Tempete-du-06-juillet-1969.html
1968	0.0	IM	Oui	7/1/68	http://tempetes.meteo.fr/Tempete-du-7-janvier-1968.html
1967	10.0	Oui	Non	12/3/67	http://tempetes.meteofrance.fr/Tempete-du-12-mars-1967.html
1966	14.3	Non	Oui	/	/
1965	33.3	Plusieurs	Oui	17/1/65 16/1/65 13/1/65	http://www.meteo-paris.com/chronique/annee/1965_with https://www.infoclimat.fr/historic-details-evenement-482-archives.html for all three events
1964	0.0	Probablement	?	1/11/63	Archives Départementales de Loire-Atlantique, PR 967 58 du 02-03/11/1963
1963	0.0	Non	Oui	/	/
1962	0.0	Non	Oui	/	/
1961	0.0	Non	Oui	/	/
1960	20.0	Non	Oui	/	/
1959	20.0	Non	Oui	/	/
1958	20.0	Non	Oui	/	/
1957	0.0	Non	Oui	/	/
1956	0.0	Non	Oui	/	/
1955	0.0	Non	Oui	/	/

* Saison tempêteuse

Oui
Probablement
Non

Tempête impactant la zone d'étude recensées au cours de la saison étudiée

Tempête recensée au cours de la saison étudiée, ayant probablement impacté la zone d'étude de la forêt échantillonnée

Pas de tempête recensée au cours de la saison étudiée

- ou IM, pour Impact Mineur : Une ou plusieurs tempêtes recensées avec peu ou pas d'impacts relevés dans la zone d'étude

Les résultats dendrochronologiques ont été comparés avec les données de réanalyse. Les vents les plus violents observés entre 1994 et 2012 pour dix des 11 années NovOct tempétueuses de cette période (selon le Tableau 10) correspondent à un relevé précis de vent au cours d'une tempête (Figure 73). Seuls les relevés les plus importants de l'année NovOct tempétueuse 2007 ne correspondent pas aux tempêtes survenues durant la saison. La direction majeure des vents identifiée à partir de ces relevés est du sud-ouest vers le nord-est. Cette direction est également celle de l'inclinaison principale des arbres échantillonnés. Par conséquent, nous considérons comme très probable l'hypothèse que les perturbations détectées dans les cernes de croissances aient été produites par des tempêtes au cours de la période 1994 – 2012. Les signaux de perturbations dendrochronologiques plus anciens peuvent aussi être dus à des tempêtes. Suite à ces observations, nous considérons la dendrochronologie comme un indicateur intéressant pour révéler les occurrences tempétueuses passées.

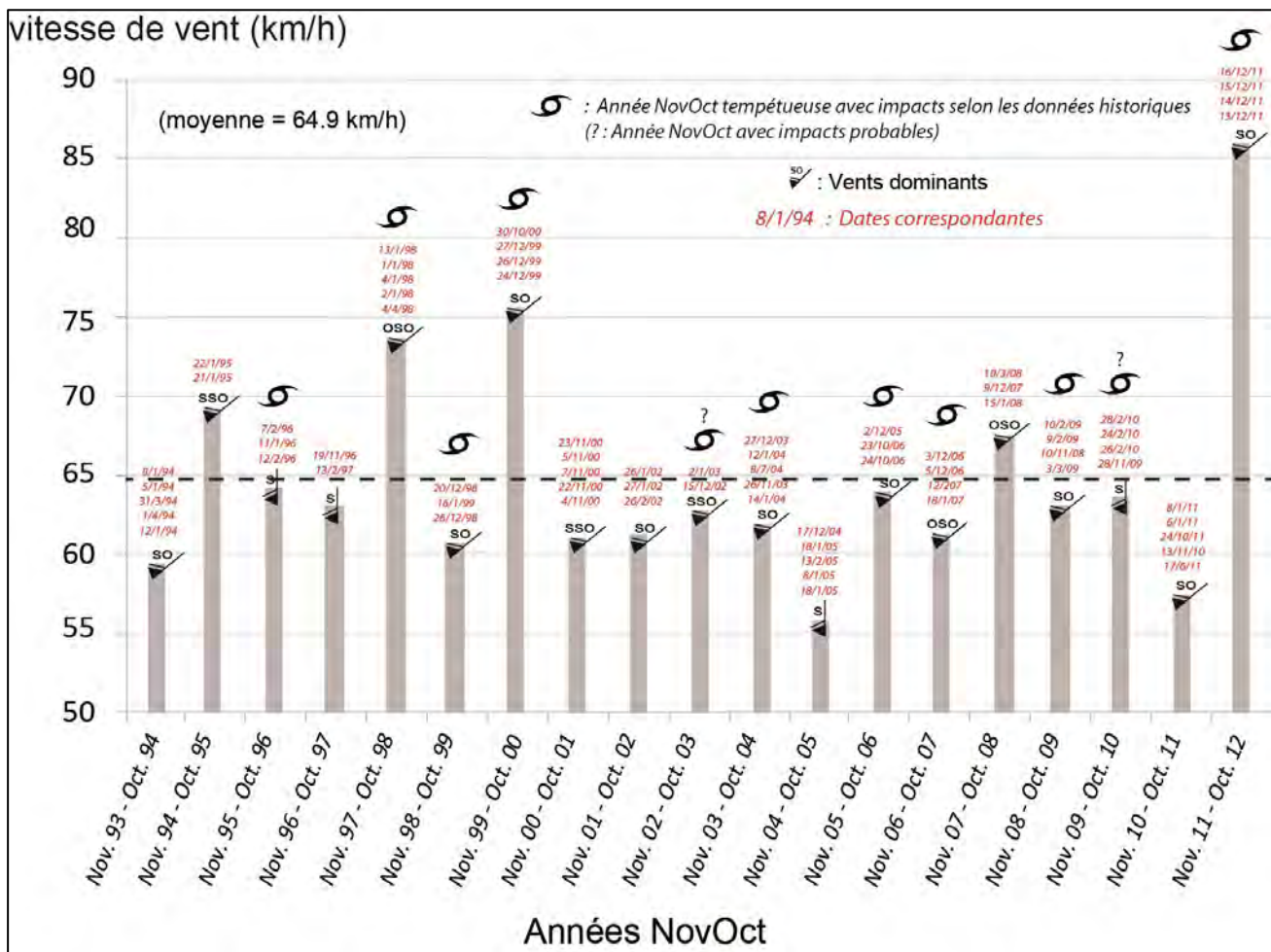


Figure 73 Moyenne des dix relevés de vent les plus puissants pour chaque année NovOct.

2.4.2. Comprendre les signaux enregistrés lors des années NovOct avec incompatibilité

Les données de réanalyse ont également été utilisées pour comprendre les absences de compatibilité entre l'analyse dendrochronologique et les données historiques de vents violents. L'étude annuelle de vitesse et de direction de vent (Figure 74), ainsi que les relevés de vents intenses (Figure 75A) et extrêmes (Figure 75B) durant la période 1994 – 2012, sont combinés avec les données tempétueuses historiques disponibles entre 1955 et 2016 AD (Tableau 10).

Figure 74 Caractérisation par réanalyse des vents par années NovOct entre novembre 1993 et octobre 2012.

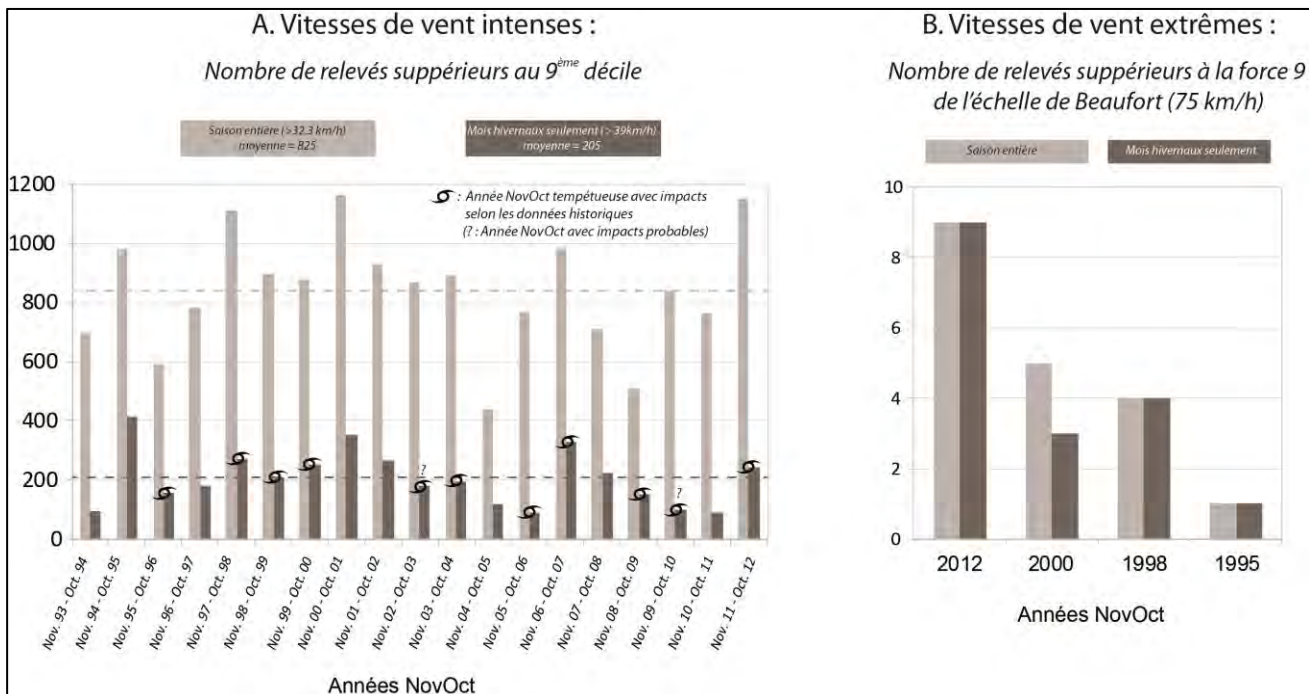
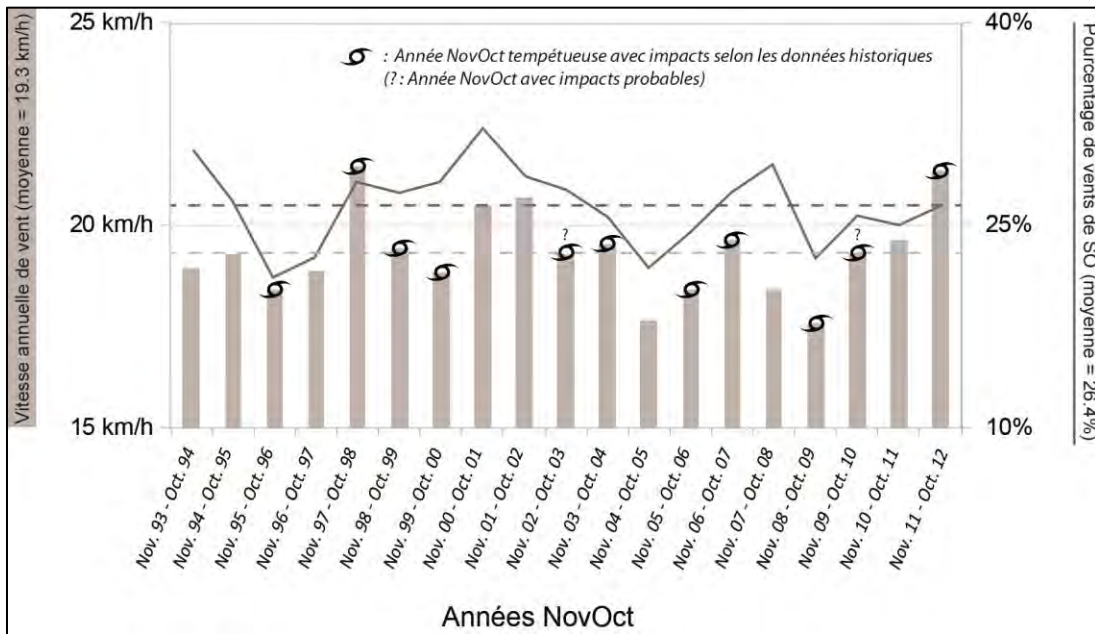


Figure 75 Relevés issus de la réanalyse de vents intenses (A) et extrêmes (B) par années NovOct entre novembre 1993 et octobre 2012.

Les données dendrochronologiques ont tout d'abord révélé une perturbation au cours l'année NovOct 2002, alors qu'aucune tempête n'a été identifiée par les données historiques (Figure 72 ; Tableau 10). La réanalyse météorologique montre que la perturbation de largeur de cerne suit deux années NovOct avec des vents très violents (Figure 74). Les années NovOct 2001 et 2002 sont les plus venteuses sans tempête, avec un vent annuel moyen d'environ 20,5 à 21 km/h. Seules 1998 et 2012 présentent une moyenne supérieure. Cependant, ces deux années NovOct présentent des relevés de vents extrêmes semblant influencer cette moyenne (Figure 73, Figure 75A et B). La remise en cause des moyennes de 1998 et 2012 permet de comprendre l'importance de celles particulièrement hautes des années NovOct 2001 et 2002. Ces dernières témoignent de vents importants constants sur l'ensemble des deux années, sans événement intense. Les vents cumulés de 2001 et 2002, dont les vents dominants sont majoritairement de SO, ont impacté les arbres et contribué à leur inclinaison. Ils ont créé la perturbation de largeur de cerne visible durant l'année NovOct 2002, malgré l'absence de tempête.

Un autre type d'incompatibilité apparaît pour les années NovOct 1999 et 2000. Malgré une série de tempêtes impactantes, aucune perturbation majeure n'apparaît suite à l'analyse de largeur de cerne de croissance. Les événements très médiatisés Lothar et Martin de décembre 1999 AD (intégrés dans l'année NovOct 2000) sont pourtant mis en lumière dans les données de réanalyse. De nombreux relevés de vents extrêmes et de vents de sud-ouest sont enregistrés dans la zone d'étude en 2000 (Figure 73 et Figure 75B). Durant l'année NovOct 1998, la zone boisée échantillonnée a fait face à une forte moyenne de vitesse annuelle de vents (Figure 74), avec de nombreux relevés intenses et extrêmes (Figure 75A et B). Trois tempêtes très destructrices ont touché la zone d'étude durant l'hiver 1997-1998 AD (Tableau 10). Elles sont très largement représentées dans les résultats de l'analyse dendrochronologique (Figure 72). Les années NovOct 1999 et 2000 ne s'individualisent pas dans les relevés dendrochronologiques, car elles font suite à l'impact de 1998 qui a duré plusieurs saisons.

Pour finir, les années NovOct 1967, 1972 et 1980 attestent également une incompatibilité entre dendrochronologie et données historiques (Figure 72 ; Tableau 10). À l'image de 1999 et 2000, une tempête impactante est recensée au cours de chacune de ces trois années NovOct sans marque dendrochronologique individuelle. La période couverte par la réanalyse n'inclut pas cette période. Cependant, la base de données tempétueuse de Météo France dispose de cartes des

maximas venteux. La Figure 76 présente ces cartes pour les trois tempêtes de 1967, 1972 et 1980 AD⁸⁶. Celles de 1972 AD et de 1979 AD exposent des maxima de vents instantanés allant du nord-ouest vers le sud-est, ce qui est l'opposé de l'orientation de notre échantillonnage effectué du sud-ouest vers le nord-est. Si la tempête de 1979 AD n'a laissé aucune trace, celle de 1972 AD a bien impacté un arbre. Cependant, suivant notre méthode, cette année NovOct n'est pas retenue dans l'analyse, car le critère du minimum de deux échantillons impactés n'est pas rempli. L'orientation particulière des vents enregistrés rend ces deux tempêtes non-discernables dans les cernes de croissance. Concernant l'évènement de 1967, les vents venaient de l'ouest, et malgré l'information limitée de cette tempête, seulement un arbre propose un cerne de croissance marqué. L'année NovOct 1967 n'a donc pas été retenue. Nous soulignons que seulement huit arbres échantillonnés étaient vivants durant l'année NovOct 1967, et qu'ils étaient alors jeunes à cette époque. Ils étaient plus flexibles et moins sensibles face aux vents violents.

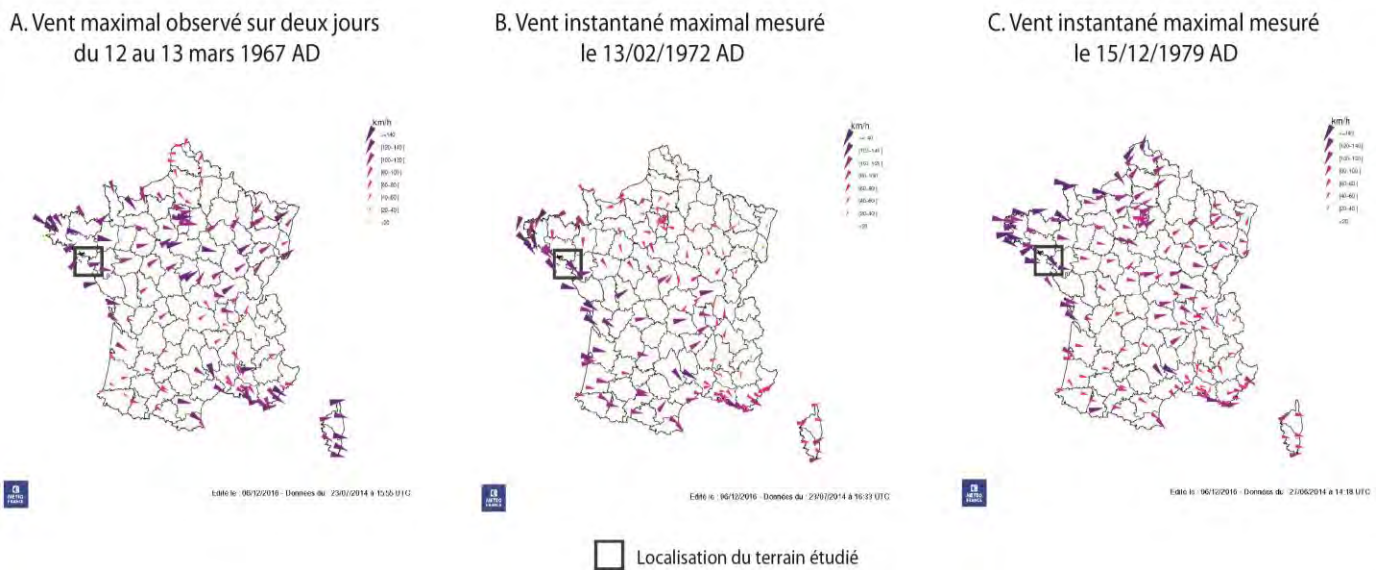


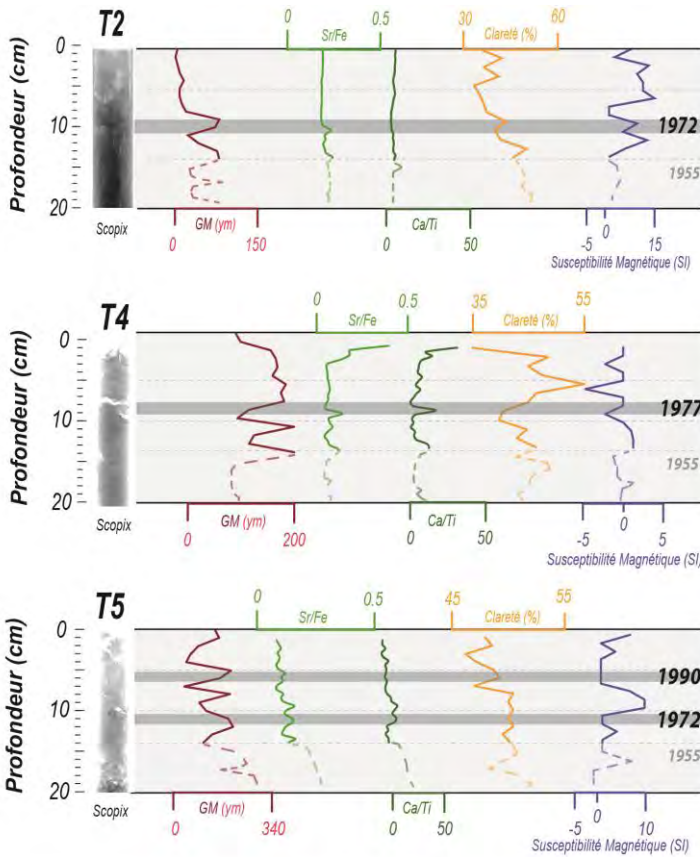
Figure 76 Enregistrements de vents durant les tempêtes du 13 mars 1967 AD (A), 13 février 1972 AD (B) et 15 décembre 1979 AD (C). Les cartographies du vent proviennent du site internet de Météo France.

Un lien clair est visible entre le recensement de tempêtes marquant la côte centre atlantique française et les perturbations détectées dans les cernes de croissance de la zone boisée de PB. Ce lien n'est cependant pas parfait, et si la plupart des incompatibilités sont justifiées, la méthode proposée lors de cette étude n'est qu'exploratoire et doit être confirmée par des travaux futurs. Les limites de cette étude, développées dans la section suivante, doivent être prises en compte pour construire une méthodologie précise produisant de faibles incertitudes.

⁸⁶ Sources: <http://tempetes.meteo.fr/Tempete-du-12-mars-1967.html>, <http://tempetes.meteofrance.fr/Tempete-du-13-fevrier-1972.html>, et <http://tempetes.meteo.fr/Tempete-du-15-decembre1979.html>.

3. Liens entre les approches sédimentologique et dendrochronologique

3.1. Synthétisation des résultats sédimentologiques post-1955 aux Traicts du Croisic



Trois évènements ressortent aux TDC depuis 1955 AD ⁸⁷ :

- L'EE de 1972 AD est identifié dans T2 avec un GM passant de 20 à 90µm, une augmentation de Sr/Fe de 0,2 à 0,3, de clarté et une chute dans la courbe de SM. L'EE de 1972 AD est également détecté dans T5 avec la présence d'une coquille de palourde (*Venerupis decussata*) observée au Scopix, de pics de GM, Sr/Fe, Ca/Ti et de clarté, ainsi qu'une faible SM.

- l'EE de 1977 AD est identifié dans T4 par une rupture marquée sur la radiographie, un GM passant de 110µm à 180µm, une augmentation de 0,1 à 0,2 de Sr/Fe et de 8 à 20 de Ca/Ti, et un début d'augmentation de clarté.

- L'EE de 1990 AD est identifié dans la carotte

T5 par un GM en augmentation de 50µm à 270, de faibles augmentations géochimiques et un pic de clarté ainsi qu'une chute de la SM.

Deux hypothèses sont rejetées dans la carotte T4 au cm. 11 et dans T5 au cm.13, car hormis le GM, tous les autres indices allaient à l'encontre de l'hypothèse d'une occurrence marine. Selon les données historiques, les évènements tempétueux associés ont été estimés être ceux des 13 février 1972 AD, 11 janvier 1978 AD, et 26 février 1990 AD.

⁸⁷ Sans effectuer de répétitions avec la première section de ce chapitre, nous proposons un rappel concis des résultats sédimentologiques obtenus aux TDC. Cette lagune a été carottée à deux kilomètres au sud de la zone boisée de Pen Bron. Nous nous focalisons sur la période post-1955 et en ne retenant que les carottes dans lesquelles un dépôt marin a été identifié depuis 1955 (Figure 77). Cette restriction spatiale et temporelle nous permet la comparaison des résultats, mais également des avantages et limites de cette méthode avec la démarche dendrochronologique.

3.2. Atouts, limites et interrelations des travaux présentés à l'échelle anthropocène

3.2.1. Comparaison des résultats entre les deux méthodes utilisées aux TDC

Indépendamment, les méthodes sédimentologiques et dendrochronologiques exposent la datation de plusieurs tempêtes destructrices, ainsi que de leurs impacts sur les marais et forêts côtiers. L'étude sédimentologique met en lumière quelques-unes des plus violentes submersions marines reportées aux TDC. L'analyse dendrochronologique offre un aperçu de l'occurrence des tempêtes produisant des vents très intenses à l'échelle d'une zone boisée. Une tempête produisant des vents intenses touchant la côte durant une marée basse, ou durant une journée à faible coefficient marégraphique n'est pas recensée dans les archives sédimentaires. Elle peut néanmoins être observée dans les disproportions de largeurs de cernes de croissance. C'est l'hypothèse soumise pour les événements de 1998 AD. À l'inverse, une dépression moins creusée avec des vents moins intenses, mais croisant une marée haute de vives-eaux peut produire un dépôt tempétueux dans la lagune sans perturber les arbres. Nous nous demandons si ce cas de figure ne serait pas survenu durant l'évènement de 1972 AD. Seule la multiplication des orientations de prélèvements dendrochronologiques pourrait y répondre. Le croisement d'une tempête produisant de forts vents et d'une surcote produite par une marée importante reste la seule hypothèse de concordance entre ces deux méthodes. Le cas de 1990 AD semble l'illustrer au travers des résultats sédimentologiques et dendrochronologiques.

Ce scénario précis apparaît à trois reprises depuis 1955 AD. Les données de l'hiver 1989 – 1990 AD montrent de très fortes perturbations selon les deux méthodes. Les données météorologiques confirment ce fait. Elles exposent les nombreux dégâts provoqués par des conditions océaniques et météorologiques violentes. L'année 1978 AD est aussi interprétée comme étant tempétueuse avec les deux approches. Cependant, une légère incertitude prédomine quant à la donnée sédimentologique, car deux tempêtes successives sont estimées dans les données historiques en 1976 et 1978 AD. Avec l'analyse dendrochronologique, le manque de détails sur les vents dominants ne permet pas d'établir d'interprétations certaines. En 1972 AD, la combinaison des méthodes montre aussi ses limites. Une submersion marine importante est détectée dans plusieurs carottes sédimentaires. Cependant, la signature dendrochronologique est lacunaire à cause des vents dominants provenant du nord-ouest durant cette tempête. Ils sont perpendiculaires aux carottes extraites des arbres. Les sources historiques révèlent que l'évènement de 1972 AD a tout

de même été très destructeur. En conclusion, nous estimons que les données provenant de ces deux méthodes peuvent se coupler pour identifier différents types d'impacts provenant d'un même EE.

3.2.2. Atouts et limites des deux approches

3.2.2.1. La dendrochronologie, une méthode précise mais destructrice

La disponibilité de données historiques valides et complètes demeure cruciale. Elles permettent la compréhension des événements repérés dans l'analyse de cernes de croissance. La principale limite de la méthode dendrochronologique est son impact destructeur. Pour éviter d'avoir à tronçonner tous les arbres du cordon dunaire protecteur, seuls des carottes ont été prélevées sur les arbres inclinés par les vents. La direction majeure a été déterminée visuellement sur le terrain selon l'orientation de l'inclinaison dominante reflétant le plus la zone boisée échantillonnée, et selon les données de réanalyse météorologique. Cependant, l'analyse des carottes dendrochronologiques ne permet pas de révéler les événements frappant la zone boisée à partir d'une autre direction. Ces événements non considérés auraient aussi pu avoir des impacts venteux importants sur cette zone boisée, et ainsi être enregistrés dans les cernes de croissance. La plupart des tempêtes frappant la zone d'étude proviennent du sud-ouest, avec également des vents d'ouest, de sud ou de sud-ouest. Quelques événements peuvent impliquer des vents provenant d'une autre direction, à l'image de 1972 AD. Cet événement est invisible sans une analyse complète de l'évolution des cernes à travers plusieurs axes. Elle implique néanmoins la multiplication de l'échantillonnage des carottes, ou l'abattage de l'arbre pour prélever une rondelle du tronc. L'établissement d'une chronologie tempétueuse exhaustive et rigoureuse à partir du carottage d'un seul axe s'avère complexe. Cependant, il est possible de reconstruire une chronologie d'événements tempétueux tenant compte d'une seule direction de vent. C'est ce que nous avons établi dans cette étude, avec des vents de sud-ouest.

Par ailleurs, le temps de résilience d'un arbre après un impact géomorphologique de ce type reste inconnu (Shroder, 1980). Par prudence, nous avons seulement conservé la première année NovOct de perturbation si plusieurs années sont impactées successivement dans un même arbre (Schweingruber, 2012). Des travaux sur une utilisation dendrochronologique plus commune en milieux côtiers sont requis pour raffiner l'utilisation de la dendrochronologie en lien avec les tempêtes.

Grâce aux données météorologiques telles que la direction et l'intensité du vent, nous sommes cependant capables de caractériser plusieurs hypothèses d'impacts dendrochronologiques de plusieurs EE passés. De plus, la dendrochronologie est l'une des méthodes de datation biologique les plus fines, avec une résolution annuelle selon les saisons végétatives et une marge d'erreur quasi-nulle (Speer, 2012). La méthode présentée à travers ce travail expose un calcul mathématique construit à partir de mesures précises. Elle propose donc des variations et datations de largeurs de cernes rigoureuses, avec de très faibles incertitudes.

3.2.2.2. La sédimentologie, une méthode fiable dépendante de données historiques

La méthode sédimentologique est considérée comme parfaitement fiable (Chaumillon et al., 2017). La couche sédimentaire caractérisant l'évènement marin doit être composée de sédiments de textures et de compositions différentes des dépôts habituels de la zone de sédimentation. Comparée à la méthode dendrochronologique, la datation sédimentologique aux ^{210}Pb et ^{137}Cs est soumise à une incertitude légèrement supérieure, de quelques années (Binford, 1990). Pour construire une comparaison précise avec la datation par comptage de cernes, nous avons conservé seulement la partie la plus précise des carottes sédimentaires. Elle correspond à l'échelle temporelle de l'analyse dendrochronologique. Les dates obtenues dans cette étude atteignent une incertitude maximale de quatre ans. Le croisement de dépôts marins observés avec les données historiques est assez précis pour formuler des hypothèses solides sur l'occurrence de tempêtes.

Cependant, nous avons besoin aujourd'hui d'autres études sédimentologiques similaires pour pouvoir comparer ces « *washovers* » des TDC avec d'autres séquences de la côte centre atlantique française. D'autres cas d'études récents de dépôts tempétueux dans la zone d'étude sont requis pour confirmer ces hypothèses. Les données historiques nombreuses et variées sont néanmoins indispensables pour confirmer les hypothèses tempétueuses. Elles mettent en lumière les conditions océanologiques et météorologiques intenses. Ces données documentent également les brèches et submersions marines dans la zone d'étude et à proximité de celle-ci. Elles peuvent confirmer que toutes les hypothèses sédimentologiques, mais également dendrochronologiques, sont robustes en dépit de ces quelques limites inhérentes à ces méthodes.

3.2.3. Eléments de réflexion quant à une utilisation future de ces méthodes

Malgré ces limites, les deux méthodes se révèlent être efficaces chacune de leur côté. Leur combinaison aide à appréhender la répartition spatiale et la caractérisation des impacts

tempétueux dans un espace spécifique. Les cernes de croissance peuvent être utilisés comme indicateur pour révéler des conditions venteuses intenses liées aux tempêtes, provoquant ainsi une anémomorphose de l'arbre. Cependant, les résolutions spatiales et temporelles des résultats sont limitées à la distribution spatiale et à l'espérance de vie des arbres échantillonnés. Le croisement de documents géographiques anciens tels que d'anciennes cartes ou photos aériennes est indispensable. Il permet de sélectionner un secteur boisé pertinent, et un espace précis de prélèvement adéquat. La méthode sédimentologique est prouvée depuis maintenant près de 25 années comme étant efficace pour la détection d'EE anciens. Son croisement avec les archives historiques offre des détails précis sur les aléas côtiers passés. Les données dendrochronologiques et sédimentologiques peuvent donc être utilisées comme indicateurs au regard de la vulnérabilité environnementale face aux tempêtes. La comparaison entre ces données requiert cependant le choix réfléchi d'un terrain pertinent pouvant permettre ces deux types d'analyses. Ce choix doit s'effectuer en prenant en compte les dimensions de la dune protectrice, la structure de la zone de dépôt et des sédiments qui la composent, la présence et le type de végétation sur la dune, l'orientation du trait de côte. Plus généralement, les dynamiques sédimentologiques, océaniques et météorologiques doivent être considérées attentivement. La présence de données historiques variées et solides est indispensable, elle permet de confirmer l'ensemble des hypothèses formulées, qu'elles soient issues de dépôts de sédiments marins ou de la variation des cernes de croissances.

Cependant, compte-tenu des limites exposées dans ce chapitre, une corrélation stricte et rigoureuse entre ces deux méthodes ne peut pas être mise en place. Néanmoins, cela ne doit pas empêcher leur utilisation combinée. Chacun des deux indicateurs peut être utilisé pour mieux comprendre les tempêtes passées par la caractérisation de deux types de paramètres tempétueux différents : la force et la direction du vent, ainsi que les conditions marines intenses. Les approches sédimentologiques, dendrochronologiques et historiques permettent d'accroître ensemble les connaissances sur les aléas côtiers passés selon différents types d'impacts. Leur utilisation croisée enrichit ces connaissances. Elle contribue à mieux connaître le passé des évènements tempétueux, pour pouvoir mieux préparer les sociétés littorales face aux tendances futures estimées.

Conclusions, limites et perspectives

Le couplage d'archives sédimentaires avec les données historiques récentes a permis de détecter trois principales dates de tempêtes avec submersion marine aux TDC et à la PMG : 1990, 1972 et 1940 AD. Trois autres événements récents ont également perturbé une des deux lagunes : 1999, 1924 (PMG) et 1977 AD (TDC). Quatre dates plus anciennes sont estimées pour les XIX^e et XVIII^e siècles aux TDC : 1775, 1811, 1838 et 1876-7 AD. Nous proposons également la survenue d'un événement ayant complètement bouleversé la PMG, et probablement également impacté les TDC en 1896 AD. De son côté, l'approche dendrochronologique met en lumière 19 années NovOct subissant de fortes perturbations venteuses sur les dunes de Pen Bron depuis 1955 AD. Les années NovOct 1965 (de novembre 1994 à octobre 1965), 1998, 1977, 2002, 2007 et 2017 sont les plus marquées. Le modèle dendrochronologique montre des résultats convaincants. Nous évaluons que 80% des années NovOct étudiées exposent une compatibilité entre perturbation dendrochronologique et survenue de tempête enregistrées dans la base de données historique. Par ailleurs, 10% des années montrent une incompatibilité, et 10% d'années sont incertaines. La combinaison des deux approches, couplée à l'apport de données historiques, met en lumière trois saisons impactées. Elles ont été identifiées dans les archives environnementales à travers ces deux méthodes. L'hiver 1989-1990 AD est évalué comme très probablement impacté et l'hiver 1977-1978 AD comme probablement impacté. L'hiver 1971-1972 AD est potentiellement impacté, mais avec de hautes incertitudes. L'intensité précise des EE datées par ces deux approches est complexe à évaluer car les paramètres naturels produisant les perturbations dendrochronologiques et sédimentologiques sont différents. Elles témoignent de conditions météo-marines probablement intenses, avec très certainement de forts vents de sud-ouest et une surcote marquée.

Le travail présenté dans ce chapitre propose plusieurs éléments de méthodologie originaux. Deux indicateurs ont tout d'abord été proposés au sein l'analyse sédimentologique dans la zone d'étude : Strontium/Fer (Sr/Fe) et Calcium/Titane (Ca/Ti). Alors que Sr/Fe avait déjà été testé au Maroc (Raji et al., 2015), ces deux indices ont prouvé leur utilité pour permettre la détection d'EE récents dans la zone d'étude. Nous proposons leur utilisation future comme indicateurs d'apports marins dans des environnements similaires de la côte centre atlantique française. Dans un second temps, la méthode dendrochronologique mise en place présente la première tentative d'analyse de disproportions de cernes de croissances pour détecter des EE venteux. Les résultats de cette

méthode originale sont encourageants, bien qu'ils ne puissent pas se corréler strictement aux données sédimentologiques traitées pour des questions d'échantillonnage.

Ce chapitre témoigne de l'intérêt de la multiplication d'indicateurs environnementaux pour mieux appréhender les impacts d'évènements tempétueux passés. Nous soulignons l'importance et les limites des deux méthodes employées. L'étude anthropocène présente des résultats sédimentologiques avec les incertitudes les plus fines (notamment pour la datation). Cette faible marge d'erreur nous permet de faire de nombreux tests, dont la comparaison avec un indicateur dendrochronologique offrant également une forte précision. Bien qu'une corrélation ne soit pas totale entre eux, leur utilisation combinée permet d'apporter des connaissances importantes sur les impacts des EE récents. Les paramètres météorologiques et océaniques provoquant les EE peuvent être mieux appréhendés. L'approche sédimentologique permet une détection d'évènements produisant une submersion marine. La dendrochronologie recense les tempêtes majeures sur le critère de la force et de la direction du vent.

Nous mettons également en avant l'importance fondamentale des données historiques pour valider chaque résultat. L'échantillonnage utilisé pour l'étude dendrochronologique ne peut pas certifier strictement les tempêtes préalablement détectées par l'analyse sédimentologique. Les données historiques restent les seules sources disponibles. Elles justifient chaque hypothèse tempétueuse sédimentologique et/ou dendrochronologique en croisant la datation mesurée avec les dates d'évènements recensés. Elles permettent également d'obtenir des détails précis sur chaque évènement, ce qui est déterminant pour appréhender l'importance de la vitesse et de la direction du vent dans l'étude dendrochronologique. La construction d'une chronologie tempétueuse historique est un élément préliminaire indispensable à l'analyse environnementale des impacts des aléas côtiers, qu'ils soient biologiques ou sédimentologiques.

Pour renforcer ces liens, nous proposons principalement des améliorations de la méthode dendrochronologique, car la sédimentologie est déjà très largement adoptée par la littérature scientifique. Dans la troisième section de ce chapitre, nous avons notamment proposé de multiplier les orientations de carottage et de préciser le temps de résilience des conifères suite à un évènement venteux intense. Par ailleurs, les deux nouveaux indicateurs géochimiques proposés dans l'analyse sédimentologique doivent également être réutilisés dans d'autres terrains atlantiques, pour valider, ou non, leur utilité.



CONCLUSION GÉNÉRALE

*Pouzet Pierre, 2015 - 2018
Étude des paléovénements extrêmes le long de la côte atlantique française
Approches sédimentologiques, dendrochronologiques et historiques*

Thèse de géographie, Université de Nantes, Laboratoire LETG

Crédit Illustration: Tableau d'Andreas Achenbach, « *Sunset after a Storm on the Coast of Sicily* », 1853, huile sur toile. Illustration issue de Wikimedia Commons.
Page de garde réalisée avec Freepik ©.

1. Les variations tempétueuses locales et leurs influences océano-climatiques principales

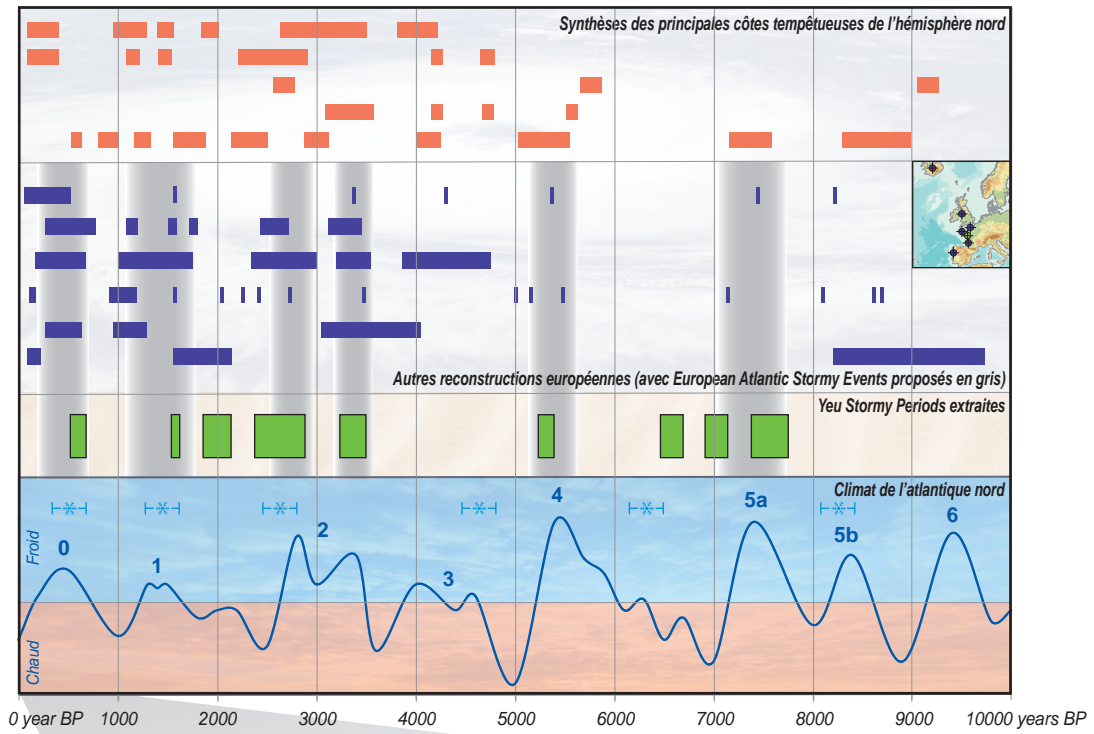
1.1. YSP, EE et tempêtes détectés le long de la côte atlantique française

La Figure 78 synthétise l'ensemble des résultats obtenus aux trois échelles temporelles différentes. À l'échelle holocène, nous avons détecté dans le chapitre 4 neuf périodes possibles d'accroissement d'impacts tempétueux dans les trois marais carottés à l'Île d'Yeu, appelés YSP. L'intervalle 2100-1950 cal y BP a été fortement impacté par les tempêtes, tout comme cinq autres phases à impact important : 600-500, 2850-2350, 3500-3270, 5400-5370 et 6650-6510 cal y BP. Le YSP 1590 cal y BP est une période avec une hypothèse tempétueuse moins marquée et 7000 et 7670 - 7470 cal y BP sont deux périodes très incertaines. Après analyse bibliographique, six périodes tempétueuses holocènes se dégagent le long de la côte atlantique européenne, appelés EASE: 600-300, 1700-1100, 2900-2500, 3500-3300, 5500-5100 et 7700-7100 cal y BP.

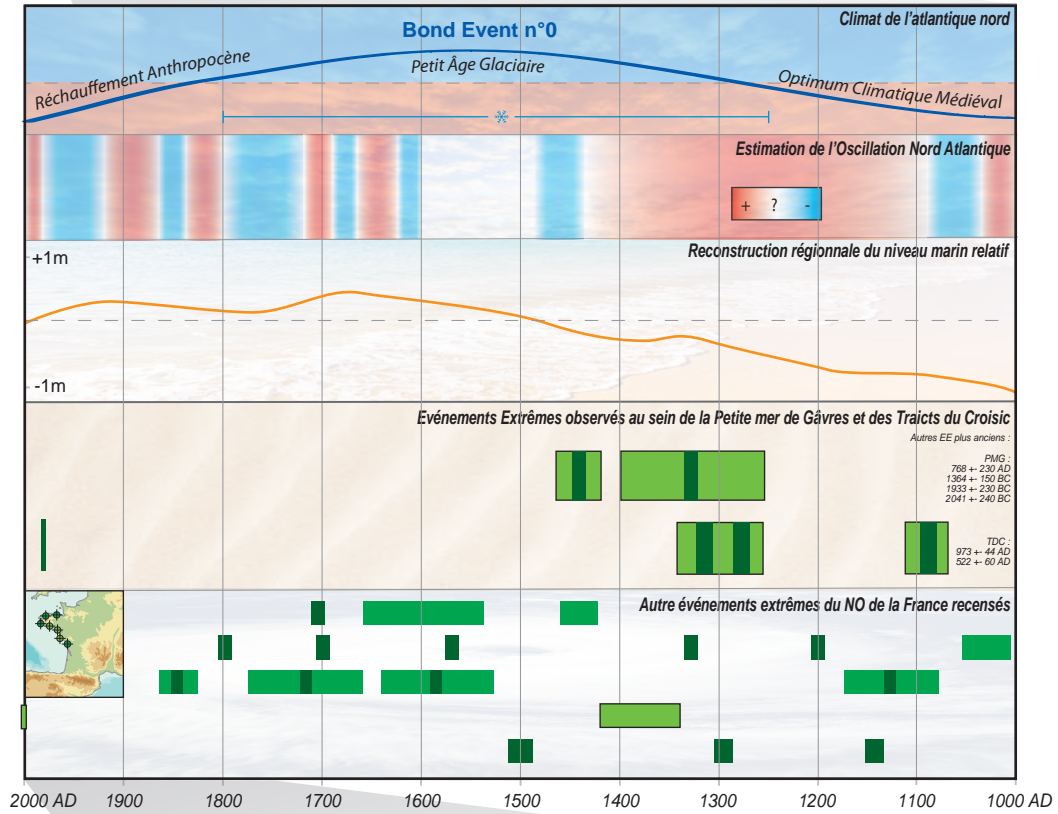
Dans l'analyse effectuée à l'échelle millénaire du chapitre 5, un évènement extrême d'une intensité rare a fortement impacté la côte atlantique française au cours de l'hiver 1351 – 1352 (n.st) AD Il peut-être caractérisé comme « *évènement millénaire* » selon les historiens experts. Les archives historiques exposent aussi les dégâts importants causés par la submersion du 27-28 janvier 1469 (n.st) AD, qui a perturbé la PMG. D'autres EE contemporains (1972 AD) et plus anciens (671 ± 30 , 867 ± 30 , 977 ± 44 , 1428 ± 60 et 3314 ± 150 cal y BP) ont également été discutés grâce au croisement de ces deux disciplines aux TDC et dans la PMG. Aucune tendance générale sur l'ensemble du nord-ouest Français n'est cependant identifiée (Figure 78).

Enfin, à l'échelle anthropocène (chapitre 6), trois dates principales de tempêtes ont été détectées aux TDC et à la PMG : 1990, 1972 et 1940 AD. Trois autres évènements récents ont également perturbé une des deux lagunes : 1999, 1924 (PMG) et 1977 AD (TDC). Quatre dates plus anciennes des XIX^e et XVIII^e siècles sont identifiées aux TDC : 1775, 1811, 1838 et 1876-7 AD. Nous évoquons également l'impact intense d'un évènement qui a bouleversé la PMG en 1896 AD, et qui a également très certainement impacté les TDC. À travers une méthode originale testée, l'approche dendrochronologique met en lumière 19 années NovOct subissant de fortes perturbations venteuses sur les dunes de Pen Bron depuis 1955. Les années NovOct les plus affectés sont celles de 1965, 1998, 1977, 2002, 2007 et 2017 (Figure 78). Les EE 1990, 1978 AD sont détectés selon les deux méthodes, alors que 1972 AD présente plus d'incertitudes.

Echelle holocène



Echelle millénaire



Echelle anthropocène

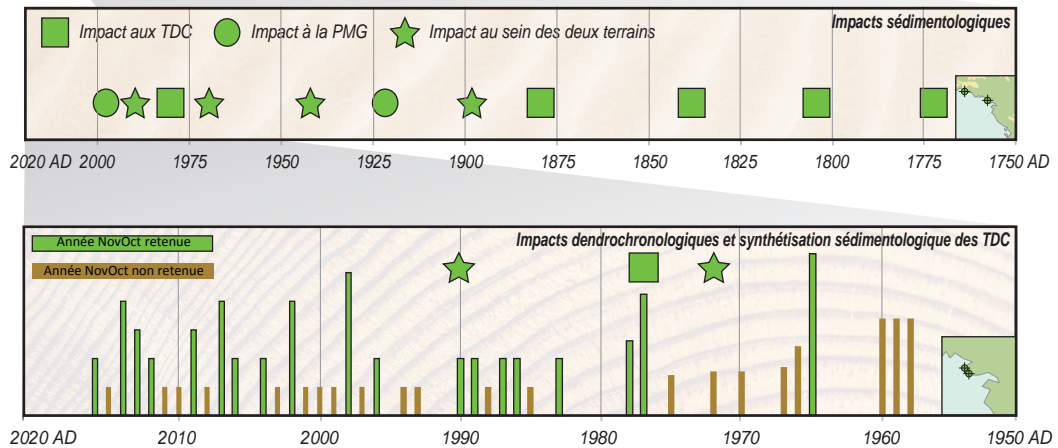


Figure 78 Synthèse des différents résultats obtenus aux trois échelles temporelles différentes dans cette thèse.

1.2. Relations avec les principaux mécanismes influenceurs

Pour rappel, la problématique théorique questionnée dans cette thèse était la suivante : « *existe-t-il des relations entre l'activité tempétueuse passée et les mécanismes physiques de vaste échelle ?* » Les grandes variations tempétueuses de la zone d'étude ont été exposées dans les paragraphes précédents. Nous synthétisons maintenant les observations concernant l'influence des mécanismes océano-climatiques sur ces différentes phases tempétueuses identifiées.

1.2.1. Un lien net entre périodes tempétueuses et phases de refroidissement climatique

À l'échelle holocène, les six EASE extraits de l'analyse bibliographique correspondent tous à des périodes de refroidissement climatique, mises en évidence par une analyse standardisée de débris d'icebergs (Figure 78). Plus le nombre de débris d'iceberg est important et plus le climat tend à être « *chaud* » en atlantique nord. Des « *Bond Events* » sont définis comme étant les différentes phases froides de l'Holocène (Bond et al., 2001, 1997; Wanner et al., 2011). Ces résultats suivent l'hypothèse d'un lien entre un accroissement de l'activité tempétueuse et les phases froides de l'Holocène. Elle est confirmée par de nombreux autres travaux scientifiques tels que Degeai et al., 2015; Jong et al., 2006; Orme et al., 2015; Sabatier et al., 2012; Sorrel et al., 2012.

Si nous nous focalisons sur le dernier millénaire, l'analyse effectuée à l'échelle moyenne permet globalement de confirmer cette tendance. Nous identifions une possible distinction entre les impacts tempétueux septentrionaux et méridionaux à l'échelle du nord-ouest de la France⁸⁸. Avec beaucoup de précautions, nous distinguons une légère hausse des impacts tempétueux détectés dans les études dites « *septentrionales* » vers la fin du PAG (« *Bond Event n°0* »), entre 1500 et 1850 AD. À l'inverse, le pic d'activité relevé dans les études dites « *méridionales* » semble s'établir entre 1250 et 1400 AD, voire jusqu'en 1500 AD. L'activité tempétueuse dans les espaces méridionaux de la zone étudiée dans le chapitre 5 semble donc plus importante aux prémices du refroidissement climatique du PAG.

⁸⁸ Nous renvoyons le lecteur à la section 2.2 du chapitre 5 pour distinguer les études dites « *septentrionales* » et « *méridionales* » de la zone étudiée.

1.2.2. La complexe comparaison avec l'ONA

L'analyse réalisée à l'échelle moyenne nous permet également d'effectuer une comparaison avec un des mécanismes majeurs de formation des cyclones extratropicaux européens : l'Oscillation Nord Atlantique. Nous avons synthétisé sa variation sur le dernier millénaire (Figure 78) à partir de trois reconstructions de l'ONA reconnues par la littérature scientifique (Baker et al., 2015; Proctor et al., 2000; Trouet et al., 2009). Nous concluons sur une possible influence légèrement plus importante des phases positives de l'ONA. Nous restons prudents quant à cette conclusion compte tenu de l'ensemble des limites évoquées au chapitre 5. Nous notons toutefois plus d'EE lors des phases positives de l'ONA. Nous rappelons que cette hypothèse s'axe sur une chronologie de 1000 ans incluant une centaine d'années d'incertitude entre 1500 et 1600 AD. Par ailleurs, la chronologie construite dans le chapitre 5 est une chronologie d'EE côtiers, et non de tempête. La non-exhaustivité tempétueuse induite par le fort marnage sur les côtes étudiées rend cette comparaison très difficile. Cependant, si l'observation d'un lien avec ces phases positives se confirme, elle suivrait les conclusions de nombreux travaux scientifiques. Une phase positive de l'ONA conduirait à une activité tempétueuse plus importante sur ces côtes que lors d'une phase négative (e.g. Deroche, 2014; Goslin et al., 2018; Lozano et al., 2004; Pinto et al., 2009; Schoenenwald, 2013; Trouet et al., 2012).

1.2.3. Liens avec la hausse du niveau marin

La dernière comparaison, elle aussi proposée à l'échelle millénaire, implique l'analyse des variations régionales du niveau marin en Bretagne tirée des travaux de Stéphan (2011) et Stéphan et al. (2015) (Figure 78). Elle pourrait expliquer la plus forte observation d'EE dans les études dites « septentrionales » du nord-ouest de la France depuis 1450 AD. Nous notons que ces sources sont également majoritairement bretonnes. Depuis cette date, il semble que le niveau marin ait augmenté. Elle peut alors favoriser l'observation de dépôts de sédiments marins pour la période post-1450 AD. Cependant, la variation du niveau marin relatif, oscillant entre +0,5m et -0,5m depuis 1200 AD, reste faible en regard de l'amplitude de la marée sur les côtes macrotidales du centre ouest de la France. Un fort marnage est présent le long de la côte atlantique française, allant de cinq à six mètres de moyenne selon le SHOM. L'impact de cette oscillation océanique sur le long terme est potentiellement très relatif face aux variations marégraphiques semi-diurnes locales.

2. Les liens entre les dépôts marins détectés et les aléas naturels côtiers passés

La seconde problématique essentielle à cette thèse est méthodologique : « *comment prouver qu'un dépôt marin daté provient bien d'un aléa naturel côtier ?* » Trois études faites à différentes échelles temporelles ont été exposées dans les trois chapitres 4, 5 et 6. Nous rappelons les conclusions émises quant à la caractérisation possible des aléas côtiers à partir de couches marines datées allochtones aux marais étudiés.

2.1 Le rôle déterminant de l'histoire

Que cela soit à l'échelle holocène, millénaire ou anthropocène, l'utilisation de données historiques s'avère totalement indispensable. Elle permet d'interpréter certaines couches marines comme provenant d'aléas naturels côtiers. L'histoire peut permettre de dater assez précisément un EE avec parfois un jour ou une heure définis, alors que les datations par les autres méthodes sont, pour les plus précises, annuelles. L'histoire offre également des informations importantes sur les impacts recensés, caractérisant ainsi l'ampleur générale des événements passés.

À l'échelle holocène, aucune donnée écrite ne peut bien évidemment témoigner d'un événement passé. La comparaison avec les périodes de fort aléa côtier déjà publiées dans les travaux scientifiques est essentielle pour confirmer ou infirmer les hypothèses émises. La construction au préalable d'une base de données d'événements holocènes datés et certifiés par les autres travaux scientifiques effectués dans de la zone d'étude, mais aussi à proximité, est requise. Elle permet de réduire l'incertitude quant aux interprétations de ces phases très anciennes de forte activité tempétueuse à partir d'observations sédimentologiques.

À l'échelle millénaire, les écrits anciens analysés par E. Athimon offrent des clés de compréhension importantes. Ils permettent de caractériser finement les dégâts provoqués par ces EE, ainsi que les impacts socio-économiques liés. Ils confirment avec une faible incertitude ces hypothèses. Avec la précision importante induite par ces documents, l'aléa peut être identifié comme une tempête entraînant une submersion marine (ou « *vimer* »), ou un tsunami. Grâce à ces données précises, nous avons pu effectuer un croisement entre plusieurs observations sédimentologiques réalisées dans les trois terrains étudiés. Nous en avons déduit un EE impactant très fortement la côte atlantique française. Cet aléa côtier, daté au cours de l'hiver 1351 – 1352 (n.st) AD, a même été caractérisé par les historiens comme « *l'une des manifestations météorologiques les plus violentes et dramatiques du dernier millénaire sur la côte atlantique*

française » (Athimon, 2019). Selon les observations sédimentologiques issues des trois terrains d'étude analysés, cette hypothèse pourrait sérieusement se confirmer. La pluridisciplinarité engagée dans cette recherche permet de caractériser finement quelques EE passés. Entre les travaux issus de la géographie physique et de l'histoire, ces EE sont caractérisés comme étant les plus marquants entre le XIV^e et le XVIII^e siècle le long de la côte atlantique française.

Enfin, à l'échelle anthropocène, les données météorologiques récentes permettent une distinction entre les deux aléas côtiers susceptibles de produire une inondation des zones basses côtières. Grâce aux photographies aériennes, il est même possible d'identifier visuellement les impacts laissés par les tempêtes récentes si la photo a été prise peu de temps après l'évènement. Les données météorologiques récentes, telles que la vitesse ou direction du vent, pression barométrique, données de surcote, de houle et de puissance des vagues, peuvent détailler les conditions physiques ayant produit la surcote identifiée. La grande quantité d'archives journalistiques permet également d'exposer dans le détail le contexte général des tempêtes (date, durée, trajectoire estimée, lieux les plus impactés, ...). Les impacts humains, économiques, sociaux ou naturels des aléas ayant impacté le terrain étudié sont aussi évoqués. Les travaux scientifiques réalisés *a posteriori* permettent d'estimer la résilience des sociétés et de la nature face aux évènements passés. Ces données historiques se sont également avérées indispensables pour étalonner l'analyse dendrochronologique, au travers des données de force et de direction horaire de vent extraits de réanalyse météorologique. Elles sont nécessaires à l'interprétation de la variation physique des cernes de croissance des pins maritimes carottés.

2.2. Le croisement entre sédimentologie et dendrochronologie à approfondir

Cette méthode dendrochronologique, originale dans le contexte de la reconnaissance des tempêtes littorales passées, a été proposée dans cette thèse. Nous souhaitons valider un évènement tempétueux récent extrait de l'analyse sédimentologique par cet autre indicateur environnemental biologique. Les résultats de cette comparaison inédite se sont avérés convaincants et ils confirment un lien certain entre les observations tirées de ces deux analyses distinctes. Cependant, aucune corrélation stricte ne peut être émise entre les submersions marines déterminées par la sédimentologie et les fortes conditions venteuses (et potentiellement tempétueuses) influençant les largeurs de cernes de croissance des arbres carottés. Une tempête fortement venteuse touchant la côte durant une faible marée n'est pas forcément recensée dans les

archives sédimentaires. Elle pourra cependant être observée dans les résultats de l'analyse dendrochronologique. À l'inverse, une dépression plus faible avec des vents moins intenses, mais se produisant lors d'une forte marée pourra engendrer un impact dans l'environnement de dépôt côtier. Elle n'impliquera pas forcément de perturbation observable dans les arbres.

Les résultats soulignent donc que les cernes de croissance peuvent être utilisés comme indicateur pour offrir un aperçu de l'occurrence des tempêtes les plus venteuses à l'échelle d'une zone boisée. Les données sédimentologiques témoignent des conditions météo-marines couplées intenses. Malgré leurs limites respectives, les deux méthodes se révèlent être efficaces indépendamment l'une de l'autre pour caractériser les EE récents. Leur combinaison peut aider à la compréhension des impacts tempétueux globaux sur un espace côtier permettant ces deux types d'analyses environnementales. Les deux méthodes peuvent alors être liées pour permettre la caractérisation de deux types de paramètres tempétueux différents sur un terrain commun : la force et la direction du vent, ainsi que les conditions marines intenses.

Nous mettons en exergue dans cette thèse l'importance fondamentale des données historiques. Une étude historique complète du terrain permettant ces deux types d'analyses est tout d'abord indispensable. La construction d'une base de données des tempêtes passées durant la temporalité des deux études environnementales est ensuite également requise. Ces informations permettent de préciser et de caractériser les datations des EE détectés à partir de l'analyse dendrochronologique. Grâce aux données de réanalyse météorologique, il est possible de comprendre les différences d'impacts venteux observables avec des arbres étudiés selon la vitesse, mais surtout la direction du vent.

En conclusion, l'analyse dendrochronologique ne peut pas permettre de prouver avec certitude qu'un dépôt marin daté provient bien d'un aléa naturel côtier car la corrélation stricte entre les deux méthodes est impossible. Cependant, elle peut offrir des clés de compréhension supplémentaire aux événements sédimentologiques déjà caractérisés par les données historiques. À l'inverse, les informations historiques sont en tous points indispensables à ces différentes interprétations de paléoévénements extrêmes côtiers, que ce soit par l'intermédiaire de l'analyse sédimentologique ou dendrochronologique.

2.3. Autres conclusions méthodologiques

Plusieurs indicateurs sédimentologiques ont été proposés dans cette thèse pour caractériser la provenance des dépôts identifiés dans les carottes sédimentaires. À l'échelle holocène, l'utilisation nouvelle du taux de sable (fraction comprise entre 63 μ m et 2mm) suit les tendances des deux éléments géochimiques majoritairement marins auxquels il est parfaitement corrélé (Tableau 8): le strontium (Sr) et le calcium (Ca). Il semble adapté pour détecter les dépôts marins. La matière organique nous a servi à dégager les grands bouleversements paléoenvironnementaux identifiés dans les longues carottes. L'utilisation du LECO © pour extraire la MO dans l'analyse millénaire peut être débattue en comparaison avec la méthode de perte au feu employée à l'échelle Holocène. Plus de travaux sont toutefois requis pour émettre des conclusions plus solides quant à la meilleure méthode à employer. À l'échelle anthropocène, le 10^e décile granulométrique a été préféré au 90^e. Il offre également des perspectives intéressantes. Les tests statistiques ont permis d'extraire deux nouveaux ratios géochimiques marins fiables : Strontium/Fer (Sr/Fe) et Calcium/Titane (Ca/Ti). Enfin, la colorimétrie via flash interne et la susceptibilité magnétique ont aussi été sélectionnés. Ils ont déjà été utilisés dans quelques reconstructions paléoclimatologiques sur d'autres continents, mais n'étaient encore peu employés pour la détection d'aléas côtiers passés. Ils tendent à confirmer leur utilité dans la zone d'étude.

Une étape est prépondérante entre la qualification « marine » d'un faciès sédimentaire et la phase finale de son association à un aléa côtier passé. Le « processus d'identification d'un paléoévénement extrême côtier » passe par la datation isotopique de la couche marine identifiée. Aux deux échelles holocène et anthropocène, les datations isotopiques respectives effectuées au ¹⁴C et ²¹⁰Pb/¹³⁷Cs sont convaincantes. Le couplage de ces deux méthodes tenté à l'échelle moyenne pose néanmoins question. Les résultats sont considérés comme sûrs pour la lagune des TDC, mais ceux de la chronologie estimée à la PMG sont bien plus incertains. Sur les 280 centimètres de profondeur, près d'une centaine de centimètres présentent une incertitude trop importante pour permettre une datation fine des dépôts sédimentaires détectés. Après avoir analysé précisément le modèle âge/profondeur construit, nous estimons que nous avons probablement mal choisi un des échantillons datés au ¹⁴C. Un possible hiatus du modèle du GADAM quant à une transition stratigraphique pourrait aussi être la cause de cette forte incertitude. D'autres travaux ultérieurs sont requis pour pouvoir tirer des conclusions plus précises sur ce couplage.

3. Perspectives de recherche

3.1. Propositions pour des apports théoriques

Plusieurs conclusions ont été tirées sur les liens entre phases tempétueuses et mécanismes océano-climatiques. Cependant, ces liens restent à clarifier. Les observations confirment un lien assez robuste avec les grandes phases de refroidissement climatique. Le lien avec l'ONA est encore trop faible pour être confirmé et potentiellement publié. La multiplication des carottages sédimentaires le long de la côte atlantique française permettrait d'apporter des clés de compréhension supplémentaires sur ce lien. Il a été admis que les phases positives d'ONA causent plus de tempêtes au nord de l'Europe, tandis que ses phases négatives en impliquent plus dans le sud (Cattiaux, 2010). Une comparaison entre les dynamiques tempétueuses observées au nord et au sud de cette côte pourrait être réalisée. Une dualité entre phases positives et négatives de l'ONA pourrait être identifiée spatialement à partir de plusieurs analyses sédimentologiques. Par ailleurs, le paramètre océanique est déterminant. Les reconstructions du niveau marin sur de longues échelles temporelles seraient encore à préciser dans la zone d'étude à partir des premiers travaux scientifiques publiés à ce sujet (Goslin et al., 2013; Morzadec-Kerfourn, 1985; Regnaud, 1999; Regnaud et al., 1996; Stéphan, 2011; Stéphan et al., 2015; Stéphan and Goslin, 2014). L'étude des grandes phases d'impacts des aléas côtiers serait plus précise avec une connaissance plus fine des variations eustatiques durant l'Holocène.

Enfin, l'étude sédimentologique d'évènements récents permettrait également des avancées intéressantes dans la distinction de différents aléas côtiers d'intensité différente. Une comparaison pourrait être effectuée entre deux épisodes côtiers totalement distincts : l'évènement Xynthia de 2010 et les deux tempêtes successives Lothar et Martin de décembre 1999. La tempête Xynthia a touché l'Europe il y a désormais huit ans. Son impact sédimentologique pourrait désormais être identifiable dans l'environnement de dépôt côtier localisé à proximité des espaces submergés. La différenciation de cet évènement avec celui de 1999 AD offrirait des avancées sédimentologiques probablement intéressantes. Xynthia témoigne d'une intensité météorologique importante pour une tempête, et d'impact océanique intense. Les évènements météorologiques extrêmes et très venteux de 1999 AD ont eu un impact côtier plus modéré. Cette dualité fournirait des éléments de compréhensions importants sur les paramètres physiques météo-marins requis pour la formation de dépôts marins provenant d'aléas côtiers passés.

3.2. Evolutions méthodologiques possibles

Différents points de méthodes employés dans cette thèse seraient importants à approfondir au cours de travaux de recherche futures. Au travers des conclusions tirées des différents tests effectués, les nouveaux indicateurs de taux de sable, de D10, Sr/Fe et Ca/Ti sont à confirmer par de nouveaux carottages sédimentaires. Le couplage entre les deux méthodes de datations doit également impérativement être rediscuté avec de nouveaux prélèvements pour éviter de futurs hiatus dans les modèles âge/profondeur. Enfin, la compatibilité entre archives sédimentaires et dendrochronologiques semble convaincante le long de la côte atlantique française, même si aucune corrélation n'est démontrée réellement pour l'instant. Un test pourrait être effectué sur une côte microtidale, où la majeure partie des événements tempétueux sont enregistrés, à l'image des travaux de thèse de Sabatier (2009) effectués le long de la côte méditerranéenne. Une corrélation stricte peut potentiellement être trouvée si les événements venteux les plus extrêmes susceptibles d'impacter les arbres par anémomorphose sont aussi ceux dont la dépression est la plus profonde. Ils impliqueraient alors une surcote et un potentiel dépôt marin observable dans les sédiments.

Par ailleurs, d'autres travaux méthodologiques pourraient être envisagés. Ils permettraient de mieux évaluer les effets de l'érosion post-événement des dépôts tempétueux, ainsi que leur possible retour vers l'environnement marin pour certains cas de brèches macrotidales. Le cas de la PMG (Figure 68) nous a montré deux impacts totalement distincts de dépôts côtiers provenant d'un même événement récent. Le cordon dunaire protecteur dense a retenu les sédiments grossiers marins de l'évènement daté 1896 AD dans la lagune. À l'inverse, une seconde station carottée derrière ce cordon plus étroit expose une marque érodée et rejetée vers l'océan par le jusant via une brèche. Les différents indicateurs géochimiques sélectionnés ont permis, malgré l'érosion, de témoigner de ce processus d'« *overwash* ». Un projet méthodologique de sédimentologie pourrait être proposé pour quantifier précisément l'impact du reflux de la marée macrotidale via une brèche durant l'érosion d'un dépôt marin. Ce projet pourrait s'appuyer sur une analyse plus fine du cas de la PMG à travers l'étude de nouveaux prélèvements sédimentaires. Ils pourraient ensuite être comparés à de nouveaux environnements de dépôts côtiers ayant subi une brèche semblable. Les implications géochimiques de cette érosion, seul témoin de l'aléa côtier passé, pourraient être finement évaluées.

Bibliographie

1. Sources scientifiques

- Abrantes, F., Alt-Epping, U., Lebreiro, S., Voelker, A., Schneider, R., 2008. Sedimentological record of tsunamis on shallow-shelf areas: The case of the 1969 AD and 1755 AD tsunamis on the Portuguese Shelf off Lisbon. *Marine Geology* 249, 283–293. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.12.004>
- Alday, M., Cearreta, A., Cachão, M., Freitas, M.C., Andrade, C., Gama, C., 2006. Micropalaeontological record of Holocene estuarine and marine stages in the Corgo do Porto rivulet (Mira River, SW Portugal). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 66, 532–543. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2005.10.010>
- Alexandersson, H., Schmith, T., Iden, K., Tuomenvirta, H., 1998. Long-term variations of the storm climate over NW Europe. *The Global atmosphere and ocean system* 6, 97–120.
- Allison, M.A., Sheremet, A., Goñi, M.A., Stone, G.W., 2005. Storm layer deposition on the Mississippi–Atchafalaya subaqueous delta generated by Hurricane Lili in 2002. *Continental Shelf Research* 25, 2213–2232. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2005.08.023>
- Anderson, J.B., Kurtz, D.D., Domack, E.W., Balshaw, K.M., 1980. Glacial and Glacial Marine Sediments of the Antarctic Continental Shelf. *The Journal of Geology* 88, 399–414. <https://doi.org/10.1086/628524>
- Anderson, W.T., Mullins, H.T., Ito, E., 1997. Stable isotope record from Seneca Lake, New York: Evidence for a cold paleoclimate following the Younger Dryas. *Geology* 25, 135–138. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0135:SIRFSL>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0135:SIRFSL>2.3.CO;2)
- Andrade, C., Borges, P., Freitas, M.C., 2006. Historical tsunami in the Azores archipelago (Portugal). *Journal of Volcanology and Geothermal Research, Volcanic geology of the Azores Islands* 156, 172–185. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.03.014>
- Andrade, C., Freitas, M.C., Moreno, J., Craveiro, S.C., 2004. Stratigraphical evidence of Late Holocene barrier breaching and extreme storms in lagoonal sediments of Ria Formosa, Algarve, Portugal. *Marine Geology, Storms and their significance in coastal morpho-sedimentary dynamics* 210, 339–362. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.05.016>
- Andrade, C., Trigo, R.M., Freitas, M.C., Gallego, M.C., Borges, P., Ramos, A.M., 2008. Comparing historic records of storm frequency and the North Atlantic Oscillation (NAO) chronology for the Azores region. *The Holocene* 18, 745–754. <https://doi.org/10.1177/0959683608091794>
- Andrews, J.E., Samways, G., Shimmield, G.B., 2008. Historical storage budgets of organic carbon, nutrient and contaminant elements in saltmarsh sediments: Biogeochemical context for managed realignment, Humber Estuary, UK. *Science of The Total Environment* 405, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2008.07.044>
- Anthony, E.J., Marriner, N., Morhange, C., 2014. Human influence and the changing geomorphology of Mediterranean deltas and coasts over the last 6000years: From progradation to destruction phase? *Earth-Science Reviews* 139, 336–361. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.10.003>
- Aouiche, I., Daoudi, L., Anthony, E.J., Sedrati, M., Harti, A., Ziane, E., 2016. The impact of storms in the morphodynamic evolution of a human-impacted semi-sheltered beach (Agadir Bay, Morocco). *Journal of African Earth Sciences* 115, 32–47. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.12.011>
- Appleby, P.G., Oldfield, F., 1992. Application of ²¹⁰Pb to sedimentation studies, in: Ivanovich, M., Harmon, R.S. (Eds.), *Uranium-Series Disequilibrium: Applications to Earth, Marine, and Environmental Sciences*. Oxford University Press, Oxford, pp. 731–778.
- Athimon, E., 2019. “Vimers de mer” et sociétés dans les provinces de la facade atlantique du royaume de France (XIVe-XVIIIe siècle) (phdthesis). Université de Nantes, (en préparation).
- Athimon, E., Maanan, M., 2018. Vulnerability, resilience and adaptation of societies during major extreme storms during the Little Ice Age. *Climate of the Past Discussions* 2018, 1–28. <https://doi.org/10.5194/cp-2018-62>
- Athimon, E., Maanan, M., Sauzeau, T., Sarrazin, J.-L., 2016. Vulnérabilité et adaptation des sociétés littorales aux aléas météo-marins entre Guérande et l’île de Ré, France (XIVe - XVIIIe siècle). *VertigO - la revue électronique en sciences de l’environnement* 16. <https://doi.org/10.4000/vertigo.17927>
- Bailey, M., 1992. Per impetum maris: natural disaster and economic decline in eastern England, 1275-1350, in: Campbell, B. (Ed.), *Before the Black Death. Studies in the “Crisis” of the Early Fourteenth Century*. Eleanor Brasch Enterprises, Manchester University Press, Manchester, pp. 184–208.

- Baker, A., Hellstrom, J.C., Kelly, B.F.J., Mariethoz, G., Trouet, V., 2015. A composite annual-resolution stalagmite record of North Atlantic climate over the last three millennia. *Scientific Reports* 5. <https://doi.org/10.1038/srep10307>
- Baldock, T.E., Weir, F., Hughes, M.G., 2008. Morphodynamic evolution of a coastal lagoon entrance during swash overwash. *Geomorphology* 95, 398–411. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.07.001>
- Ball, D.F., 1964. Loss-on-Ignition as an Estimate of Organic Matter and Organic Carbon in Non-Calcareous Soils. *Journal of Soil Science* 15, 84–92. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1964.tb00247.x>
- Baltzer, A., Walter-Simonnet, A.-V., Mokeddem, Z., Tessier, B., Goubert, E., Cassen, S., Diffo, A., 2014. Climatically-driven impacts on sedimentation processes in the Bay of Quiberon (south Brittany, France) over the last 10,000 years. *The Holocene* 24, 679–688. <https://doi.org/10.1177/0959683614526933>
- Bao, R., Freitas, M. da C., Andrade, C., 1999. Separating eustatic from local environmental effects: a late-Holocene record of coastal change in Albufeira Lagoon, Portugal. *The Holocene* 9, 341–352. <https://doi.org/10.1191/095968399675815073>
- Baumann, J., Chaumillon, E., Schneider, J.-L., Jorissen, F., Sauriau, P.-G., Richard, P., Bonnin, J., Schmidt, S., 2017. Contrasting sediment records of marine submersion events related to wave exposure, Southwest France. *Sedimentary Geology* 353, 158–170. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.03.009>
- Begét, J.E., Stone, D.B., Hawkins, D.B., 1990. Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the late Quaternary. *Geology* 18, 40–43. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0040:PFOMSV>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0040:PFOMSV>2.3.CO;2)
- Begin, Y., 1990. The Effects of Shoreline Transgression on Woody Plants, Upper St. Lawrence Estuary, Quebec. *Journal of Coastal Research* 6, 815–827.
- Begin, Y., Langlais, D., Cournoyer, L., 1991. A Dendrogeomorphic Estimate of Shore Erosion, Upper St. Lawrence Estuary, Quebec. *Journal of Coastal Research* 7, 607–615.
- Beltrando, G., 2011. *Les climats: Processus, variabilité et risques*. Armand Colin, Paris.
- Ben Dor, E., Banin, A., 1989. Determination of organic matter content in arid zone soils using a simple “loss on ignition” method. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 20, 1675–1695. <https://doi.org/10.1080/00103628909368175>
- Bennington, J.B., Farmer, E.C., 2014. Recognizing Past Storm Events in Sediment Cores Based on Comparison to Recent Overwash Sediments Deposited by Superstorm Sandy, in: *Learning from the Impacts of Superstorm Sandy*. Academic Press, Cambridge, pp. 89–106.
- Berger, A., 1988. Milankovitch Theory and climate. *Reviews of Geophysics* 26, 624–657. <https://doi.org/10.1029/RG026i004p00624>
- Berkelhammer, M., Stott, L., 2011. Correction to “Recent and dramatic changes in Pacific storm trajectories as recorded in the $\delta^{18}O$ of Bristlecone Pine tree ring cellulose.” *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 12, 2. <https://doi.org/10.1029/2011GC003765>
- Berkelhammer, M.B., Stott, L.D., 2008. Recent and dramatic changes in Pacific storm trajectories recorded in $\delta^{18}O$ from Bristlecone Pine tree ring cellulose. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, 19. <https://doi.org/10.1029/2007GC001803>
- Berthier, S., 2001. Effets des sollicitations aérodynamiques sur la croissance et le développement du pin maritime (*pinus pinaster* Ait.) : influence sur la morphogenèse aérienne et racinaire, et sur la formation du bois de coeur (phdthesis). Université de Bordeaux 1.
- Bertin, X., Bruneau, N., Breilh, J.-F., Fortunato, A.B., Karpytchev, M., 2012. Importance of wave age and resonance in storm surges: The case Xynthia, Bay of Biscay. *Ocean Modelling* 42, 16–30. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.11.001>
- Bettinelli, M., Dillenburg, S.R., Lopes, R.P., Caron, F., 2018. Pleistocene molluscan assemblage in the southern Coastal Plain of Rio Grande do Sul, Brazil: Implications in the evolution of a Barrier-Lagoon System. *Journal of South American Earth Sciences* 86, 200–215. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.06.014>
- Bidet, J.C., Carruesco, C., 1982. Etude sédimentologique de la lagune de Oualidia (Maroc). *Oceanologica Acta*, Special issue.
- Binford, M.W., 1990. Calculation and uncertainty analysis of ^{210}Pb dates for PIRLA project lake sediment cores. *Journal of Paleolimnology* 3, 253–267. <https://doi.org/10.1007/BF00219461>
- Biolchi, S., Furlani, S., Antonioli, F., Baldassini, N., Deguara, J.C., Devoto, S., Stefano, A.D., Evans, J., Gambin, T., Gauci, R., Mastronuzzi, G., Monaco, C., Scicchitano, G., 2016. Boulder accumulations related to extreme wave events on the eastern coast of Malta. *Natural Hazards* 16, 719–756. <https://doi.org/10.5194/nhess-16-737-2016>

- Blaise, E., Suanez, S., Stéphan, P., Fichaut, B., David, L., Cuq, V., Autret, R., Houron, J., Rouan, M., Floc'h, F., Ardhuin, F., Cancouët, R., Davidson, R., Costa, S., Delacourt, C., 2015. Bilan des tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur la dynamique de recul du trait de côte en Bretagne. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 21, 267–292. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.11104>
- Blanchemanche, P., Jorda, C., Sabatier, P., Dezileau, L., Barbier, M., Raynal, O., Lofi, J., Briquieu, L., Condomines, M., Bouchette, F., Certain, R., Van Grafenstein, U., 2010. Late-Holocene evolution of a coastal lagoon in the Gulf of Lions (South of France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 181, 27–36. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.1.27>
- Bloemendal, J., deMenocal, P., 1989. Evidence for a change in the periodicity of tropical climate cycles at 2.4 Myr from whole-core magnetic susceptibility measurements. *Nature* 342, 897–900. <https://doi.org/10.1038/342897a0>
- Blott, S.J., Pye, K., 2001. Gradistat : a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1237–1248. <https://doi.org/10.1002/esp.261>
- Boldt, K.V., Lane, P., Woodruff, J.D., Donnelly, J.P., 2010. Calibrating a sedimentary record of overwash from Southeastern New England using modeled historic hurricane surges. *Marine Geology* 275, 127–139. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.05.002>
- 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. <https://doi.org/10.1126/science.1065680>
- 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 North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science* 278, 1257–1266. <https://doi.org/10.1126/science.278.5341.1257>
- Bouchard, F., Francus, P., Pienitz, R., Laurion, I., 2011. Sedimentology and geochemistry of thermokarst ponds in discontinuous permafrost, subarctic Quebec, Canada. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 116, 14. <https://doi.org/10.1029/2011JG001675>
- Boudiere, E., Maisondieu, C., Ardhuin, F., Accensi, M., Pineau-Guillou, L., Lepesqueur, J., 2013. A suitable metocean hindcast database for the design of Marine energy converters. *International Journal of Marine Energy* 3–4, e40–e52. <https://doi.org/10.1016/j.ijome.2013.11.010>
- Bouligand, R., Pirazzoli, P.A., 1999. Les surcotes et les décotes marines à Brest, étude statistique et évolution. *Oceanologica Acta* 22, 153–166. [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(99\)80042-5](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(99)80042-5)
- Bourgeois, J., Mac Innes, B., 2010. Tsunami boulder transport and other dramatic effects of the 15 November 2006 central Kuril Islands tsunami on the island of Matua. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues* 54, 175–195. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2010/0054S3-0024>
- Bozzano, G., Kuhlmann, H., Alonso, B., 2002. Storminess control over African dust input to the Moroccan Atlantic margin (NW Africa) at the time of maxima boreal summer insolation: a record of the last 220 kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 183, 155–168. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00466-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00466-7)
- Bregy, J.C., Wallace, D.J., Minzoni, R.T., Cruz, V.J., 2018. 2500-year paleotempestological record of intense storms for the northern Gulf of Mexico, United States. *Marine Geology, Geological Records of Extreme Wave Events* 396, 26–42. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.09.009>
- Breilh, J.-F., Bertin, X., Chaumillon, É., Giloy, N., Sauzeau, T., 2014. How frequent is storm-induced flooding in the central part of the Bay of Biscay? *Global and Planetary Change* 122, 161–175. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.08.013>
- Brienen, R.J.W., Helle, G., Pons, T.L., Guyot, J.-L., Gloor, M., 2012. Oxygen isotopes in tree rings are a good proxy for Amazon precipitation and El Niño-Southern Oscillation variability. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109, 16957–16962. <https://doi.org/10.1073/pnas.1205977109>
- Briffa, K.R., Osborn, T.J., Schweingruber, F.H., Harris, I.C., Jones, P.D., Shiyatov, S.G., Vaganov, E.A., 2001. Low-frequency temperature variations from a northern tree ring density network. *Journal of Geophysical Research* 106, 2929–2941. <https://doi.org/10.1029/2000JD900617>
- Brill, D., Brückner, H., Jankaew, K., Kelletat, D., Scheffers, A., Scheffers, S., 2011. Potential predecessors of the 2004 Indian Ocean Tsunami — Sedimentary evidence of extreme wave events at Ban Bang Sak, SW Thailand. *Sedimentary Geology* 239, 146–161. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.06.008>
- Bronk Ramsey, C., 2009. Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates. *Radiocarbon* 51, 337–360. https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.51.3494
- Bronk Ramsey, C., 2008. Deposition models for chronological records. *Quaternary Science Reviews, INTegration of Ice-core, Marine and Terrestrial records: Refining the record of the Last Glacial-Interglacial Transition* 27, 42–60. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.01.019>

- Brunet, R., 1994. *Ars, notre beau village: chronique d'une commune de l'île de Ré au cours de deux siècles d'histoire*. R. Brunet, La Rochelle.
- Brunet, R., Hervé, T., Robert, F., 1993. *Les mots de la géographie dictionnaire critique*. Reclus, Montpellier Paris.
- Bryant, E., 2005. *Natural Hazards*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Butel, R., Dupuis, H., Bonneton, P., 2002. Spatial variability of wave conditions on the French Atlantic coast using in-situ data. *Journal of Coastal Research* 36, 96–108.
- Buynevich, I., Klein, A., FitzGerald, D., Cleary, W., Hein, C., Veiga, F., Angulo, R., Asp, N., Petermann, R., 2011. Geological legacy of storm erosion along a high-energy indented coastline: northern Santa Catarina, Brazil. *Journal of Coastal Research* 1840–1844.
- Cailleux, A., 1943. Distinction des sables marins et fluviaux. *Bulletin de la Société Géologique de France S5-XIII*, 125–138. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S5-XIII.4-6.125>
- Cantat, O., Savouret, E., Brunet, L., 2009. Les anémomorphoses végétales : quelle signification géoclimatique réelle ? *Climatologie, Association internationale de climatologie* 6, 9–31.
- Capdevila, R., 2010. Les granites varisques du Massif Armoricaïn. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne Série D*, 1–52.
- Cariolet, J.-M., 2011a. Inondation des côtes basses et risques associés en Bretagne : vers une redéfinition des processus hydrodynamiques liés aux conditions météo-océaniques et des paramètres morpho-sédimentaires (phdthesis). Université de Bretagne occidentale - Brest.
- Cariolet, J.-M., 2011b. Quantification du runup sur une plage macrotidale à partir des conditions morphologiques et hydrodynamiques. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 17, 95–109. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.9315>
- Cariolet, J.-M., Costa, S., Caspar, R., Ardhuin, F., Magne, R., Goasguen, G., 2010. Aspects météo-marins de la tempête du 10 mars 2008 en Atlantique et en Manche. *Noréis* 215, 11–31. <https://doi.org/10.4000/noréis.3242>
- Cariou, E., Baltzer, A., Rollo, N., 2018. L'Île d'Yeu, le Coureau Islais et les Pays de Monts : une dynamique sédimentaire complexe à décrypter. *Les Cahiers Nantais* 2017, 51–64.
- Carter, R., Regnauld, H., Jennings, S., 1993. The impact of recent sea-level and climatic changes of the coast of northwest France. CEE Environment Programme, EPOCH project no CT 90 0015.
- Cattiaux, J., 2010. Extrêmes de température en Europe : mécanismes et réponses au changement climatique. (phdthesis). Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Cazenave, A., Cozannet, G.L., 2013. Sea level rise and its coastal impacts. *Earth's Future* 2, 15–34. <https://doi.org/10.1002/2013EF000188>
- Chagué-Goff, C., 2010. Chemical signatures of palaeotsunamis: A forgotten proxy? *Marine Geology* 271, 67–71. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.01.010>
- Chagué-Goff, C., Andrew, A., Szczuciński, W., Goff, J., Nishimura, Y., 2012. Geochemical signatures up to the maximum inundation of the 2011 Tohoku-oki tsunami — Implications for the 869 AD Jogan and other palaeotsunamis. *Sedimentary Geology, The 2011 Tohoku-oki tsunami* 282, 65–77. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.05.021>
- Chagué-Goff, C., Dawson, S., Goff, J.R., Zachariassen, J., Berryman, K.R., Garnett, D.L., Waldron, H.M., Mildenhall, D.C., 2002. A tsunami (ca. 6300 years BP) and other Holocene environmental changes, northern Hawke's Bay, New Zealand. *Sedimentary Geology, Coastal Environment Change During Sea-Level Highstands* 150, 89–102. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00269-X](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00269-X)
- Chagué-Goff, C., Szczuciński, W., Shinozaki, T., 2017. Applications of geochemistry in tsunami research: A review. *Earth-Science Reviews* 165, 203–244. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.12.003>
- Chalard, L., Dumont, G.-F., 2007. Territoires français : Le renforcement de la “para-urbanisation” et de la “litturbanisation.” *Population et avenir* 14–16.
- Chang, T.S., Flemming, B.W., Tilch, E., Bartholomä, A., Wöstmann, R., 2006. Late Holocene stratigraphic evolution of a back-barrier tidal basin in the East Frisian Wadden Sea, southern North Sea: transgressive deposition and its preservation potential. *Facies* 52, 329–340. <https://doi.org/10.1007/s10347-006-0080-2>
- Charrier, S., 2018. L'Île d'Yeu : Portrait de territoire et évolution depuis 25 ans. *Les Cahiers Nantais* 2017, 8–17.
- Chaumeil, L., 1939. Abrégé d'histoire de Lorient de la fondation (1666) à nos jours (1939). *Annales de Bretagne et des pays de l'Ouest* 46, 66–87. <https://doi.org/10.3406/abpo.1939.1788>
- Chaumillon, E., Bertin, X., Fortunato, A.B., Bajo, M., Schneider, J.-L., Dezileau, L., Walsh, J.P., Michelot, A., Chauveau, E., Créach, A., Hénaff, A., Sauzeau, T., Waeles, B., Gervais, B., Jan, G., Baumann, J., Breilh, J.-F., Pedreros, R., 2017. Storm-induced marine flooding: Lessons from a multidisciplinary approach. *Earth-Science Reviews* 165, 151–184. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.12.005>

- Chauveau, E., Chadenas, C., Comentale, B., Pottier, P., Blancœil, A., Feuillet, T., Mercier, D., Pourinet, L., Rollo, N., Tillier, I., Trouillet, B., 2011. Xynthia : leçons d'une catastrophe. *Cybergeogéographie* 24. <https://doi.org/10.4000/cybergeog.23763>
- Chevillot-Miot, E., Mercier, D., 2014. La vulnérabilité face au risque de submersion marine : exposition et sensibilité des communes littorales de la région Pays de la Loire (France). *VertigO - la revue électronique en sciences de l'environnement* 14.
- Church, J.A., White, N.J., 2011. Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century. *Surveys in Geophysics* 32, 585–602. <https://doi.org/10.1007/s10712-011-9119-1>
- Chylek, P., Lesins, G., 2008. Multidecadal variability of Atlantic hurricane activity: 1851-2007. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)* 113, D22106. <https://doi.org/10.1029/2008JD010036>
- Clarac, C.A., 1931. La presqu'île guérandaise. *Revue de Géographie Alpine* 19, 801–857. <https://doi.org/10.3406/rga.1931.4591>
- Clarke, M., Rendell, H., Tastet, J.-P., Clave, B., Masse, L., 2002. Late-Holocene sand invasion and North Atlantic storminess along the Aquitaine Coast, southwest France. *The Holocene* 12, 231–238. <https://doi.org/10.1191/0959683602hl539r>
- Clarke, M.L., Rendell, H.M., 2009. The impact of North Atlantic storminess on western European coasts: A review. *Quaternary International, Hurricanes and Typhoons: From the Field Records to the Forecast* 195, 31–41. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.02.007>
- Clarke, M.L., Rendell, H.M., 2006. Effects of storminess, sand supply and the North Atlantic Oscillation on sand invasion and coastal dune accretion in western Portugal. *The Holocene* 16, 341–355. <https://doi.org/10.1191/0959683606hl932rp>
- Clemmensen, L.B., Murray, A., Heinemeier, J., de Jong, R., 2009. The evolution of Holocene coastal dunefields, Jutland, Denmark: A record of climate change over the past 5000 years. *Geomorphology* 105, 303–313. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.10.003>
- Clemmensen, L.B., Nielsen, L., 2010. Internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt, Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations. *Sedimentary Geology* 223, 281–290. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.11.014>
- 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. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(98\)00013-5](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(98)00013-5)
- Cook, E.R., Kairiukstis, L.A., 2013. *Methods of Dendrochronology: Applications in the Environmental Sciences*. Springer Science & Business Media, Netherlands.
- Cook, J., Nuccitelli, D., Green, S.A., Richardson, M., Winkler, B., Painting, R., Way, R., Peter Jacobs, Skuce, A., 2013. Quantifying the consensus on anthropogenic global warming in the scientific literature. *Environmental Research Letters* 8, 024024. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/2/024024>
- Coor, J.L., Donoghue, J., Wang, Y., Das, O., Kish, S., Elsner, J., Hu, X.B., Niedoroda, A.W., Ye, M., 2009. Development of a Long-Term Storm History for the Northwest Florida Coast Using Multiple Proxies. *AGU Fall Meeting Abstracts* 11.
- Costa, P., Andrade, C., Dawson, A.G., Mahaney, W.C., Freitas, M.C., Paris, R., Taborda, R., 2012. Microtextural characteristics of quartz grains transported and deposited by tsunamis and storms. *Sedimentary Geology* 275–276, 55–69. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.07.013>
- Costa, P.J.M., Andrade, C., Freitas, M., Oliveira, M., Lopes, V., Dawson, A., Moreno, J., Fatela, F., Jouanneau, J.-M., 2012. A tsunami record in the sedimentary archive of the central Algarve coast, Portugal: Characterizing sediment, reconstructing sources and inundation paths. *The Holocene* 22, 899–914. <https://doi.org/10.1177/0959683611434227>
- Costa, P.J.M., Andrade, C., Freitas, M.C., Oliveira, M.A., Silva, C.M. da, Omira, R., Taborda, R., Baptista, M.A., Dawson, A.G., 2011. Boulder deposition during major tsunami events. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 2054–2068. <https://doi.org/10.1002/esp.2228>
- Creach, A., 2015. *Cartographie et analyse économique de la vulnérabilité du littoral atlantique français face au risque de submersion marine* (phdthesis). Université de Nantes.
- Creach, A., Chevillot-miot, E., Mercier, D., Pourinet, L., 2016. Vulnerability to coastal flood hazard of residential buildings on Noirmoutier Island (France). *Journal of Maps* 12, 371–381. <https://doi.org/10.1080/17445647.2015.1027041>
- Creach, A., Pardo, S., Guillotreau, P., Mercier, D., 2015. The use of a micro-scale index to identify potential death risk areas due to sea-flood surges: lessons from Storm Xynthia on the French Atlantic coast. *Natural Hazards* 77, 1679–1710. <https://doi.org/10.1007/s11069-015-1669-y>

- CREOCEAN, 2011. Etude du Fonctionnement Hydro-sédimentaire et Solutions de Stabilisation du chenal de Fromentine (No. 1-10253– I), Rapport de la Phase 2: Analyse du Fonctionnement Hydro-sédimentaire du système. Conseil Général de Vendée, La Rochelle.
- Cruces, A., Freitas, M.C., Andrade, C., Munhá, J., Tassinari, C., Vale, C., Jouanneau, J.-M., 2006. The Importance of Geochemistry in Multidisciplinary Studies of Lagoonal Environments at Different Time Scales: The Case of Santo André Lagoon (SW Portugal). *Journal of Coastal Research* 3, 1716–1722.
- Crutzen, P.J., 2006. The “Anthropocene,” in: *Earth System Science in the Anthropocene*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 13–18. https://doi.org/10.1007/3-540-26590-2_3
- Cunha, P.P., Buylaert, J.P., Murray, A.S., Andrade, C., Freitas, M.C., Fatela, F., Munhá, J.M., Martins, A.A., Sugisaki, S., 2010. Optical dating of clastic deposits generated by an extreme marine coastal flood: The 1755 tsunami deposits in the Algarve (Portugal). *Quaternary Geochronology, 12th International Conference on Luminescence and Electron Spin Resonance Dating (LED 2008)* 5, 329–335. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.09.004>
- Cuven, S., Paris, R., Falvard, S., Miot-Noirault, E., Benbakkar, M., Schneider, J.-L., Billy, I., 2013. High-resolution analysis of a tsunami deposit: Case-study from the 1755 Lisbon tsunami in southwestern Spain. *Marine Geology* 337, 98–111. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.02.002>
- Das, O., Wang, Y., Donoghue, J., Xu, X., Coor, J., Elsner, J., Xu, Y., 2013. Reconstruction of paleostorms and paleoenvironment using geochemical proxies archived in the sediments of two coastal lakes in northwest Florida. *Quaternary Science Reviews* 68, 142–153. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.02.014>
- Davies, B.E., 1974. Loss-on-Ignition as an Estimate of Soil Organic Matter. *Soil Science Society of America Journal* 38, 150–151. <https://doi.org/10.2136/sssaj1974.03615995003800010046x>
- Davies, J.L., 1964. A Morphogenetic Approach to World Shorelines. *Zeitschrift für Geomorphologie* 8, 127–142.
- Davies, P., Haslett, S.K., 2000. Identifying storm or tsunami events in coastal basin sediments. *Area* 32, 335–336. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4762.2000.tb00146.x>
- Dawson, A., Elliott, L., Noone, S., Hickey, K., Holt, T., Wadhams, P., Foster, I., 2004. Historical storminess and climate ‘see-saws’ in the North Atlantic region. *Marine Geology, Storms and their significance in coastal morpho-sedimentary dynamics* 210, 247–259. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.05.011>
- Dawson, A.G., 1994. Geomorphological effects of tsunami run-up and backwash. *Geomorphology* 10, 83–94. [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(94\)90009-4](https://doi.org/10.1016/0169-555X(94)90009-4)
- Dawson, A.G., Hindson, R., Andrade, C., Freitas, C., Parish, R., Bateman, M., 1995. Tsunami sedimentation associated with the Lisbon earthquake of 1 November AD 1755: Boca do Rio, Algarve, Portugal. *The Holocene* 5, 209–215. <https://doi.org/10.1177/095968369500500208>
- Dawson, A.G., Lockett, P., Shi, S., 2004. Tsunami hazards in Europe. *Environment International* 30, 577–585. <https://doi.org/10.1016/j.envint.2003.10.005>
- de Boer, G.B.J., de Weerd, C., Thoenes, D., Goossens, H.W.J., 1987. Laser Diffraction Spectrometry: Fraunhofer Diffraction Versus Mie Scattering. *Particle & Particle Systems Characterization* 4, 14–19. <https://doi.org/10.1002/ppsc.19870040104>
- de Mahiques, M.M., Coaracy Wainer, I.K., Burone, L., Nagai, R., de Mello e Sousa, S.H., Lopes Figueira, R.C., Almeida da Silveira, I.C., Bicego, M.C., Vicente Alves, D.P., Hammer, Ø., 2009. A high-resolution Holocene record on the Southern Brazilian shelf: Paleoenvironmental implications. *Quaternary International, Continental Shelves: Sea Levels and Environments* 206, 52–61. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.09.010>
- Dean, W.E., 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Research* 44, 242–248. <https://doi.org/10.1306/74D729D2-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Debelmas, J., Mascle, G., Basile, C., 2008. *Les grandes structures géologiques - 5ème édition*. Dunod, Paris.
- Debresme, M., 1922. Journal de Marc Debresme (1700-1784), in: *Bulletin et Mémoires de La Société Archéologique et Historique de Charente*, Tome. XIII. A. Favraud, Tournoux, pp. 79–126.
- Debret, M., Chapron, E., Desmet, M., Rolland-Revel, M., Magand, O., Trentesaux, A., Bout-Roumazeille, V., Nomade, J., Arnaud, F., 2010. North western Alps Holocene paleohydrology recorded by flooding activity in Lake Le Bourget, France. *Quaternary Science Reviews* 29, 2185–2200. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.05.016>
- Debret, M., Sebag, D., Desmet, M., Balsam, W., Copard, Y., Mourier, B., Susperrigui, A.-S., Arnaud, F., Bentaleb, I., Chapron, E., Lallier-Vergès, E., Winiarski, T., 2011. Spectrocolorimetric interpretation of sedimentary dynamics: The new “Q7/4 diagram.” *Earth-Science Reviews* 109, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.07.002>

- Decaulne, A., Eggertsson, Ó., Laute, K., Beylich, A.A., 2014. A 100-year extreme snow-avalanche record based on tree-ring research in upper Bødalen, inner Nordfjord, western Norway. *Geomorphology, Sediment Flux and Sediment Budget Studies in Cold Environments: New Approaches and Techniques* 218, 3–15. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.12.036>
- Decaulne, A., Eggertsson, Ó., Sæmundsson, Þ., 2012. A first dendrogeomorphologic approach of snow avalanche magnitude–frequency in Northern Iceland. *Geomorphology, Sedimentary fluxes and budgets in natural and anthropogenically modified landscapes – Effects of climate change and land-use change on geomorphic processes* 167, 35–44. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.11.017>
- Decaulne, A., Sæmundsson, Þ., 2008. Dendrogeomorphology as a tool to unravel snow-avalanche activity: Preliminary results from the Fnjóskadalur test site, Northern Iceland. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography* 62, 55–65. <https://doi.org/10.1080/00291950802094742>
- Degeai, J.-P., Devillers, B., Dezileau, L., Oueslati, H., Bony, G., 2015. Major storm periods and climate forcing in the Western Mediterranean during the Late Holocene. *Quaternary Science Reviews* 129, 37–56. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.10.009>
- Della-Marta, P.M., Mathis, H., Frei, C., Liniger, M.A., Kleinn, J., Appenzeller, C., 2008. The return period of wind storms over Europe. *International Journal of Climatology* 29, 437–459. <https://doi.org/10.1002/joc.1794>
- Della-Marta, P.M., Pinto, J.G., 2009. Statistical uncertainty of changes in winter storms over the North Atlantic and Europe in an ensemble of transient climate simulations. *Geophysical Research Letters* 36, 5. <https://doi.org/10.1029/2009GL038557>
- Deroche, M.-S., 2014. Détection à court-terme et long-terme des tempêtes hivernales à fort potentiel d'impact (phdthesis). Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Desarthe, J., 2014. Les sociétés bretonnes face aux tempêtes XVIIe-XIXe siècles, in: *Les Littoraux à l'heure Du Changement Climatique. Les Indes savantes*, Paris, pp. 35-57.
- Desarthe, J., 2013. Le temps des saisons - Climat, événements extrêmes et sociétés dans l'Ouest de la France (XVIIe-XIXe siècles). Hermann éditeurs des sciences et des arts, Paris.
- Devoy, R.J.N., Delaney, C., Carter, R.W.G., Jennings, S.C., 1996. Coastal Stratigraphies as Indicators of Environmental Changes upon European Atlantic Coasts in the Late Holocene. *Journal of Coastal Research* 12, 564–588.
- Devreton, C., 2002. L'évolution du nombre de tempêtes en France sur la période 1950-1999. *Météorologie* 46–56.
- Devreton, C., Benech, B., Jourdain, S., 1997. Classification des tempêtes à l'usage des assureurs. *La Météorologie, Météo-France* 17, 23–32.
- DeVries-Zimmerman, S., Fisher, T.G., Hansen, E.C., Dean, S., 2014. Sand in lakes and bogs in Allegan County, Michigan, as a proxy for eolian sand transport. *Geological Society of America. Special Papers* 508, 111–131.
- Dewey, J.F., Ryan, P.D., 2017. Storm, rogue wave, or tsunami origin for megaclast deposits in western Ireland and North Island, New Zealand? *Proceedings of the National Academy of Sciences* 114, E10639–E10647. <https://doi.org/10.1073/pnas.1713233114>
- Dezileau, L., 2009. Paléoclimat et paléocéanographie du dernier cycle climatique: Approche géochimique et radiochimique (HDR). Université de Montpellier 2.
- Dezileau, L., Pérez-Ruzafa, A., Blanchemanche, P., Degeai, J.P., Raji, O., Martinez, P., Marcos, C., Von Grafenstein, U., 2016. Extreme storms during the last 6,500 years from lagoonal sedimentary archives in Mar Menor (SE Spain). *Climate of the Past Discussions* 12, 1389–1400. <https://doi.org/10.5194/cp-2016-20>
- Dezileau, L., Sabatier, P., Blanchemanche, P., Joly, B., Swingedouw, D., Cassou, C., Castaings, J., Martinez, P., Von Grafenstein, U., 2011. Intense storm activity during the Little Ice Age on the French Mediterranean coast. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology / Palaeogeography Palaeoclimatology and Palaeoecology* 299, 289–297. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.11.009>
- Díaz, S.C., Touchan, R., Swetnam, T.W., 2001. A tree-ring reconstruction of past precipitation for Baja California Sur, Mexico. *International Journal of Climatology* 21, 1007–1019. <https://doi.org/10.1002/joc.664>
- Dodd, J.R., 1965. Environmental control of strontium and magnesium in *Mytilus*. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 29, 385–398. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(65\)90035-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(65)90035-9)
- Donnelly, C., Kraus, N., Larson, M., 2006. State of Knowledge on Measurement and Modeling of Coastal Overwash. *Journal of Coastal Research* 22, 965–991. <https://doi.org/10.2112/04-0431.1>
- Donnelly, C., Kraus, N.C., Larson, M., 2004. Coastal Overwash: Part 1, Overview of Processes (No. ERDC/CHL-CHETN-XIV-13). Engineer Research and Development Center Vicksburg MS Coastal and Hydraulics Lab.
- Donnelly, J.P., Butler, J., Roll, S., Wengren, M., Webb, T., 2004. A backbarrier overwash record of intense storms from Brigantine, New Jersey. *Marine Geology, Storms and their significance in coastal morpho-sedimentary dynamics* 210, 107–121. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.05.005>

- Donnelly, J.P., Roll, S., Wengren, M., Butler, J., Lederer, R., Webb, T., 2001. Sedimentary evidence of intense hurricane strikes from New Jersey. *Geology* 29, 615–618. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0615:SEOIHS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0615:SEOIHS>2.0.CO;2)
- Donnelly, J.P., Woodruff, J.D., 2007. Intense hurricane activity over the past 5,000 years controlled by El Niño and the West African monsoon. *Nature* 447, 465–468. <https://doi.org/10.1038/nature05834>
- Doodson, A.T., 1924. Meteorological Perturbations of Sea-Level and Tides. *Geophysical Journal International* 1, 124–147. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1924.tb05363.x>
- Doodson, A.T., Warburg, H.D., 1942. Admiralty Manual of Tides. H. M. Stationary Office, London.
- Dubé, S., Fillion, L., Héту, B., 2004. Tree-Ring Reconstruction of High-Magnitude Snow Avalanches in the Northern Gaspé Peninsula, Québec, Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 36, 555–564. [https://doi.org/10.1657/1523-0430\(2004\)036\[0555:TROHSA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1657/1523-0430(2004)036[0555:TROHSA]2.0.CO;2)
- Duvat, V., Magnan, A., 2014. Des catastrophes... "naturelles"? Éditions Le Pommier, Paris.
- Eden, D.N., Page, M.J., 1998. Palaeoclimatic implications of a storm erosion record from late Holocene lake sediments, North Island, New Zealand. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 139, 37–58. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(97\)00136-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(97)00136-3)
- Engel, M., Brückner, H., Pint, A., Wellbrock, K., Ginau, A., Voss, P., Grottker, M., Klasen, N., Frenzel, P., 2012. The early Holocene humid period in NW Saudi Arabia – Sediments, microfossils and palaeo-hydrological modelling. *Quaternary International, Geoarchaeology of Egypt and the Mediterranean: reconstructing Holocene landscapes and human occupation history* 266, 131–141. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.04.028>
- Esper, J., Cook, E.R., Schweingruber, F.H., 2002. Low-Frequency Signals in Long Tree-Ring Chronologies for Reconstructing Past Temperature Variability. *Science* 295, 2250–2253. <https://doi.org/10.1126/science.1066208>
- Everham, E.M., Brokaw, N.V.L., 1996. Forest damage and recovery from catastrophic wind. *The Botanical Review* 62, 113–185. <https://doi.org/10.1007/BF02857920>
- Fairbridge, R.W., 1961. Convergence of Evidence on Climatic Change and Ice Ages. *Annals of the New York Academy of Sciences* 95, 542–579.
- Fan, D., Li, C., Archer, A.W., Wang, P., 2002. Temporal distribution of diastems in deposits of an open-coast tidal flat with high suspended sediment concentrations. *Sedimentary Geology* 152, 173–181. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00067-2](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00067-2)
- Fan, D., Liu, K., 2008. Perspectives on the linkage between typhoon activity and global warming from recent research advances in paleotempestology. *Chin. Sci. Bull.* 53, 2907–2922. <https://doi.org/10.1007/s11434-008-0341-2>
- Fattal, P., Robin, M., Paillart, M., Maanan, M., Mercier, D., Lamberts, C., Costa, S., 2010. Effets des tempêtes sur une plage aménagée et à forte protection côtière : la plage des Éloux (côte de Noirmoutier, Vendée, France). *Noréis* 215, 101–114. <https://doi.org/10.4000/noréis.3289>
- Feal-Pérez, A., Blanco-Chao, R., Ferro-Vázquez, C., Martínez-Cortizas, A., Costa-Casais, M., 2014. Late-Holocene storm imprint in a coastal sedimentary sequence (Northwest Iberian coast). *The Holocene* 24, 477–488. <https://doi.org/10.1177/0959683613520257>
- Feuillet, T., Chauveau, É., Pourinet, L., 2012. Xynthia est-elle exceptionnelle? Réflexions sur l'évolution et les temps de retour des tempêtes, des marées de tempête, et des risques de surcotes associés sur la façade atlantique française. *Noréis* n° 222, 27–44.
- Fichaut, B., Suanez, S.S., 2011. Quarrying, transport and deposition of cliff-top storm deposits during extreme events: Banneg Island, Brittany. *Marine Geology* 283, 36–55. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.11.003>
- Fisher, M.M., Brenner, M., Reddy, K.R., 1992. A simple, inexpensive piston corer for collecting undisturbed sediment/water interface profiles. *Journal of Paleolimnology* 7, 157–161. <https://doi.org/10.1007/BF00196870>
- Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos River Bar: A Study in the Significance of Grain Size Parameters. *Journal of Sedimentary Research* 27, 3–26.
- Francus, P., Bradley, R.S., Lewis, T., Abbott, M., Retelle, M., Stoner, J.S., 2008. Limnological and sedimentary processes at Sawtooth Lake, Canadian High Arctic, and their influence on varve formation. *Journal of Paleolimnology* 40, 963–985. <https://doi.org/10.1007/s10933-008-9210-x>
- Frappier, A.B., Sahagian, D., Carpenter, S.J., González, L.A., Frappier, B.R., 2007. Stalagmite stable isotope record of recent tropical cyclone events. *Geology* 35, 111–114. <https://doi.org/10.1130/G23145A.1>
- Freitas, M. da C., Andrade, C., Rocha, F., Tassinari, C., Munhá, J.M., Cruces, A., Vidinha, J., Silva, C.M. da, 2003. Lateglacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons 1: the sedimentological and

- geochemical records of the Santo André coastal area. *The Holocene* 13, 433–446. <https://doi.org/10.1191/0959683603hl636rp>
- Friedman, G., Sanders, F., 1978. *Principles of Sedimentology*. Wiley, New York.
- García-Artola, A., Stéphan, P., Cearreta, A., Kopp, R.E., Khan, N.S., Horton, B.P., 2018. Holocene sea-level database from the Atlantic coast of Europe. *Quaternary Science Reviews* 196, 177–192. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.031>
- Gardner, T.A., Côté, I.M., Gill, J.A., Grant, A., Watkinson, A.R., 2005. Hurricanes and Caribbean Coral Reefs: Impacts, Recovery Patterns, and Role in Long-Term Decline. *Ecology* 86, 174–184. <https://doi.org/10.1890/04-0141>
- Garnier, E., Ciavola, P., Spencer, T., Ferreira, O., Armaroli, C., McIvor, A., 2018. Historical analysis of storm events: Case studies in France, England, Portugal and Italy. *Coastal Engineering* 134, 10–23. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2017.06.014>
- Garnier, E., Henry, N., Desarthe, J., 2012. Visions croisées de l'historien et du courtier en réassurance sur les submersions. Recrudescence de l'aléa ou vulnérabilisation croissante ?, in: *Gestion Des Risques Naturels, Leçons de La Tempête Xynthia*. Quae, Versailles, pp. 105-128.
- Garnier, E., Surville, F., 2010. La tempête Xynthia face à l'histoire ; submersions et tsunamis sur les littoraux français du Moyen Âge à nos jours. *Le Croît Vif*, Saintes.
- Gärtner, H., 2007. Tree roots — Methodological review and new development in dating and quantifying erosive processes. *Geomorphology* 86, 243–251. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.09.001>
- Gärtner, H., Schweingruber, F.H., Dikau, R., 2001. Determination of erosion rates by analyzing structural changes in the growth pattern of exposed roots. *Dendrochronologia* 19, 81–91.
- Gee, G.W., Or, D., 2002. 2.4 Particle-Size Analysis, in: Dane, J.H., Topp, C.G. (Eds.), *SSSA Book Series*. Soil Science Society of America, San Diego, pp. 255–293. <https://doi.org/10.2136/sssabookser5.4.c12>
- Gilbertson, D.D., Schwenninger, J.-L., Kemp, R.A., Rhodes, E.J., 1999. Sand-drift and Soil Formation Along an Exposed North Atlantic Coastline: 14,000 Years of Diverse Geomorphological, Climatic and Human Impacts. *Journal of Archaeological Science* 26, 439–469. <https://doi.org/10.1006/jasc.1998.0360>
- Giuliani, S., Bellucci, L.G., Romano, S., Piazza, R., Turetta, C., Vecchiato, M., Nhon, D.H., Frignani, M., 2015. Exploring the possibility to detect recent temporal changes in highly disturbed sedimentary records through sampling repetitions and core comparisons of porosity and sand content. *Environmental Monitoring and Assessment* 187, 480. <https://doi.org/10.1007/s10661-015-4702-4>
- Glew, J.R., Smol, J.P., 2016. A push corer developed for retrieving high-resolution sediment cores from shallow waters. *Journal of Paleolimnology* 56, 67–71. <https://doi.org/10.1007/s10933-015-9873-z>
- Goff, J., Chagué-Goff, C., Nichol, S., 2001. Palaeotsunami deposits: a New Zealand perspective. *Sedimentary Geology* 143, 1–6. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00121-X](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00121-X)
- Goff, J., McFadgen, B.G., Chagué-Goff, C., 2004. Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand. *Marine Geology* 204, 235–250. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00352-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00352-9)
- Goldberg, E.D., 1963. Geochronology with lead-210, in: *Radioactive Dating*. International Atomic Energy Agency, Vienne, pp. 121–131.
- Goslin, J., Clemmensen, L.B., 2017. Proxy records of Holocene storm events in coastal barrier systems: Storm-wave induced markers. *Quaternary Science Reviews* 174, 80–119. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.08.026>
- Goslin, J., Fruergaard, M., Sander, L., Gałka, M., Menviel, L., Monkenbusch, J., Thibault, N., Clemmensen, L.B., 2018. Holocene centennial to millennial shifts in North-Atlantic storminess and ocean dynamics. *Scientific Reports* 8, 12778. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-29949-8>
- Goslin, J., Van Vliet Lanoe, B., Spada, G., Bradley, S., Tarasov, L., Neill, S., Suanez, S., 2015. A new Holocene relative sea-level curve for western Brittany (France): Insights on isostatic dynamics along the Atlantic coasts of north-western Europe. *Quaternary Science Reviews* 129, 341–365. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.10.029>
- Goslin, J., Vliet-Lanoë, B.V., 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 : relief, processus, environnement* 19, 425–444. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.10386>
- Goto, K., Chagué-Goff, C., Goff, J., Jaffe, B., 2012. The future of tsunami research following the 2011 Tohoku-oki event. *Sedimentary Geology, The 2011 Tohoku-oki tsunami* 282, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.08.003>

- Goto, K., Chavanich, S.A., Imamura, F., Kunthasap, P., Matsui, T., Minoura, K., Sugawara, D., Yanagisawa, H., 2007. Distribution, origin and transport process of boulders deposited by the 2004 Indian Ocean tsunami at Pakarang Cape, Thailand. *Sedimentary Geology* 202, 821–837. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.09.004>
- Goto, K., Miyagi, K., Kawamata, H., Imamura, F., 2010. Discrimination of boulders deposited by tsunamis and storm waves at Ishigaki Island, Japan. *Marine Geology* 269, 34–45. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.12.004>
- Gottschalk, M.K.E., 1977. Stormvloeden en rivieroverstromingen in Nederland, vol.3. Van Gorcum & Comp, Assen, Amsterdam.
- Gottschalk, M.K.E., 1975. Stormvloeden en rivieroverstromingen in Nederland, vol.2. Van Gorcum & Comp, Assen, Amsterdam.
- Gottschalk, M.K.E., 1971. Stormvloeden en rivieroverstromingen in Nederland, vol.1. Van Gorcum & Comp, Assen, Amsterdam.
- Graus, R.R., 1974. Latitudinal trends in the shell characteristics of marine gastropods. *Lethaia* 7, 303–314. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3931.1974.tb00906.x>
- Gray, S.T., Graumlich, L.J., Betancourt, J.L., Pederson, G.T., 2004. A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D. *Geophysical Research Letters* 31. <https://doi.org/10.1029/2004GL019932>
- Grissino-Mayer, H.D., 2003. A Manual and Tutorial for the Proper Use of an Increment Borer. *Tree-Ring Research* 59, 63–79.
- Guilcher, A., 1969. Pleistocene and holocene sea level changes. *Earth-Science Reviews* 5, 69–97. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(69\)90079-8](https://doi.org/10.1016/0012-8252(69)90079-8)
- Hadley, K.S., Knapp, P.A., 2016. Post-Windstorm Radial Growth of *Picea sitchensis* and *Pseudotsuga menziesii*. *Madroño* 63, 234–248. <https://doi.org/10.3120/0024-9637-63.3.234>
- Hadley, K.S., Knapp, P.A., 2011. Detection of high-wind events using tree-ring data. *Can. J. For. Res.* 41, 1121–1129. <https://doi.org/10.1139/x11-030>
- Hall, A.M., Hansom, J.D., Williams, D.M., Jarvis, J., 2006. Distribution, geomorphology and lithofacies of cliff-top storm deposits: Examples from the high-energy coasts of Scotland and Ireland. *Marine Geology* 232, 131–155. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.06.008>
- Hansom, J.D., Barltrop, N.D.P., Hall, A.M., 2008. Modelling the processes of cliff-top erosion and deposition under extreme storm waves. *Marine Geology* 253, 36–50. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.02.015>
- Hansom, J.D., Hall, A.M., 2009. Magnitude and frequency of extra-tropical North Atlantic cyclones: A chronology from cliff-top storm deposits. *Quaternary International, Hurricanes and Typhoons: From the Field Records to the Forecast* 195, 42–52. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.11.010>
- Haslett, S., Bryant, E., 2007. Reconnaissance of historic (post-AD 1000) high-energy deposits along the Atlantic coasts of southwest Britain, Ireland and Brittany, France. *Faculty of Science - Papers (Archive)*. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.01.011>
- Haslett, S.K., Paul, D., H.f, C.R., 2000. Geomorphologic and Palaeoenvironmental Development of Holocene Perched Coastal Dune Systems in Brittany, France. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 82, 79–88. <https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.2000.00114.x>
- Hayne, M., Chappell, J., 2001. Cyclone frequency during the last 5000 years at Curacao Island, north Queensland, Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 168, 207–219. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00217-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00217-0)
- Heiri, O., Lotter, A.F., Lemcke, G., 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* 25, 101–110. <https://doi.org/10.1023/A:1008119611481>
- Heller, F., Tung-sheng, L., 1986. Palaeoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of loess in China. *Geophysical Research Letters* 13, 1169–1172. <https://doi.org/10.1029/GL013i011p01169>
- Hennekam, R., de Lange, G., 2012. X-ray fluorescence core scanning of wet marine sediments: methods to improve quality and reproducibility of high-resolution paleoenvironmental records. *Limnology and Oceanography: Methods* 10, 991–1003. <https://doi.org/10.4319/lom.2012.10.991>
- Heusser, C.J., 1989. Late Quaternary vegetation and climate of southern Tierra del Fuego. *Quaternary Research* 31, 396–406. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(89\)90047-1](https://doi.org/10.1016/0033-5894(89)90047-1)
- Hickey, K.R., 1997. Documentary records of coastal storms in Scotland, 1500- 1991 A.D. (phdthesis). Coventry University.

- Hindson, R.A., Andrade, C., 1999. Sedimentation and hydrodynamic processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon earthquake. *Quaternary International* 56, 27–38. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(98\)00014-7](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(98)00014-7)
- Hippensteel, S.P., Martin, R.E., 1999. Foraminifera as an indicator of overwash deposits, Barrier Island sediment supply, and Barrier Island evolution: Folly Island, South Carolina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 149, 115–125. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00196-5](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00196-5)
- Hitz, O.M., Gärtner, H., Heinrich, I., Monbaron, M., 2008. Application of ash (*Fraxinus excelsior* L.) roots to determine erosion rates in mountain torrents. *CATENA* 72, 248–258. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2007.05.008>
- Hofer, G., Wagreich, M., Neuhuber, S., 2013. Geochemistry of fine-grained sediments of the upper Cretaceous to Paleogene Gosau Group (Austria, Slovakia): Implications for paleoenvironmental and provenance studies. *Geoscience Frontiers, Slab Window Magmatism and Convergent Margin Tectonics* 4, 449–468. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2012.11.009>
- Hohl, R., Schweingruber, F.H., Schiesser, H.-H., 2002. Reconstruction of Severe Hailstorm Occurrence with Tree Rings: A Case Study in Central Switzerland. *Tree-Ring Research* 58, 11–22.
- Holtvoeth, J., Wagner, T., Horsfield, B., Schubert, C., Wand, U., 2001. Late-Quaternary supply of terrigenous organic matter to the Congo deep-sea fan (ODP site 1075): implications for equatorial African paleoclimate. *Geo-Marine Letters* 21, 23–33. <https://doi.org/10.1007/s003670100060>
- Holyer, R.J., Young, D.K., Sandidge, J.C., Briggs, K.B., 1996. Sediment density structure derived from textural analysis of cross-sectional X-radiographs. *Geo-Marine Letters* 16, 204–211. <https://doi.org/10.1007/BF01204510>
- Hongo, C., 2018. The Hydrodynamic Impacts of Tropical Cyclones on Coral Reefs of Japan: Key Points and Future Perspectives, in: *Coral Reef Studies of Japan, Coral Reefs of the World*. Springer, Singapore, pp. 163–173. https://doi.org/10.1007/978-981-10-6473-9_11
- Horwitz, M.H., Wang, P., 2005. Sedimentological Characteristics and Internal Architecture of Two Overwash Fans From Hurricanes Ivan and Jeanne. *Géology Faculty Publications* 242.
- Hua, Q., Barbetti, M., Rakowski, A.Z., 2013. Atmospheric Radiocarbon for the Period 1950–2010. *Radiocarbon* 55, 2059–2072. https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16177
- Hughes, S.A., Nadal, N.C., 2009. Laboratory study of combined wave overtopping and storm surge overflow of a levee. *Coastal Engineering* 56, 244–259. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2008.09.005>
- Hurrell, J.W., Loon, H.V., 1997. Decadal variations in climate associated with the north atlantic oscillation. *Climatic Change* 36, 301–326. <https://doi.org/10.1023/A:1005314315270>
- Idier, D., Castelle, B., Poumadère, M., Balouin, Y., Bertoldo, R.B., Bouchette, F., Boulahya, F., Brivois, O., Calvete, D., Capo, S., Certain, R., Charles, E., Chateauminois, E., Delvallée, E., Falqués, A., Fattal, P., Garcin, M., Garnier, R., Héquette, A., Larroudé, P., Lecacheux, S., Cozannet, G.L., Maanan, M., Mallet, C., Maspataud, A., Oliveros, C., Paillart, M., Parisot, J.-P., Pedreros, R., Robin, N., Robin, M., Romieu, E., Ruz, M.-H., Thiébot, J., Vinchon, C., 2013. Vulnerability of sandy coasts to climate variability. *Climate Research* 57, 19–44. <https://doi.org/10.3354/cr01153>
- INSEE, 2011. Résultats du recensement de la population 2011. Disponible sur: [<https://www.insee.fr/fr/information/2884434>]. Institut National de la Statistique et des Etudes Economiques.
- INSEE et SOeS, 2009. L’observatoire du littoral : démographie et économie du littoral, Les dossiers de l’observatoire du littoral. Institut National de la Statistique et des Etudes Economiques et Service de l’Observation et des Statistiques.
- Jackson, M.G., Oskarsson, N., Trønnes, R.G., McManus, J.F., Oppo, D.W., Grönvold, K., Hart, S.R., Sachs, J.P., 2005. Holocene loess deposition in Iceland: Evidence for millennial-scale atmosphere-ocean coupling in the North Atlantic. *Geology* 33, 509–512. <https://doi.org/10.1130/G21489.1>
- Jacoby, G.C., Williams, P.L., Buckley, B.M., 1992. Tree Ring Correlation Between Prehistoric Landslides and Abrupt Tectonic Events in Seattle, Washington. *Science* 258, 1621–1623. <https://doi.org/10.1126/science.258.5088.1621>
- Jelgersma, S., Stive, M.J.F., van der Valk, L., 1995. Holocene storm surge signatures in the coastal dunes of the western Netherlands. *Marine Geology* 125, 95–110. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00061-3](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00061-3)
- Jin, Z.-D., Wu, Y., Zhang, X., Wang, S., 2005. Role of late glacial to mid-Holocene climate in catchment weathering in the central Tibetan Plateau. *Quaternary Research* 63, 161–170. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.09.012>
- Jones, P.D., Briffa, K.R., Schweingruber, F.H., 1995. Tree-ring evidence of the widespread effects of explosive volcanic eruptions. *Geophysical Research Letters* 22, 1333–1336. <https://doi.org/10.1029/94GL03113>

- Jong, R. de, Björck, S., Björkman, L., Clemmensen, L.B., 2006. Storminess variation during the last 6500 years as reconstructed from an ombrotrophic peat bog in Halland, southwest Sweden. *Journal of Quaternary Science* 21, 905–919. <https://doi.org/10.1002/jqs.1011>
- Juigner, M., Robin, M., Fattal, P., Maanan, M.N., Debaine, F., Le Guern, C., Gouguet, L., Baudouin, V., 2012. Cinématique d'un trait de côte sableux en Vendée entre 1920 et 2010. Méthode et analyse. *Dynamiques environnementales, L'homme et la dynamique littorale : maîtrise ou adaptation ?* 29–39.
- Kanbar, H.J., Montargès-Pelletier, E., Losson, B., Bihannic, I., Gley, R., Bauer, A., Villieras, F., Manceau, L., Samrani, A.G.E., Kazpard, V., Mansuy-Huault, L., 2017. Iron mineralogy as a fingerprint of former steelmaking activities in river sediments. *Science of the Total Environment* 599–600, 540–553. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.04.156>
- Kaniewski, D., Marriner, N., Morhange, C., Faivre, S., Otto, T., Campo, E.V., 2016. Solar pacing of storm surges, coastal flooding and agricultural losses in the Central Mediterranean. *Scientific Reports* 6. <https://doi.org/10.1038/srep25197>
- Karnik, V., 1971. *Seismicity of the European Area*. Springer, Netherlands.
- Kennedy, A.B., Gravois, U., Zachry, B.C., Westerink, J.J., Hope, M.E., Dietrich, J.C., Powell, M.D., Cox, A.T., Luettich, R.A., Dean, R.G., 2011. Origin of the Hurricane Ike forerunner surge. *Geophysical Research Letters* 38, 5. <https://doi.org/10.1029/2011GL047090>
- Khouakhi, A., Snoussi, M., Niazi, S., Raji, O., 2013. Vulnerability assessment of Al Hoceima bay (Moroccan Mediterranean coast): a coastal management tool to reduce potential impacts of sea-level rise and storm surges. *Journal of Coastal Research* 1, 968–973. <https://doi.org/10.2112/SI65-164.1>
- Kilmer, V., Alexander, L., 1949. Methods of making mechanical analyses of soils. *Soil Science* 68, 15–24.
- Kjerfve, B., 1994. *Coastal Lagoon Processes*, 1st ed. Elsevier, Amsterdam.
- Klein, C., 1975. *Massif Armoricaïn et Bassin Parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires (Normandie, Maine, Anjou, Tourain, Poitou septentrional et contrées adjacentes)*. (phdthesis). Université de Bretagne occidentale - Brest.
- Knapp, P.A., Hadley, K.S., 2012. A 300-year history of Pacific Northwest windstorms inferred from tree rings. *Global and Planetary Change* 92–93, 257–266. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.06.002>
- Kolen, B., Slomp, R., Jonkman, S.N., 2002. The impacts of storm Xynthia February 27–28, 2010 in France: lessons for flood risk management. *Journal of Flood Risk Management* 6, 261–278. <https://doi.org/10.1111/jfr3.12011>
- Kortekaas, S., Dawson, A.G., 2007. Distinguishing tsunami and storm deposits: An example from Martinhal, SW Portugal. *Sedimentary Geology, Sedimentary Features of Tsunami Deposits - Their Origin, Recognition and Discrimination: An Introduction* 200, 208–221. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.004>
- Kpogo-Nuwoklo, K.A., Olagnon, M., Guédé, Z., 2014. Wave Spectra Partitioning and Identification of Wind Sea and Swell Events. Presented at the ASME 2014 33rd International Conference on Ocean, Offshore and Arctic Engineering, San Francisco, California, p. 10. <https://doi.org/10.1115/OMAE2014-24689>
- Kutzbach, G., 1979. *The Thermal Theory of Cyclones: A History of Meteorological Thought in the Nineteenth Century*. American Meteorological Society, Boston.
- Kylander, M.E., Ampel, L., Wohlfarth, B., Veres, D., 2011. High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *Journal of Quaternary Science* 26, 109–117. <https://doi.org/10.1002/jqs.1438>
- Lafon, C.W., Speer, J.H., 2002. Using dendrochronology to identify major ice storm events in oak forests of southwestern Virginia. *Climate Research* 20, 41–54.
- Lallemand, S., Lehu, R., Rétif, F., Hsu, S.-K., Babonneau, N., Ratzov, G., Bassetti, M.-A., Dezileau, L., Hsieh, M.-L., Dominguez, S., 2015. A ~ 3000 years-old sequence of extreme events revealed by marine and shore deposits east of Taiwan. *Tectonophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.11.001>
- Lamb, H., Frydendahl, K., 1991. *Historic Storms of the North Sea, British Isles and Northwest Europe*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Lamb, H.H., 1995. *Climate, History and the Modern World*. Routledge, London.
- Lambert, W.J., Aharon, P., Rodriguez, A.B., 2008. Catastrophic hurricane history revealed by organic geochemical proxies in coastal lake sediments: a case study of Lake Shelby, Alabama (USA). *Journal of Paleolimnology* 39, 117–131. <https://doi.org/10.1007/s10933-007-9101-6>
- Lario, J., Luque, L., Zazo, C., Goy, J.L., Spencer, C., Cabero, A., Bardají, T., Borja, F., Dabrio, C.J., Civis, J., González-Delgado, J.Á., Borja, C., Alonso-Azcárate, J., 2010. Tsunami vs. storm surge deposits: a review of the sedimentological and geomorphological records of extreme wave events (EWE) during the Holocene in the Gulf of Cadiz, Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie* 54, 301–316.

- Lau, A.Y.A., Terry, J.P., Ziegler, A.D., Switzer, A.D., Lee, Y., Etienne, S., 2016. Understanding the history of extreme wave events in the Tuamotu Archipelago of French Polynesia from large carbonate boulders on Makemo Atoll, with implications for future threats in the central South Pacific. *Marine Geology* 380, 174–190. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.04.018>
- Le Corre, N., 2009. Le dérangement de l'avifaune sur les sites naturels protégés de Bretagne : état des lieux, enjeux et réflexions autour d'un outil d'étude des interactions hommes/oiseaux (phdthesis). Université de Bretagne occidentale - Brest.
- Le Mauff, B., Juigner, M., Ba, A., Robin, M., Launeau, P., Fattal, P., 2018. Coastal monitoring solutions of the geomorphological response of beach-dune systems using multi-temporal LiDAR datasets (Vendée coast, France). *Geomorphology* 304, 121–140. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.12.037>
- Le Roy Ladurie, E., 2008. Quand Paris est sous les eaux. *L'Histoire* 9, 78–81.
- Le Roy Ladurie, E., 2005. Canicule, fraîcheurs, vendanges (France, XVe–XIXe siècles). *Comptes Rendus Biologies* 328, 213–222. <https://doi.org/10.1016/j.crv.2005.01.010>
- Le Roy Ladurie, E., 2004. Histoire humaine et comparée du climat: Canicules et glaciers (XIIIe–XVIIIe siècles). Fayard, Paris.
- Le Roy Ladurie, E., 1967. Histoire du climat depuis l'an mil. Flammarion, Paris.
- Le Roy Ladurie, E., Javelle, J.-P., Rousseau, D., 2015. Sur l'histoire du climat en France: le XVIIIe siècle. *Météorologie* 19–22.
- Le Roy, S., Pedreros, R., André, C., Paris, F., Lecacheux, S., Marche, F., Vinchon, C., 2015. Coastal flooding of urban areas by overtopping: dynamic modelling application to the Johanna storm (2008) in Gâvres (France). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 15, 2497–2510. <https://doi.org/10.5194/nhess-15-2497-2015>
- Lemasson, L., Regnaud, H., 1997. Evolution trentenaire des vents littoraux sur le Grand Ouest français. *Noroi* 175, 417–431. <https://doi.org/10.3406/noroi.1997.6805>
- Leone, F., Richemond, N., Vinet, F., 2010. Aléas naturels et gestion des risques. Presses Universitaires de France - PUF, Paris.
- Lima, A.L., Hubeny, J.B., Reddy, C.M., King, J.W., Hughen, K.A., Eglinton, T.I., 2005. High-resolution historical records from Pettaquamscutt River basin sediments: 1. 210Pb and varve chronologies validate record of 137Cs released by the Chernobyl accident. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, 1803–1812. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.10.009>
- Limasset, J.-C., Limasset, O., Martin, J.-C., 1992. Histoire et étude des séismes. *Annales de Bretagne et des pays de l'Ouest* 99, 97–116. <https://doi.org/10.3406/abpo.1992.3421>
- Liu, K., Fearn, M.L., 2000a. Reconstruction of Prehistoric Landfall Frequencies of Catastrophic Hurricanes in Northwestern Florida from Lake Sediment Records. *Quaternary Research* 54, 238–245. <https://doi.org/10.1006/qres.2000.2166>
- Liu, K., Fearn, M.L., 2000b. Holocene history of catastrophic hurricane landfalls along the Gulf of Mexico coast reconstructed from coastal lake and marsh sediments, in: Zhu, H., Kamran, K. (Eds.), *Current Stresses and Potential Vulnerabilities: Implications of Global Change for the Gulf Coast Region of the United States*. Franklin Press, Plymouth, pp. 38–47.
- Liu, K., Fearn, M.L., 1993. Lake-sediment record of late Holocene hurricane activities from coastal Alabama. *Geology* 21, 793–796. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0793:LSROLH>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0793:LSROLH>2.3.CO;2)
- Liu, K., Lu, H., Shen, C., 2008. A 1200-year proxy record of hurricanes and fires from the Gulf of Mexico coast: Testing the hypothesis of hurricane–fire interactions. *Quaternary Research* 69, 29–41. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.10.011>
- Liu, K., Shen, C., Louie, K., 2001. A 1,000-Year History of Typhoon Landfalls in Guangdong, Southern China, Reconstructed from Chinese Historical Documentary Records. *Annals of the Association of American Geographers* 91, 453–464. <https://doi.org/10.1111/0004-5608.00253>
- Liu, X., Colman, S.M., Brown, E.T., Minor, E.C., Li, H., 2013. Estimation of carbonate, total organic carbon, and biogenic silica content by FTIR and XRF techniques in lacustrine sediments. *Journal of Paleolimnology* 50, 387–398. <https://doi.org/10.1007/s10933-013-9733-7>
- Lofi, J., Weber, O., 2001. SCOPIX – digital processing of X-ray images for the enhancement of sedimentary structures in undisturbed core slabs. *Geo-Marine Letters* 20, 182–186. <https://doi.org/10.1007/s003670000051>
- Loizeau, J.-L., Arbouille, D., Santiago, S., Vernet, J.-P., 1994. Evaluation of a wide range laser diffraction grain size analyser for use with sediments. *Sedimentology* 41, 353–361. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1994.tb01410.x>

- Lomenick, T.F., Tamura, T., 1965. Naturally Occurring Fixation of Cesium-137 on Sediments of Lacustrine Origin. *Soil Science Society of America Journal* 29, 383–387. <https://doi.org/10.2136/sssaj1965.03615995002900040012x>
- Longshore, D., 2010. *Encyclopedia of Hurricanes, Typhoons, and Cyclones*, New Edition. Infobase Publishing, New York.
- Lou, J.-Y., Chen, C.-T.A., 1997. Paleoclimatological and paleoenvironmental records since 4 000 a B. P. in sediments of alpine lakes in Taiwan. *Science in China Series D: Earth Sciences* 40, 424–431. <https://doi.org/10.1007/BF02877575>
- Löwemark, L., Chen, H.-F., Yang, T.-N., Kylander, M., Yu, E.-F., Hsu, Y.-W., Lee, T.-Q., Song, S.-R., Jarvis, S., 2011. Normalizing XRF-scanner data: A cautionary note on the interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes. *Journal of Asian Earth Sciences, Quaternary Paleoclimate of the Western Pacific and East Asia: State of the Art and New Discovery* 40, 1250–1256. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.06.002>
- Lozano, I., Devoy, R.J.N., May, W., Andersen, U., 2004. Storminess and vulnerability along the Atlantic coastlines of Europe: analysis of storm records and of a greenhouse gases induced climate scenario. *Marine Geology, Storms and their significance in coastal morpho-sedimentary dynamics* 210, 205–225. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.05.026>
- Lu, H., An, Z., 1998. Paleoclimatic significance of grain size of loess-palaeosol deposit in Chinese Loess Plateau. *Science in China Series D: Earth Sciences* 41, 626–631. <https://doi.org/10.1007/BF02878745>
- Lutz, W., Samir, K., 2010. Dimensions of global population projections: what do we know about future population trends and structures? *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences* 365, 2779–2791. <https://doi.org/10.1098/rstb.2010.0133>
- Maanan, Mehdi, Landesman, C., Maanan, Mohamed, Zourarah, B., Fattal, P., Sahabi, M., 2013. Evaluation of the anthropogenic influx of metal and metalloid contaminants into the Moulay Bousselham lagoon, Morocco, using chemometric methods coupled to geographical information systems. *Environmental Science and Pollution Research International* 20, 4729–4741. <https://doi.org/10.1007/s11356-012-1399-6>
- Maanan, Mehdi, Maanan, Mohamed, Rueff, H., Adouk, N., Zourarah, B., Rhinane, H., 2018. Assess the human and environmental vulnerability for coastal hazard by using a multi-criteria decision analysis. *Human and Ecological Risk Assessment: An International Journal* 24, 1642–1658. <https://doi.org/10.1080/10807039.2017.1421452>
- Maanan, Mehdi, Ruiz-Fernández, A.-C., Maanan, Mohamed, Fattal, P., Zourarah, B., Sahabi, M., 2014. A long-term record of land use change impacts on sediments in Oualidia lagoon, Morocco. *International Journal of Sediment Research* 29, 1–10.
- Maanan, Mohamed, Saddik, M., Maanan, Mehdi, Chaibi, M., Assobhei, O., Zourarah, B., 2015. Environmental and ecological risk assessment of heavy metals in sediments of Nador lagoon, Morocco. *Ecological Indicators* 48, 616–626. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2014.09.034>
- Macquaker, J.H.S., Taylor, K.G., Gawthorpe, R.L., 2007. High-Resolution Facies Analyses of Mudstones: Implications for Paleoenvironmental and Sequence Stratigraphic Interpretations of Offshore Ancient Mud-Dominated Successions. *Journal of Sedimentary Research* 77, 324–339. <https://doi.org/10.2110/jsr.2007.029>
- Malik, I., 2008. Dating of small gully formation and establishing erosion rates in old gullies under forest by means of anatomical changes in exposed tree roots (Southern Poland). *Geomorphology* 93, 421–436. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.03.007>
- Mann, M.E., Woodruff, J.D., Donnelly, J.P., Zhang, Z., 2009a. Atlantic hurricanes and climate over the past 1,500 years. *Nature* 460, 880–883. <https://doi.org/10.1038/nature08219>
- Mann, M.E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R.S., Hughes, M.K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., Ni, F., 2009b. Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science* 326, 1256–1260. <https://doi.org/10.1126/science.1177303>
- Martin, J.-P., Germain, D., 2016. Can we discriminate snow avalanches from other disturbances using the spatial patterns of tree-ring response? Case studies from the Presidential Range, White Mountains, New Hampshire, United States. *Dendrochronologia* 37, 17–32. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2015.12.004>
- Martin, L., Mooney, S., Goff, J., 2014. Coastal wetlands reveal a non-synchronous island response to sea-level change and a palaeostorm record from 5.5 kyr to present. *The Holocene* 24, 569–580. <https://doi.org/10.1177/0959683614522306>
- Maspataud, A., Ruz, M.-H., Hequette, A., 2009. Spatial Variability in Post-Storm Beach Recovery along a Macrotidal Barred Beach, Southern North Sea. *Journal of Coastal Research* 1, 88–92.

- Maspataud, A., Ruz, M.-H., Vanhée, S., 2013. Potential impacts of extreme storm surges on a low-lying densely populated coastline: the case of Dunkirk area, Northern France. *Natural Hazards* 66, 1327–1343. <https://doi.org/10.1007/s11069-012-0210-9>
- May, S.M., Brill, D., Engel, M., Scheffers, A., Pint, A., Opitz, S., Wennrich, V., Squire, P., Kelletat, D., Brückner, H., 2015. Traces of historical tropical cyclones and tsunamis in the Ashburton Delta (north-west Australia). *Sedimentology* 62, 1546–1572. <https://doi.org/10.1111/sed.12192>
- May, S.M., Brill, D., Leopold, M., Callow, J.N., Engel, M., Scheffers, A., Opitz, S., Norpoth, M., Brückner, H., 2017. Chronostratigraphy and geomorphology of washover fans in the Exmouth Gulf (NW Australia) – A record of tropical cyclone activity during the late Holocene. *Quaternary Science Reviews* 169, 65–84. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.05.023>
- May, S.M., Falvard, S., Norpoth, M., Pint, A., Brill, D., Engel, M., Scheffers, A., Dierick, M., Paris, R., Squire, P., Brückner, H., 2016. A mid-Holocene candidate tsunami deposit from the NW Cape (Western Australia). *Sedimentary Geology* 332, 40–50. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.11.010>
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., Kreveld, S. van, 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. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.07.001>
- McGlue, M.M., Silva, A., Assine, M.L., Stevaux, J.C., Pupim, F. do N., 2015. Paleolimnology in the Pantanal: Using Lake Sediments to Track Quaternary Environmental Change in the World's Largest Tropical Wetland, in: *Dynamics of the Pantanal Wetland in South America, The Handbook of Environmental Chemistry*. Springer, Cham, pp. 51–81. <https://doi.org/10.1007/978-2015-350>
- McKee, K.L., Cherry, J.A., 2009. Hurricane Katrina Sediment Slowed Elevation Loss in Subsiding Brackish Marshes of the Mississippi River Delta. *Wetlands* 29, 2–15. <https://doi.org/10.1672/08-32.1>
- Ménanteau, L., 2018. Sels et salines de l'Europe atlantique. Presses universitaires de Rennes, Rennes.
- Menier, D., Augris, D., Briand, C., 2014. Les réseaux fluviaux anciens du plateau continental de Bretagne Sud, Quae. ed. Versailles.
- Mercier, D., 2013. *Géomorphologie de la France*. Dunod, Paris.
- Mercier, D., Maquaire, O., Suanez, S., Costa, S., Vinet, F., Lissak, C., Fressard, M., Thierry, Y., 2013. Géomorphologie et risques naturels, in: *Géomorphologie de La France*. Dunod, Paris, pp. 173–186.
- Meurisse-Fort, M., 2007. Enregistrement haute résolution des massifs dunaires Manche, mer du Nord et Atlantique : le rôle des tempêtes (phdthesis). Université de Lille 1.
- Michaelson G. J., Ping C. L., Jorgenson M. T., 2011. Methane and carbon dioxide content in eroding permafrost soils along the Beaufort Sea coast, Alaska. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 116, 10. <https://doi.org/10.1029/2010JG001387>
- Migeon, S., Weber, O., Faugeres, J.-C., Saint-Paul, J., 1998. SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters* 18, 251–255. <https://doi.org/10.1007/s003670050076>
- Minoura, K., Imamura, F., Kuran, U., Nakamura, T., Papadopoulos, G.A., Takahashi, T., Yalciner, A.C., 2000. Discovery of Minoan tsunami deposits. *Geology* 28, 59–62. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)028<0059:DOMTD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)028<0059:DOMTD>2.0.CO;2)
- Mix, A.C., Harris, S.E., Janecek, T.R., 1995. Estimating lithology from nonintrusive reflectance spectra : Leg 138. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 138, 413–428.
- Mora, C., Miller, D., Grissino-Mayer, H., 2006. Tempest in a tree ring: Paleotempestology and the record of past hurricanes. *The Sedimentary Record* 4, 4.
- Morton, R.A., 2002. Factors Controlling Storm Impacts on Coastal Barriers and Beaches: A Preliminary Basis for near Real-Time Forecasting. *Journal of Coastal Research* 18, 486–501.
- Morton, R.A., Gelfenbaum, G., Jaffe, B.E., 2007. Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sedimentary Geology, Sedimentary Features of Tsunami Deposits - Their Origin, Recognition and Discrimination: An Introduction* 200, 184–207. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.003>
- Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1985. Variations du niveau marin à l'Holocène en Bretagne (France). *Eiszeitalter und Gegenwart* 35, 15–22.
- Nagao, S., Nakashima, S., 1991. A convenient method of color measurement of marine sediments by colorimeter. *Geochemical Journal* 25, 187–197. <https://doi.org/10.2343/geochemj.25.187>
- Nanayama, F., Shigeno, K., Satake, K., Shimokawa, K., Koitabashi, S., Miyasaka, S., Ishii, M., 2000. Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-nansei-oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Taisei,

- southwestern Hokkaido, northern Japan. *Sedimentary Geology* 135, 255–264. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00076-2](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00076-2)
- Naquin, J.D., Liu, K., McCloskey, T.A., Bianchette, T.A., 2014. Storm deposition induced by hurricanes in a rapidly subsiding coastal zone. *Journal of Coastal Research* 70, 308–313. <https://doi.org/10.2112/SI70-052.1>
- Naylor, L.A., Spencer, T., Lane, S.N., Darby, S.E., Magilligan, F.J., Macklin, M.G., Möller, I., 2017. Stormy geomorphology: geomorphic contributions in an age of climate extremes. *Earth Surface Processes and Landforms* 42, 166–190. <https://doi.org/10.1002/esp.4062>
- Nichols, M., Allen, G., 1981. *Sedimentary processes in coastal lagoons (Technical Papers in Marine Science)*. UNESCO.
- Nicolae Lerma, A., Bulteau, T., Lecacheux, S., Idier, D., 2015. Spatial variability of extreme wave height along the Atlantic and channel French coast. *Ocean Engineering* 97, 175–185. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2015.01.015>
- Nicolussi, K., Kaufmann, M., Patzelt, G., Der, J.P. van, Thurner, A., 2005. Holocene tree-line variability in the Kauner Valley, Central Eastern Alps, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs. *Vegetation History and Archaeobotany* 14, 221–234. <https://doi.org/10.1007/s00334-005-0013-y>
- Nodine, E.R., Gaiser, E.E., 2015. Seasonal differences and response to a tropical storm reflected in diatom assemblage changes in a southwest Florida watershed. *Ecological Indicators* 57, 139–148. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2015.04.035>
- Noël, S., 2014. La vulnérabilité des populations de la côte Est du Cotentin 1700-1914 : l’approche historique dans l’analyse des enjeux, de l’aléa et de la gestion du risque de submersion, in: *Actes Du Colloque International, Connaissance et Compréhension Des Risques Côtiers*. IUEM de Brest, Brest, pp. 445–455.
- Noren, A.J., Bierman, P.R., Steig, E.J., Lini, A., Southon, J., 2002. Millennial-scale storminess variability in the northeastern United States during the Holocene epoch. *Nature* 419, 821–824. <https://doi.org/10.1038/nature01132>
- Nott, J., 2004. Palaeotempestology: the study of prehistoric tropical cyclones—a review and implications for hazard assessment. *Environment International* 30, 433–447. <https://doi.org/10.1016/j.envint.2003.09.010>
- Nott, J., Hayne, M., 2001. High frequency of ‘super-cyclones’ along the Great Barrier Reef over the past 5,000 years. *Nature* 413, 508–512. <https://doi.org/10.1038/35097055>
- Nott, J., Smithers, S., Walsh, K., Rhodes, E., 2009. Sand beach ridges record 6000 year history of extreme tropical cyclone activity in northeastern Australia. *Quaternary Science Reviews* 28, 1511–1520. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.02.014>
- 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. <https://doi.org/10.1126/science.270.5244.1962>
- Oldfield, F., Battarbee, R.W., Boyle, J.F., Cameron, N.G., Davis, B., Evershed, R.P., McGovern, A.D., Jones, V., Thompson, R., Walker (née Wake), R., 2010. Terrestrial and aquatic ecosystem responses to late Holocene climate change recorded in the sediments of Lochan Uaine, Cairngorms, Scotland. *Quaternary Science Reviews* 29, 1040–1054. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.01.007>
- Oliva, F., Peros, M., Viau, A., 2017. A review of the spatial distribution of and analytical techniques used in paleotempestological studies in the western North Atlantic Basin: *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 41, 171–190. <https://doi.org/10.1177/0309133316683899>
- Oliveira, F.M., Macario, K.D., Simonassi, J.C., Gomes, P.R.S., Anjos, R.M., Carvalho, C., Linares, R., Alves, E.Q., Castro, M.D., Souza, R.C.C.L., Marques Jr., A.N., 2014. Evidence of strong storm events possibly related to the little Ice Age in sediments on the southern coast of Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Continental and Coastal Marine Records of Centennial to Millennial Changes in South American Climate since the Last Glacial Maximum* 415, 233–239. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.03.018>
- Oliveira, M.A., Andrade, C., Freitas, M.C., Costa, P.J., 2009. Modeling Volume Transfer between Beach-Foredune and the Backshore by the 1755 Lisbon Tsunami at Boca Do Rio Lowland, Algarve (Portugal). *Journal of Coastal Research* 2, 1547–1551.
- Olthof, I., King, D.J., Lautenschlager, R.A., 2003. Overstory and understory leaf area index as indicators of forest response to ice storm damage. *Ecological Indicators* 3, 49–64. [https://doi.org/10.1016/S1470-160X\(03\)00010-4](https://doi.org/10.1016/S1470-160X(03)00010-4)
- Orford, J.D., Anthony, E.J., 2011. Extreme events and the morphodynamics of gravel-dominated coastal barriers: Strengthening uncertain ground. *Marine Geology* 290, 41–45. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.10.005>
- Orme, L.C., Davies, S.J., Duller, G. a. T., 2015. Reconstructed centennial variability of Late Holocene storminess from Cors Fochno, Wales, UK. *Journal of Quaternary Science* 30, 478–488. <https://doi.org/10.1002/jqs.2792>

- Orme, L.C., Reinhardt, L., Jones, R.T., Charman, D.J., Barkwith, A., Ellis, M.A., 2016. Aeolian sediment reconstructions from the Scottish Outer Hebrides: Late Holocene storminess and the role of the North Atlantic Oscillation. *Quaternary Science Reviews* 132, 15–25. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.10.045>
- Osleger, D.A., Heyvaert, A.C., Stoner, J.S., Verosub, K.L., 2009. Lacustrine turbidites as indicators of Holocene storminess and climate: Lake Tahoe, California and Nevada. *Journal of Paleolimnology* 42, 103–122. <https://doi.org/10.1007/s10933-008-9265-8>
- Otvos, E.G., 2002. Discussion of “Prehistoric Landfall Frequencies of Catastrophic Hurricanes...” (Liu and Fearn, 2000). *Quaternary Research* 57, 425–428. <https://doi.org/10.1006/qres.2002.2333>
- Pachauri, R.K., Allen, M.R., Barros, V.R., Broome, J., Cramer, W., Christ, R., Church, J.A., Clarke, L., Dahe, Q., Dasgupta, P., Dubash, N.K., Edenhofer, O., Elgizouli, I., Field, C.B., Forster, P., Friedlingstein, P., Fuglestad, J., Gomez-Echeverri, L., Hallegatte, S., Hegerl, G., Howden, M., Jiang, K., Jimenez Cisneros, B., Kattsov, V., Lee, H., Mach, K.J., Marotzke, J., Mastrandrea, M.D., Meyer, L., Minx, J., Mulugetta, Y., O’Brien, K., Oppenheimer, M., Pereira, J.J., Pichs-Madruga, R., Plattner, G.-K., Pörtner, H.-O., Power, S.B., Preston, B., Ravindranath, N.H., Reisinger, A., Riahi, K., Rusticucci, M., Scholes, R., Seyboth, K., Sokona, Y., Stavins, R., Stocker, T.F., Tschakert, P., van Vuuren, D., van Ypseren, J.-P., 2014. Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC, Geneva, Switzerland.
- Page, M.J., Trustrum, N.A., Orpin, A.R., Carter, L., Gomez, B., Cochran, U.A., Mildenhall, D.C., Rogers, K.M., Brackley, H.L., Palmer, A.S., Northcote, L., 2010. Storm frequency and magnitude in response to Holocene climate variability, Lake Tutira, North-Eastern New Zealand. *Marine Geology, From mountain source to ocean sink – the passage of sediment across an active margin, Waipaoa Sedimentary System, New Zealand* 270, 30–44. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.10.019>
- Park, L.E., 2012. Comparing Two Long-Term Hurricane Frequency and Intensity Records from San Salvador Island, Bahamas. *Journal of Coastal Research* 28, 891–902. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-11-00065.1>
- Parris, A.S., Bierman, P.R., Noren, A.J., Prins, M.A., Lini, A., 2010. Holocene paleostorms identified by particle size signatures in lake sediments from the northeastern United States. *Journal of Paleolimnology* 43, 29–49. <https://doi.org/10.1007/s10933-009-9311-1>
- Parris, A.S., Bierman, P.R., Noren, A.J., Prins, M.A., Lini, A., 2009. Holocene paleostorms identified by particle size signatures in lake sediments from the northeastern United States. *J Paleolimnol* 43, 29–49. <https://doi.org/10.1007/s10933-009-9311-1>
- Parsons, M.L., 1998. Salt Marsh Sedimentary Record of the Landfall of Hurricane Andrew on the Louisiana Coast: Diatoms and Other Paleoindicators. *Journal of Coastal Research* 14, 939–950. <https://doi.org/10.2307/4298846>
- Peeters, P., Schoorens, J., Cornec, E.L., Michard, B., Lechat, M., 2009. Définition de l’alea submersion marine sur le site de la Grande Plage de Gâvres (Morbihan). *La Houille Blanche* 45–51. <https://doi.org/10.1051/lhb:2009004>
- Peng, Y., Xiao, J., Nakamura, T., Liu, B., Inouchi, Y., 2005. Holocene East Asian monsoonal precipitation pattern revealed by grain-size distribution of core sediments of Daihai Lake in Inner Mongolia of north-central China. *Earth and Planetary Science Letters* 233, 467–479. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.02.022>
- Pereira, A.S., 2009. The Opportunity of a Disaster: The Economic Impact of the 1755 Lisbon Earthquake. *The Journal of Economic History* 69, 466–499. <https://doi.org/10.1017/S0022050709000850>
- Péret, J., Sauzeau, T., 2014. Xynthia ou la mémoire réveillée. Des villages charentais et vendéens face à l’océan (XVIIIe-XXIe siècles). Geste, La Crèche.
- Perignon, Y., Le Crom, I., 2015. Challenging best knowledge to real conditions on the SEMREV marine test site, in: European Wave and Tidal Energy Conference. Nantes, France.
- Pierce, J.W., 1970. Tidal Inlets and Washover Fans. *The Journal of Geology* 78, 230–234. <https://doi.org/10.1086/627504>
- Pilarczyk, J.E., Dura, T., Horton, B.P., Engelhart, S.E., Kemp, A.C., Sawai, Y., 2014. Microfossils from coastal environments as indicators of paleo-earthquakes, tsunamis and storms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Selected Papers, Geologic Problem Solving with Microfossils* 413, 144–157. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.06.033>
- Pineau-Guillou, L., Lathuilière, C., Magne, R., Louazel, S., Corman, D., Perherin, C., 2012. Sea levels analysis and surge modelling during storm Xynthia. *European Journal of Environmental and Civil Engineering* 16, 943–952. <https://doi.org/10.1080/19648189.2012.676424>

- Pinegina, T.K., Bourgeois, J., 2001. Historical and paleo-tsunami deposits on Kamchatka, Russia: long-term chronologies and long-distance correlations. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 1, 177–185. <https://doi.org/10.5194/nhess-1-177-2001>
- Pinto, J.G., Zacharias, S., Fink, A.H., Leckebusch, G.C., Ulbrich, U., 2009. Factors contributing to the development of extreme North Atlantic cyclones and their relationship with the NAO. *Climate Dynamics* 32, 711–737. <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0396-4>
- Piotrowska, N., 2013. Status report of AMS sample preparation laboratory at GADAM Centre, Gliwice, Poland. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B Beam Interactions with Materials and Atoms* 294, 176–181. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2012.05.017>
- Pirazzoli, P.A., 1991. *World Atlas of Holocene Sea-Level Changes*. Elsevier Oceanography Series, Amsterdam.
- Pirazzoli, P.A., Regnaud, H., Lemasson, L., 2004. Changes in storminess and surges in western France during the last century. *Marine Geology, Storms and their significance in coastal morpho-sedimentary dynamics* 210, 307–323. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.05.015>
- Pitra, P., Boulvais, P., Antonoff, V., Diot, H., 2008. Wagnerite in a cordierite-gedrite gneiss: Witness of long-term fluid-rock interaction in the continental crust (Ile d'Yeu, Armorican Massif, France). *American Mineralogist* 93, 315–326. <https://doi.org/10.2138/am.2008.2597>
- Poirier, C., Tessier, B., Chaumillon, E., 2017. Climate control on late Holocene high-energy sedimentation along coasts of the northeastern Atlantic Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 485, 784–797. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.07.037>
- Polonia, A., Bonatti, E., Camerlenghi, A., Lucchi, R.G., Panieri, G., Gasperini, L., 2013. Mediterranean megaturbidite triggered by the AD 365 Crete earthquake and tsunami. *Scientific Reports* 3. <https://doi.org/10.1038/srep01285>
- Pottier, P., Chadenas, C., Lamberts, C., 2018. Trop de monde à l'Île d'Yeu? Pression touristique et capacité d'accueil. *Les Cahiers Nantais* 2017, 31–40.
- Pottier, P., Robin, M., 1997. L'île d'Yeu, un espace convoité : développement et aménagement. *Mappemonde, revue internationale de cartographie* 18–23.
- Pouzet, P., Creach, A., Godet, L., 2015. Dynamique de la démographie et du bâti dans l'ouest du Marais poitevin depuis 1705. *Noröis* 234, 83–96. <https://doi.org/10.4000/noröis.5589>
- Pouzet, P., Maanan, M., Piotrowska, N., Baltzer, A., Stéphan, P., Robin, M., 2018a. Chronology of Holocene storm events along the European Atlantic coast: New data from the Island of Yeu, France. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 42, 431–450. <https://doi.org/10.1177/0309133318776500>
- Pouzet, P., Maanan, M., Schmidt, S., Athimon, E., Robin, M., 2019. Correlating three centuries of historical and geological data for the marine deposit reconstruction of two depositional environments of the French Atlantic coast. *Marine Geology* 407, 181–191. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.10.014>
- Pouzet, P., Robin, M., Decaulne, A., Gruchet, B., Maanan, M., 2018b. Sedimentological and dendrochronological indicators of coastal storm risk in western France. *Ecological Indicators* 90, 401–415. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2018.03.022>
- Pries, A.J., Miller, D.L., Branch, L.C., 2008. Identification of Structural and Spatial Features that Influence Storm-Related Dune Erosion along a Barrier-Island Ecosystem in the Gulf of Mexico. *Journal of Coastal Research* 24, 168–175. <https://doi.org/10.2112/06-0799.1>
- Proctor, C.J., Baker, A., Barnes, W.L., Gilmour, M.A., 2000. A thousand year speleothem proxy record of North Atlantic climate from Scotland. *Climate Dynamics* 16, 815–820. <https://doi.org/10.1007/s003820000077>
- Pugh, D.T., 1996. *Tides, surges and mean sea-level*. John Wiley & Sons Ltd, New Jersey.
- Raji, O., Dezileau, L., Tessier, B., Niazi, S., Snoussi, M., Von Grafenstein, U., Poujol, A., 2018. Climate and tectonic-driven sedimentary infill of a lagoon as revealed by high resolution seismic and core data (the Nador lagoon, NE Morocco). *Marine Geology* 398, 99–111. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.01.010>
- Raji, O., Dezileau, L., Von Grafenstein, U., Niazi, S., Snoussi, M., Martinez, P., 2015. Extreme sea events during the last millennium in the northeast of Morocco. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 15, 203–211. <https://doi.org/10.5194/nhess-15-203-2015>
- Raji, O., Niazi, S., Snoussi, M., Dezileau, L., Khouakhi, A., 2013. Vulnerability assessment of a lagoon to sea level rise and storm events: Nador lagoon (NE Morocco). *Journal of Coastal Research* 1, 802–807. <https://doi.org/10.2112/SI65-136.1>
- Ramirez-Herrera, M.T., Cundy, A., Kostoglodov, V., Carranza-Edwards, A., Morales, E., Metcalfe, S., 2007. Sedimentary record of late-Holocene relative sea-level change and tectonic deformation from the Guerrero Seismic Gap, Mexican Pacific Coast. *The Holocene* 17, 1211–1220. <https://doi.org/10.1177/0959683607085127>

- Ramírez-Herrera, M.-T., Lagos, M., Hutchinson, I., Kostoglodov, V., Machain, M.L., Caballero, M., Goguitchaichvili, A., Aguilar, B., Chagué-Goff, C., Goff, J., Ruiz-Fernández, A.-C., Ortiz, M., Nava, H., Bautista, F., Lopez, G.I., Quintana, P., 2012. Extreme wave deposits on the Pacific coast of Mexico: Tsunamis or storms? — A multi-proxy approach. *Geomorphology* 139–140, 360–371. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.11.002>
- Reardon, B.A., Pederson, G.T., Caruso, C.J., Fagre, D.B., 2008. Spatial Reconstructions and Comparisons of Historic Snow Avalanche Frequency and Extent Using Tree Rings in Glacier National Park, Montana, U.S.A. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 40, 148–160. [https://doi.org/10.1657/1523-0430\(06-069\)\[REARDON\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1657/1523-0430(06-069)[REARDON]2.0.CO;2)
- Regnauld, H., 1999. L'élévation et les variations du niveau marin à l'Holocène terminal dans l'Ouest français : une approche par les dépôts de tempêtes [Sea-level elevation and variation during late holocene in western France ; storm surge relicts as indicators]. *Quaternaire* 10, 181–188. <https://doi.org/10.3406/quate.1999.1641>
- Regnauld, H., Coccagn, J.-Y., Saliege, J.-F., Fournier, J., 1995. Mise en évidence d'une continuité temporelle dans la constitution de massifs dunaires du Sud-Boréal (3600 BP) à l'Actuel sur le littoral septentrional de la Bretagne: un exemple dans l'Anse du Verger (Ille-et-Vilaine). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes* 321, 303–310.
- Regnauld, H., Jennings, S., Delaney, C., Lemasson, L., 1996. Holocene sea-level variations and geomorphological response: An example from northern Brittany (France). *Quaternary Science Reviews, L. Ortlieb* 15, 781–787. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(96\)00070-4](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(96)00070-4)
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.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, K.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.S.M., Plicht, J. van der, 2013. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887. https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947
- Renard, J., 2005. La Vendée, un demi-siècle d'observation d'un géographe. Presses Universitaires de Rennes, collection « Espaces et Territoires », Rennes.
- Ritchie, J.C., McHenry, J.R., 1990. Application of Radioactive Fallout Cesium-137 for Measuring Soil Erosion and Sediment Accumulation Rates and Patterns: A Review. *Journal of Environmental Quality* 19, 215–233. <https://doi.org/10.2134/jeq1990.00472425001900020006x>
- Robbins, J.A., Krezoski, J.R., Mozley, S.C., 1977. Radioactivity in sediments of the Great Lakes: Post-depositional redistribution by deposit-feeding organisms. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 325–333. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90217-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90217-5)
- Rodríguez-Ramírez, A., Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L., Clemente, L., Belluomini, G., Manfra, L., Improta, S., de Andrés, J., 1996. Recent coastal evolution of the Doñana National Park (SW Spain). *Quaternary Science Reviews, L. Ortlieb* 15, 803–809. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(96\)00068-6](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(96)00068-6)
- Rogers, J.C., 1990. Patterns of Low-Frequency Monthly Sea Level Pressure Variability (1899–1986) and Associated Wave Cyclone Frequencies. *Journal of Climate* 3, 1364–1379. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1990\)003<1364:POLFMS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1990)003<1364:POLFMS>2.0.CO;2)
- Rogers, J.C., 1984. The Association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.* 112, 1999–2015. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1984\)112<1999:TABTNA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1984)112<1999:TABTNA>2.0.CO;2)
- Rovera, G., Lopez Saez, J., Corona, C., Stoffel, M., Berger, F., 2013. Preliminary quantification of the erosion of sandy-gravelly cliffs on the island of Porquerolles (Provence, France) through dendrogeomorphology, using exposed roots of Aleppo pine (*Pinus halepensis* Mill.). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 36, 181–187.
- Roy, P.D., Caballero, M., Lozano, R., Ortega, B., Lozano, S., Pi, T., Israde, I., Morton, O., 2010. Geochemical record of Late Quaternary paleoclimate from lacustrine sediments of paleo-lake San Felipe, western Sonora Desert, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 586–596. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.11.009>
- Ruiz, F., Borrego, J., López-González, N., Abad, M., González-Regalado, M.L., Carro, B., Pendón, J.G., Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., Prudêncio, M.I., Dias, M.I., 2007. The geological record of a mid-Holocene marine storm in southwestern Spain. *Geobios* 40, 689–699. <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2006.12.003>
- Ruz, M.H., Héquette, A., Maspataud, A., 2009. Identifying Forcing Conditions Responsible for Fore-dune Erosion on the Northern Coast of France. *Journal of Coastal Research* 356.

- Ruz, M.-H., Meur-Ferec, C., 2004. Influence of high water levels on aeolian sand transport: upper beach/dune evolution on a macrotidal coast, Wissant Bay, northern France. *Geomorphology* 60, 73–87. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2003.07.011>
- Sabatier, F., Anthony, E.J., Héquette, A., Suanez, S., Musereau, J., Ruz, M.-H., Regnaud, H., 2009. Morphodynamics of beach/dune systems: examples from the coast of France. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 15, 3–22. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.7461>
- Sabatier, P., 2009. Reconstitution des événements climatiques extrêmes (crues et tempêtes) au cours de l'Holocène dans le Golfe d'Aigues-Mortes (Sud de la France) (phdthesis). Université de Montpellier 2.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Briqueu, L., Colin, C., Siani, G., 2010. Paleostorm events revealed by clay minerals and geochemistry in coastal lagoon: a study case of Pierre Blanche (NW Mediterranean Sea). *Sedimentary Geology* 228, 205–217.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Colin, C., Briqueu, L., Bouchette, F., Martinez, P., Siani, G., Raynal, O., Von Grafenstein, U., 2012. 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research* 77, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.09.002>
- Sabatier, P., Dezileau, L., Condomines, M., Briqueu, L., Colin, C., Bouchette, F., Le Duff, M., Blanchemanche, P., 2008. Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (Hérault, South of France). *Marine Geology* 251, 224–232. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.03.001>
- Sallenger, A.H., 2000. Storm Impact Scale for Barrier Islands. *Journal of Coastal Research* 16, 890–895.
- Santisteban, J.I., Mediavilla, R., López-Pamo, E., Dabrio, C.J., Zapata, M.B.R., García, M.J.G., Castaño, S., Martínez-Alfaro, P.E., 2004. Loss on ignition: a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments? *Journal of Paleolimnology* 32, 287–299. <https://doi.org/10.1023/B:JOPL.0000042999.30131.5b>
- Sarrazin, J.-L., 2012. « Vimers de mer » et sociétés littorales entre Loire et Gironde (XIVe-XVIe siècle). *Norois* n° 222, 91–102.
- Satta, A., Snoussi, M., Puddu, M., Flayou, L., Hout, R., 2016. An index-based method to assess risks of climate-related hazards in coastal zones: The case of Tetouan. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 175, 93–105. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2016.03.021>
- Sauzeau, T., 2014. L'histoire, les tempêtes et la prospective littorale face aux changements climatiques, in: Laget, F., Vrignon, A. (Eds.), *S'adapter à La Mer : L'homme, La Mer et Le Littoral Du Moyen Âge à Nos Jours, Enquêtes et Documents*. Presses universitaires de Rennes, Rennes, pp. 71–86.
- Scheffers, A., Engel, M., Scheffers, S., Squire, P., Kelletat, D., 2012. Beach ridge systems – archives for Holocene coastal events? *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 36, 5–37. <https://doi.org/10.1177/0309133311419549>
- Scheffers, A., Kelletat, D., 2003. Sedimentologic and geomorphologic tsunami imprints worldwide—a review. *Earth-Science Reviews* 63, 83–92. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(03\)00018-7](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(03)00018-7)
- Schmidt, S., Howa, H., Diallo, A., Martín, J., Cremer, M., Duros, P., Fontanier, C., Deflandre, B., Metzger, E., Mulder, T., 2014. Recent sediment transport and deposition in the Cap-Ferret Canyon, South-East margin of Bay of Biscay. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, Submarine Canyons: Complex Deep-Sea Environments Unravelling by Multidisciplinary Research* 104, 134–144. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.06.004>
- Schoenenwald, N., 2013. Les tempêtes en France et dans les îles Britanniques: des aléas aux événements (phdthesis). Université Panthéon-Sorbonne - Paris I.
- Schumacher, B.A., 2002. Methods for the Determination of Total Organic Carbon (TOC) in Soils and Sediments, NCEA-C-1282. U.S. Environmental Protection Agency, National Exposure Research Laboratory, Washington, DC.
- Schweingruber, F.H., 2012. *Tree Rings: Basics and Applications of Dendrochronology*. Springer Science & Business Media, Boston.
- Schweingruber, F.H., 1996. *Tree rings and environment dendroecology*. Haupt, Berne, Stuttgart, Vienna.
- Scileppi, E., Donnelly, J.P., 2007. Sedimentary evidence of hurricane strikes in western Long Island, New York. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8, 25. <https://doi.org/10.1029/2006GC001463>
- Scoffin, T.P., 1993. The geological effects of hurricanes on coral reefs and the interpretation of storm deposits. *Coral Reefs* 12, 203–221. <https://doi.org/10.1007/BF00334480>
- Scott, D.B., Collins, E.S., Gayes, P.T., Wright, E., 2003. Records of prehistoric hurricanes on the South Carolina coast based on micropaleontological and sedimentological evidence, with comparison to other Atlantic Coast records. *GSA Bulletin* 115, 1027–1039. <https://doi.org/10.1130/B25011.1>

- Sedrati, M., Anthony, E.J., 2007. Storm-generated morphological change and longshore sand transport in the intertidal zone of a multi-barred macrotidal beach. *Marine Geology* 244, 209–229. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.07.002>
- Sellier, D., 2007. Relief et patrimoine géomorphologique du Pays de Guérande. *Les Cahiers du Pays de Guérande* 39–61.
- Shah-Hosseini, M., Morhange, C., De Marco, A., Wante, J., Anthony, E.J., Sabatier, F., Mastronuzzi, G., Pignatelli, C., Piscitelli, A., 2013. Coastal boulders in Martigues, French Mediterranean: evidence for extreme storm waves during the Little Ice Age. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues* 57, 181–199. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2013/S-00132>
- Shennan, I., 1986a. Flandrian sea-level changes in the Fenland. II: Tendencies of sea-level movement, altitudinal changes, and local and regional factors. *Journal of Quaternary Science* 1, 155–179. <https://doi.org/10.1002/jqs.3390010205>
- Shennan, I., 1986b. Flandrian sea-level changes in the Fenland. I: The geographical setting and evidence of relative sea-level changes. *Journal of Quaternary Science* 1, 119–153. <https://doi.org/10.1002/jqs.3390010204>
- SHOM, 2017. *Références altimétriques maritimes (RAM) du SHOM, édition 2017*. SHOM, Brest.
- Shroder, J., 1980. Dendrogeomorphology: review and new techniques of tree-ring dating. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 4, 161–188. <https://doi.org/10.1177/030913338000400202>
- Slobbe, E. van, Vriend, H.J. de, Aarninkhof, S., Lulofs, K., Vries, M. de, Dircke, P., 2013. Building with Nature: in search of resilient storm surge protection strategies. *Natural Hazards* 66, 1461–1480. <https://doi.org/10.1007/s11069-013-0612-3>
- Snoussi, M., Ouchani, T., Khouakhi, A., Niang-Diop, I., 2009. Impacts of sea-level rise on the Moroccan coastal zone: Quantifying coastal erosion and flooding in the Tangier Bay. *Geomorphology, Coastal vulnerability related to sea-level rise* 107, 32–40. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.07.043>
- Sommerville, A.A., Hansom, J.D., Sanderson, D.C.W., Housley, R.A., 2003. Optically stimulated luminescence dating of large storm events in Northern Scotland. *Quaternary Science Reviews, LED* 22, 1085–1092. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00057-X](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00057-X)
- Sorrel, P., Debret, M., Billeaud, I., Jaccard, S.L., McManus, J.F., Tessier, B., 2012. Persistent non-solar forcing of Holocene storm dynamics in coastal sedimentary archives. *Nature Geoscience* 5, 892–896. <https://doi.org/10.1038/ngeo1619>
- Sorrel, P., Tessier, B., Demory, F., Delsinne, N., 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 Reviews* 28, 499–516. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.11.009>
- Speer, J.H., 2012. *Fundamentals of Tree Ring Research*, 2 edition. ed. University of Arizona Press, Tucson, Ariz.
- Sperazza, M., Moore, J.N., Hendrix, M.S., 2004. High-Resolution Particle Size Analysis of Naturally Occurring Very Fine-Grained Sediment Through Laser Diffractometry: Research Methods Papers. *Journal of Sedimentary Research* 74, 736–743.
- Stager, J.C., Cumming, B.F., Laird, K.R., Garrigan-Piela, A., Pederson, N., Wiltse, B., Lane, C.S., Nester, J., Ruzmaikin, A., 2017. A 1600-year diatom record of hydroclimate variability from Wolf Lake, New York. *The Holocene* 27, 246–257. <https://doi.org/10.1177/0959683616658527>
- Steers, J.A., Stoddart, D.R., Bayliss-Smith, T.P., Spencer, T., Durbidge, P.M., 1979. The Storm Surge of 11 January 1978 on the East Coast of England. *The Geographical Journal* 145, 192–205. <https://doi.org/10.2307/634386>
- Stéphan, P., 2011. Colmatage sédimentaire des marais maritimes et variations relatives du niveau marin au cours des 6 000 dernières années en rade de Brest (finistère). *Norois. Environnement, aménagement, société* 9–37. <https://doi.org/10.4000/norois.3659>
- Stéphan, P., Goslin, J., 2014. Holocene relative sea-level rise along the atlantic and English Channel coasts of france: reassessment of existing data using “sea-level index points” method. *Quaternaire* 25, 295–312.
- Stéphan, P., Goslin, J., Pailler, Y., Manceau, R., Suanez, S., Van Vliet-Lanoë, B., Henaff, A., Delacourt, C., 2015. Holocene salt-marsh sedimentary infilling and relative sea-level changes in West Brittany (France) using foraminifera-based transfer functions. *Boreas* 44, 153–177. <https://doi.org/10.1111/bor.12092>
- Stewart, H., Bradwell, T., Bullard, J., Davies, S.J., Gollidge, N., McCulloch, R.D., 2017. 8000 years of North Atlantic storminess reconstructed from a Scottish peat record: implications for Holocene atmospheric circulation patterns in Western Europe. *Journal of Quaternary Science* 32, 1075–1084. <https://doi.org/10.1002/jqs.2983>
- Stockdon, H.F., Holman, R.A., Howd, P.A., Sallenger, A.H., 2006. Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering* 53, 573–588. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.12.005>
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., 2008. Tree-ring analysis in natural hazards research - an overview. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8, 187–202. <https://doi.org/10.5194/nhess-8-187-2008>

- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Hassler, G.-R., 2006. Differentiating past events on a cone influenced by debris-flow and snow avalanche activity – a dendrogeomorphological approach. *Earth Surface Processes and Landforms* 31, 1424–1437. <https://doi.org/10.1002/esp.1363>
- Stoffel, M., Corona, C., 2014. Dendroecological Dating of Geomorphic Disturbance in Trees. *Tree-Ring Research* 70, 3–20. <https://doi.org/10.3959/1536-1098-70.1.3>
- Stokes, M.A., 1996. *An Introduction to Tree-ring Dating*. University of Arizona Press, Tucson, Ariz.
- Suanez, S., Cariollet, J.-M., 2010. L'action des tempêtes sur l'érosion des dunes : les enseignements de la tempête du 10 mars 2008. *Noréis. Environnement, aménagement, société* 77–99. <https://doi.org/10.4000/noréis.3212>
- Suanez, S., Fichaut, B., Magne, R., 2009. Cliff-top storm deposits on Banneg Island, Brittany, France: Effects of giant waves in the Eastern Atlantic Ocean. *Sedimentary Geology* 220, 12–28. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.06.004>
- Switzer, A.D., Jones, B.G., 2008. Large-scale washover sedimentation in a freshwater lagoon from the southeast Australian coast: sea-level change, tsunami or exceptionally large storm? *The Holocene* 18, 787–803. <https://doi.org/10.1177/0959683608089214>
- Szczuciński, W., Pawłowska, J., Lejzerowicz, F., Nishimura, Y., Kokociński, M., Majewski, W., Nakamura, Y., Pawłowski, J., 2016. Ancient sedimentary DNA reveals past tsunami deposits. *Marine Geology* 381, 29–33. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.08.006>
- Tamura, T., 2012. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth-Science Reviews* 114, 279–297. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.004>
- Taylor, R.E., 1997. Radiocarbon Dating, in: *Chronometric Dating in Archaeology, Advances in Archaeological and Museum Science*. Springer, Boston, pp. 65–96. https://doi.org/10.1007/978-1-4757-9694-0_3
- Thompson, R., Battarbee, R.W., O'Sullivan, P.E., Oldfield, F., 1975. Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology and Oceanography* 20, 687–698. <https://doi.org/10.4319/lo.1975.20.5.0687>
- Thompson, T.A., Baedke, S.J., 1995. Beach-ridge development in Lake Michigan: shoreline behavior in response to quasi-periodic lake-level events. *Marine Geology* 129, 163–174. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00110-7](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00110-7)
- Tiessen, H., Moir, J.O., 1993. Total and Organic Carbon, in: Carter, M.R. (Ed.), *Soil Sampling and Methods of Analysis*. Lewis Publishers, Boca Raton, pp. 187–199.
- Tillmann, T., Wunderlich, J., 2013. Barrier rollover and spit accretion due to the combined action of storm surge induced washover events and progradation: Insights from ground-penetrating radar surveys and sedimentological data. *Journal of Coastal Research* 1, 600–605. <https://doi.org/10.2112/SI65-102.1>
- Tisdall, E.W., McCulloch, R.D., Sanderson, D.C.W., Simpson, I.A., Woodward, N.L., 2013. Living with sand: A record of landscape change and storminess during the Bronze and Iron Ages Orkney, Scotland. *Quaternary International, Geoarchaeology: a toolbox of approaches applied in a multidisciplinary research discipline* 308–309, 205–215. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.05.016>
- Tisnérat-Laborde, N., Paterne, M., Métivier, B., Arnold, M., Yiou, P., Raynaud, S., 2010. Variability of the northeast Atlantic sea surface $\Delta 14C$ and marine reservoir age and the North Atlantic Oscillation (NAO). *Quaternary Science Reviews* 29, 2633–2646. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.06.013>
- Tonnerre, M.-A., 2001. Contribution à l'étude des tempêtes dans la Manche et en façade atlantique de la France, au nord de l'île de Noirmoutier (1965-1994) (phdthesis). Université de Lille 1.
- Touchan, R., Garfin, G.M., Meko, D.M., Funkhouser, G., Erkan, N., Hughes, M.K., Wallin, B.S., 2003. Preliminary reconstructions of spring precipitation in southwestern Turkey from tree-ring width. *International Journal of Climatology* 23, 157–171. <https://doi.org/10.1002/joc.850>
- Travis, D., Meentemeyer, V., 1991. Influence of glaze ice storms on growth rates of loblolly pine *Pinus taeda* and shortleaf pine *Pinus echinata* in the Southern Appalachian Piedmont. *Climate Research* 1, 199–205. <https://doi.org/10.3354/cr001199>
- Trouet, V., Esper, J., Graham, N.E., Baker, A., Scourse, J.D., Frank, D.C., 2009. Persistent Positive North Atlantic Oscillation Mode Dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science* 324, 78–80. <https://doi.org/10.1126/science.1166349>
- Trouet, V., Scourse, J.D., Raible, C.C., 2012. North Atlantic storminess and Atlantic Meridional Overturning Circulation during the last Millennium: Reconciling contradictory proxy records of NAO variability. *Global and Planetary Change* 84–85, 48–55. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.10.003>
- Udden, J.A., 1914. Mechanical composition of clastic sediments. *GSA Bulletin* 25, 655–744. <https://doi.org/10.1130/GSAB-25-655>
- Vallve, M.B., Martin-Vide, J., 1998. Secular Climatic Oscillations as Indicated by Catastrophic Floods in the Spanish Mediterranean Coastal Area (14th–19th Centuries). *Climatic Change* 38, 473–491. <https://doi.org/10.1023/A:1005343828552>

- van Hattum, B., Timmermans, K.R., Govers, H.A., 1991. Abiotic and biotic factors influencing in situ trace metal levels in macroinvertebrates in freshwater ecosystems. *Environmental Toxicology and Chemistry* 10, 275–292. <https://doi.org/10.1002/etc.5620100217>
- Van Vliet Lanoe, B., Goslin, J., Hallégouet, B., Hénaff, A., Delacourt, C., Fernane, A., Franzetti, M., Le Cornec, E., Le Roy, P., Pénaud, A., 2014a. Middle- to late-Holocene storminess in Brittany (NW France): Part I - morphological impact and stratigraphical record. *Holocene* 24, 413–433. <https://doi.org/10.1177/0959683613519687>
- Van Vliet Lanoe, B., Lauer, T., Meurisse-Fort, M., Gosselin, G., Frechen, M., 2017. Late Holocene coastal dune activity along the Dover Strait, Northern France – Insights into Middle Ages and Little Ice Age coastal dynamics constrained by optically stimulated luminescence dating. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 168, 53–66. <https://doi.org/10.1127/zdgg/2016/0043>
- Van Vliet Lanoe, B., Pénaud, A., Hénaff, A., Delacourt, C., Fernane, A., Goslin, J., Hallégouet, B., Le Cornec, E., 2014b. Middle- to late-Holocene storminess in Brittany (NW France): Part II - The chronology of events and climate forcing. *Holocene* 24, 434–453. <https://doi.org/10.1177/0959683613519688>
- Vance, R.E., Mathewes, R.W., Clague, J.J., 1992. 7000 year record of lake-level change on the northern Great Plains: A high-resolution proxy of past climate. *Geology* 20, 879–882. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0879:YROLLC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0879:YROLLC>2.3.CO;2)
- Viglione, A., Rogger, M., 2015. Flood Processes and Hazards, in: Shroder, J.F., Paron, P., Baldassarre, G.D. (Eds.), *Hydro-Meteorological Hazards, Risks and Disasters*. Elsevier, Boston, pp. 3–33. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-394846-5.00001-1>
- Villalba, R., Lara, A., Masiokas, M.H., Urrutia, R., Luckman, B.H., Marshall, G.J., Mundo, I.A., Christie, D.A., Cook, E.R., Neukom, R., Allen, K., Fenwick, P., Boninsegna, J.A., Srur, A.M., Morales, M.S., Araneo, D., Palmer, J.G., Cuq, E., Aravena, J.C., Holz, A., LeQuesne, C., 2012. Unusual Southern Hemisphere tree growth patterns induced by changes in the Southern Annular Mode. *Nature Geoscience* 5, 793–798. <https://doi.org/10.1038/ngeo1613>
- Vinet, F., 2010. *Le risque inondation : Diagnostic et gestion*. Tec & Doc Lavoisier, Paris.
- Vinet, F., Boissier, L., Defossez, S., 2011. La mortalité comme expression de la vulnérabilité humaine face aux catastrophes naturelles : deux inondations récentes en France (Xynthia, var, 2010). *Vertigo - la revue électronique en sciences de l'environnement* 11. <https://doi.org/10.4000/vertigo.11074>
- Vinet, F., Defossez, S., Rey, T., Boissier, L., 2012a. Le processus de production du risque « submersion marine » en zone littorale : l'exemple des territoires « Xynthia ». *Norois* 11–26.
- Vinet, F., Lumbroso, D., Defossez, S., Boissier, L., 2012b. A comparative analysis of the loss of life during two recent floods in France: the sea surge caused by the storm Xynthia and the flash flood in Var. *Natural Hazards* 61, 1179–1201. <https://doi.org/10.1007/s11069-011-9975-5>
- Visset, L., Bernard, J., 2006. Évolution du littoral et du paysage, de la presqu'île de Rhuy à la rivière d'Étel (Massif armoricain – France), du Néolithique au Moyen Âge. *ArcheoSciences. Revue d'archéométrie* 30, 143–156. <https://doi.org/10.4000/archeosciences.315>
- Visset, L., Sellier, D., L'Helgouach, J., 1995. Le paléoenvironnement de la région de Carnac. Sondage dans le marais de Kerdual, La Trinité-sur-Mer (Morbihan). *Revue Archéologique de l'Ouest* 12, 57–71. <https://doi.org/10.3406/rao.1995.1025>
- Wacker, L., Němec, M., Bourquin, J., 2010. A revolutionary graphitisation system: Fully automated, compact and simple. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B Beam Interactions with Materials and Atoms* 268, 931–934. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.10.067>
- Walling, D.E., He, Q., 1999. Improved Models for Estimating Soil Erosion Rates from Cesium-137 Measurements. *Journal of Environmental Quality* 28, 611–622. <https://doi.org/10.2134/jeq1999.00472425002800020027x>
- Wanner, H., Beer, J., Büttikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M., 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* 27, 1791–1828.
- Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S.P., Jetel, M., 2011. Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews* 30, 3109–3123. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.010>
- Wassmer, P., Schneider, J.-L., Fonfrère, A.-V., Lavigne, F., Paris, R., Gomez, C., 2010. Use of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in the study of tsunami deposits: Application to the 2004 deposits on the eastern coast of Banda Aceh, North Sumatra, Indonesia. *Marine Geology* 275, 255–272. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.06.007>
- Weisse, R., von Storch, H., Callies, U., Chrastansky, A., Feser, F., Grabemann, I., Günther, H., Pluess, A., Stoye, T., Tellkamp, J., Winterfeldt, J., Woth, K., 2009. Regional Meteorological–Marine Reanalyses and Climate

- Change Projections. *Bulletin of the American Meteorological Society* 90, 849–860. <https://doi.org/10.1175/2008BAMS2713.1>
- Wentworth, C.K., 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology* 30, 377–392. <https://doi.org/10.2307/30063207>
- Williams, D.M., Hall, A.M., 2004. Cliff-top megaclast deposits of Ireland, a record of extreme waves in the North Atlantic—storms or tsunamis? *Marine Geology* 206, 101–117. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.02.002>
- Williams, H., Choowong, M., Phantuwongraj, S., Surakietchai, P., Thongkhao, T., Kongsen, S., Simon, E., 2015. Geologic Records of Holocene Typhoon Strikes on the Gulf of Thailand Coast. *Marine Geology* 372, 66–78. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.12.014>
- Wilson, L.J., Austin, W.E.N., 2002. Millennial and sub-millennial-scale variability in sediment colour from the Barra Fan, NW Scotland: implications for British ice sheet dynamics. *Geological Society, London, Special Publications* 203, 349–365. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.203.01.18>
- Wilson, P., McGourty, J., Bateman, M.D., 2004. Mid-to late-Holocene coastal dune event stratigraphy for the north coast of Northern Ireland. *The Holocene* 14, 406–416. <https://doi.org/10.1191/0959683604hl716rp>
- Woodruff, J.D., Donnelly, J.P., Mohrig, D., Geyer, W.R., 2008. Reconstructing relative flooding intensities responsible for hurricane-induced deposits from Laguna Playa Grande, Vieques, Puerto Rico. *Geology* 36, 391–394. <https://doi.org/10.1130/G24731A.1>
- Woodruff, J.D., Donnelly, J.P., Okusu, A., 2009. Exploring typhoon variability over the mid-to-late Holocene: evidence of extreme coastal flooding from Kamikoshiki, Japan. *Quaternary Science Reviews, Quaternary Ice Sheet-Ocean Interactions and Landscape Responses* 28, 1774–1785. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.02.005>
- Xiong, H., Huang, G., Fu, S., Qian, P., 2018. Progress in the Study of Coastal Storm Deposits. *Ocean Science Journal* 53, 149–164. <https://doi.org/10.1007/s12601-018-0019-x>
- Yamaguchi, D.K., 1983. New Tree-Ring Dates for Recent Eruptions of Mount St. Helens. *Quaternary Research* 20, 246–250. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(83\)90080-7](https://doi.org/10.1016/0033-5894(83)90080-7)
- Yamaguchi, D.K., Atwater, B.F., Bunker, D.E., Benson, B.E., Reid, M.S., 1997. Tree-ring dating the 1700 Cascadia earthquake. *Nature* 389, 922–923. <https://doi.org/10.1038/40048>
- Yamasoe, M.A., Artaxo, P., Miguel, A.H., Allen, A.G., 2000. Chemical composition of aerosol particles from direct emissions of vegetation fires in the Amazon Basin: water-soluble species and trace elements. *Atmospheric Environment* 34, 1641–1653. [https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(99\)00329-5](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(99)00329-5)
- Yu, K.-F., Zhao, J.-X., Shi, Q., Meng, Q.-S., 2009. Reconstruction of storm/tsunami records over the last 4000 years using transported coral blocks and lagoon sediments in the southern South China Sea. *Quaternary International* 195, 128–137. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.05.004>
- Yu, L., Oldfield, F., Yushu, W., Sufu, Z., Jiayi, X., 1990. Paleoenvironmental implications of magnetic measurements on sediment core from Kunming Basin, Southwest China. *Journal of Paleolimnology* 3, 95–111. <https://doi.org/10.1007/BF00414065>
- Yuan, F., Koran, M.R., Valdez, A., 2013. Late Glacial and Holocene record of climatic change in the southern Rocky Mountains from sediments in San Luis Lake, Colorado, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 392, 146–160. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.09.016>
- Zaninetti, J.-M., 2006. L'urbanisation du littoral en France. *Population & Avenir* 4–8. <https://doi.org/10.3917/popav.677.0004>
- Zappa, G., Shaffrey, L.C., Hodges, K.I., Sansom, P.G., Stephenson, D.B., 2013. A Multimodel Assessment of Future Projections of North Atlantic and European Extratropical Cyclones in the CMIP5 Climate Models. *Journal of Climate* 26, 5846–5862. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00573.1>
- Zecchetto, S., Umgiesser, G., Brocchini, M., 1997. Hindcast of a storm surge induced by local real wind fields in the Venice Lagoon. *Continental Shelf Research* 17, 1513–1538. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(97\)00023-X](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(97)00023-X)
- Zhu, Z., Feinberg, J.M., Xie, S., Bourne, M.D., Huang, C., Hu, C., Cheng, H., 2017. Holocene ENSO-related cyclic storms recorded by magnetic minerals in speleothems of central China. *Proc Natl Acad Sci U S A* 114, 852–857. <https://doi.org/10.1073/pnas.1610930114>
- Zoppi, U., 2010. Radiocarbon AMS Data Analysis: From Measured Isotopic Ratios to ¹⁴C Concentrations. *Radiocarbon* 52, 165–170.
- Zourarah, B., Maanan, M., Carruesco, C., Aajjane, A., Mehdi, K., Conceição Freitas, M., 2007. Fifty-year sedimentary record of heavy metal pollution in the lagoon of Oualidia (Moroccan Atlantic coast). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 72, 359–369. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2006.11.007>

2. Sources primaires d'archives historiques

2.1. Météo France

<http://tempetes.meteofrance.fr/Tempete-du-4-decembre-1896.html>

<http://tempetes.meteofrance.fr/Tempete-du-8-au-9-janvier-1924.html>

<http://tempetes.meteofrance.fr/Tempete-du-16-au-17-novembre-1940.html>

<http://tempetes.meteo.fr/Tempete-du-12-mars-1967.html>

<http://tempetes.meteofrance.fr/Tempete-du-13-fevrier-1972.html>

<http://tempetes.meteo.fr/Tempete-du-15-decembre-1979.html>

<http://tempetes.meteofrance.fr/Daria-le-25-janvier-1990.html>

<http://tempetes.meteofrance.fr/Herta-le-03-fevrier-1990.html>

<http://tempetes.meteofrance.fr/Viviane-du-26-au-28-fevrier-1990.html>

<http://tempetes.meteofrance.fr/Martin-les-27-et-28-decembre-1999.html>

2.2. Archives municipales de Nantes (AM.N)

1038 W 327

23 Z 355

24 PRES 152, 05/02/1990, Presse Océan

24 PRES 152, 27-28/02/1990, Presse Océan

24 PRES 270, 30/12/1999, Presse Océan

24 PRES 271, 06/01/2000, Presse Océan

304 PRES 838, 12/01/2014, Presse Océan

55PRES21 03/03/1811, Presse Océan

7 PRES 15 – 25/02/1838

2.3. Archives départementales de Loire-Atlantique (AD.LA)

109 S 167, 05/11/1927

2 E 382, fol. 4

3 Z 195

575 S 1

75 W 274, 12/05/1941

75 W 274, 18/02/1941

75 W 274, 31/12/1940

7 R 1/1509

7 S 181

2.4. Archives départementales de Vendée (AD.V)

1856 W 38

1 M 558

78/31 1953-1975 – tempête du 13 février 1972

8 B 32

BIB B 1036/1-2

H 71

2.5. Archives nationales de Paris (AN.P)

1AP/1974, MIC/1AP/1974, pièce n°50 (microfilm)

1AP/1976, MIC/1AP/1976, pièce n°167, (microfilm)

1 AP 2132

2.6. Autres sources primaires

Barbot A., 1886-1889-1890, « *Histoire de La Rochelle* », publication par Denys d'Aussy M, in A.H.S.A, t. XIV, XVII et XVIII, Paris-Saintes.

Beaune C., *Journal d'un bourgeois de Paris, 1405-1449*, 1990, Livre de Poche, Paris.

Briand J., 2017, « *Un compte d'exploitation salicole dans la Baie (1463-1484) : présentation et édition commentée* », in Laget, F., Josserand, P., Rabot, B., *Entre terre et mer. Sociétés, campagnes et littoraux dans l'Ouest atlantique*. Mélanges offerts à Jean-Luc Sarrazin, PUR, Rennes, p. 157-168.

Briand J., 2006, « *L'exploitation de salines à la fin du Moyen Âge : les possessions des Blanchet dans la baie de Bourgneuf* », in Hocquet, J-C., Sarrazin, J-L. (dir.), *Le sel de la Baie. Histoire, archéologie, ethnologie des sels atlantiques*, PUR, Rennes, p. 125-136.

Coutume de l'île de Bouin publiée par Luneau M. et Gallet E., *Documents sur l'île de Bouin, Nantes, 1874*, pièce justificative n° I.

DDRM de la Vendée version 2012

De Bourdigne J., 1529a, *Hystoire agregative des Annalles et cronicques Daniou*, contenant le commencement et origine avecques partie des chevaleureux et marciaulx gestes des magnanimes princes, consulz, contes et ducz Daniou. [...] Recueillies et mises en forme par noble et discret missire Jehan de Bourdigne, prestre, docteur es droictz et depuis reveues et additionnees par le diateur, impr. Galliot du Pré, Paris, troisième partie, fol. 161 ;

De Bourdigne J., 1529b, *ibid.*, fol. 146.

De La Boutetière, L., 1877, *Cartulaire de l'abbaye de Saint-Jean d'Orbestier (1107-1454)*, in *A.H.P.*, Poitiers, tome VI, pièce n°194, p. 232-234.

Debresme M., « *Journal de Marc Debresme (1700-1784)* », in *Bulletin et Mémoires de la Société archéologique et historique de Charente*, t. XIII, 1922, p. 79-126.

- De Cagny P., 1902, Chroniques, publiées par Moranvillé H., impr. Daupeley-Gouverneur, Paris.
- Hickey K.R., 1997, Documentary records of coastal storms in Scotland, 1500-1991 A.D., 2 volumes, Thesis, Coventry University, Coventry.
- Hiret J., 1618, Des antiquités d'Anjou, impr. Anthoine Hernault, Angers, p. 191 ;
https://francearchives.fr/file/0d31b1371ab1324afb6b5dd3e835fc11092a6890/static_5099.pdf
<http://www.bretagne.developpement-durable.gouv.fr/etude-vimers-des-evenements-de-tempete-en-bretagne-a2705.html>
- Journal de la Charente Inférieure, 01/03/1838 – 04/04/1838
- Journal L'Union Bretonne – 11/01/1877 (numérisation)
- Journal de la Charente inférieure, 09/12/1896
- Journal Ouest-Eclair, 10/01/1924
- Journal La Vendée républicaine, 12/01/1924, n°2073
- Journal L'Etoile de la Vendée, 13/01/1924, n°4359
- Kemmener, 1888, Histoire de L'île de Ré, L'insula Rhéa, impr. Jeanne d'Arc, Saint-Martin de Ré, p. 13 et p. 312, vol. 2, de la 1ere édition (1868)
- Lemarchand A., 1857, Méd. Toussaint, ms. 976, copie du XVIII^e siècle, original perdu, fol. 7 v^o-8 r^o, vues 13-14 ; « *Journal des événements qui sont arrivés en Anjou depuis l'an 1447 jusqu'à l'an 1499, par messire G. Oudin, prêtre-sacriste de l'abbaye de Notre-Dame du Ronceray* », R.A.M-L, p. 1-16 et 129-144, 1858, p. 65-88. La donnée concernée a été publiée en 1857, p. 8.
- Le Marin 20 janvier 1978 N°1595
- MetMar 1978 N°101
- Ministère de la culture et de la communication, 2011, « *Archives* », Chiffres clés – statistiques de la culture, PDF online :
- Roger B., 1852, « *Histoire d'Anjou* », in R.A.M-L, publication par A. Lemarchand, p. 346-347.
- Sarrazin, J-L., 2016a, « *La saliculture atlantique française au péril de la mer (XIV^e-XVI^e siècle)* », in Le Bouëdec, G., Cerino, C. (dir), La maritimisation du monde de la préhistoire à nos jours. Enjeux, objets et méthodes, PUPS, Paris, p. 167-190.
- Sarrazin, J-L, 2016b, « *Les marais salants à l'épreuve des vimers (XV^e- début du XVI^e siècle)* », Bulletin de la Société des historiens du Pays de Retz, hors-série de l'année 2016, Marais du Pays de Retz. Géohistoire d'un espace conquis, p. 85-92.
- Tardy P., 2000, "*Cahiers de la mémoire, revue d'art & tradition populaires d'archéologie et d'histoire*", n°75.

Liste des publications et communications

1. Publications scientifiques

- Pouzet, P., Maanan, M., Piotrowska, N., Baltzer, A., Stéphan, P., Robin, M., 2018a. “Chronology of Holocene storm events along the European Atlantic coast: New data from the Island of Yeu, France”. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 42 (4), 431-450.
- Pouzet, P., Robin, M., Decaulne, A., Gruchet, B., Maanan, M., 2018b. “Sedimentological and dendrochronological indicators of coastal storm risk in western France”. *Ecological Indicators* 90, 401–415.
- Pouzet, P., Maanan, M., Schmidt S., Athimon E., Robin, M., 2019. “Three centuries of historical and geological data for the marine deposit reconstruction: examples from French Atlantic coast”. *Marine Geology* 407(C), 181-191.
- Pouzet, P., Creach, A., Godet, L., 2015. “Dynamique de la démographie et du bâti dans l’ouest du Marais poitevin depuis 1705”. *Norois* 234, 83–96.
- Kerguillec R., Audère M., Baltzer A., Debaine F., Fattal P., Juigner M., Launeau P., Le Mauff B., Luquet F., Maanan M., Pouzet P., Robin M., Rollo N., **en préparation**. “The OR2C: a new regional observatory of coastal erosion and coastal floods in the Pays de la Loire region (France)”. *Ocean & Coastal Management*.

2. Communications scientifiques

- Pouzet P., Robin M., Decaulne A., Maanan M., octobre 2018. “A dendrochronological proxy to document recent violent windy storms in Western France” (communication), *Coastal Hazards in Africa*, Tetouan.
- Athimon E., Sauzeau T., Pouzet P., Maanan M., janvier 2018. “Les riverains de l’Atlantique français sous la tempête (XIV^e – XX^e siècles)” (communication), *Géohistoire des risques « naturels »*, *Journée d’études du Centre de formation sur l’environnement et la société – Ecole normale supérieure*, Paris.
- Pouzet P., Maanan M., Schmidt S., Athimon E., Robin M., avril 2017. “Recent marine deposits reconstruction of two depositional environments of the French Atlantic coast” (communication), *European Geosciences Union 2017*, Vienne.
- Pouzet P., Maanan M., Schmidt S., Athimon E., Robin M., octobre 2018. “Combining sedimentological and historical archives to document 150 years of extreme wave events in the Petite Mer de Gâvres lagoon, Western France” (poster), *Coastal Hazards in Africa*, Tetouan.

Pouzet P., Maanan M., Piotrowska N., Baltzer A., Stephan P., Robin M., avril 2017. “Review of the late-Holocene storm events along the European Atlantic coasts” (poster), *European Geosciences Union 2017*, Vienne.

Pouzet P., Athimon E., Maanan M., Robin M., avril 2018. “Couplage sédimentologique et historique pour l’étude de paléovénements extrêmes aux Traicts du Croisic” (poster), *Journées Scientifiques de l’Université de Nantes - L’observation du littoral au service des politiques publiques*, Nantes.

3. Vulgarisation scientifique

Athimon E., Pouzet P., Maanan M., mars 2016. “ Les aléas météo-marins au cours de l'histoire : étude, impacts, réactions et adaptation” (communication), *Communication publique devant des élus et acteurs de la société civile, organisée par l’Association du Musée du Sable, dans le cadre d’un Projet Investissement d’Avenir, en partenariat avec le média numérique régional « Culture Science », et en collaboration avec le Lycée Sainte-Marie-du-Port d’Olonne-sur-Mer*, Olonne-sur-Mer.

Pouzet P., Athimon E., avril 2018. “La recherche sur les tempêtes en France, entre histoire et géosciences” (communication), *Communication éducative devant les enfants des écoles de la communauté d’agglomération Les Sables-d’Olonne-Agglomération, dans le cadre du « Congrès des Jeunes Chercheurs 2018 » organisé par l’école de St Elme des Sables d’Olonne*, Olonne-sur-Mer.

Pouzet P., octobre 2017. “ Analyse multiscalaire de paléovénements extrêmes sur la côte atlantique française” (communication), *Séminaire des doctorants du laboratoire Littoral Environnement Télédétection Géomatique (LETG) 2017*, Angers.

Athimon E., Pouzet P., Maanan M., mars 2017. “ Reconstitution des événements météorologiques extrêmes à l’aide des multi-indicateurs” (communication), « *Quels littoraux pour demain ?* » 6èmes Journées littorales de la Fondation de France, Paris.

Pouzet P., avril 2018. “ L’histoire des risques en région Pays de la Loire”, *Risques Côtiers - La lettre de l’Observatoire Régional des Risques Côtiers (OR2C) en Pays de la Loire* 4, 4-5.

Pouzet P., février 2018. “ Analyse multiscalaire de paléovénements extrêmes sur la côte atlantique française” (poster), *Journées de l’Ecole Doctorale Sciences de la Mer et du Littoral 2018*, Plouzané.

Implication universitaire

1. Enseignements universitaires

Heures d'enseignements effectuées (eq. TD) : 101

- 2017 – 2018 : 35h eq. TD

- *Les Systèmes d'Information Géographique*, L3 Professionnelle Protection de l'environnement (UFR Sciences et Techniques de l'Université de Nantes) : TD
- *Le paysage en géographie*, L1 de Géographie (IGARUN) : TD

- 2016 – 2017 : 44h eq. TD

- *Modélisation des flux sédimentaires*, M1 Géographie et Aménagement (IGARUN) : CM et TD
- *Les indicateurs du risque*, M2 Cartographie des Espaces à Risques (IGARUN) : TD
- *Les Systèmes d'Information Géographique*, L3 Professionnelle Protection de l'environnement (UFR Sciences et Techniques de l'Université de Nantes) : CM et TP

- 2015 – 2016 : 22h eq. TD

- *Les Systèmes d'Information Géographique*, L3 Professionnelle Protection de l'environnement (UFR Sciences et Techniques de l'Université de Nantes) : CM et TP
- *Les statistiques*, L1 de Géographie (IGARUN) : TD

- Heures de formations doctorales suivies entre 2015 et 2018 (ED DEGEST puis ED SML) : 100

2. Encadrements universitaires

- 2017 – 2018 :

- LAMINE Asmaa, co-encadrement de stage de fin d'études, « *Construction d'une base de données SIG pour la spatialisation des tempêtes le long de la côte atlantique française* », M2 SIG et Gestion du Territoire (Université Hassan II Casablanca), laboratoire LETG, février – juillet 2018
- GUILLAUMIN Léa, co-encadrement de stage de fin d'études, « *Structuration d'un SIG pour la gestion du risque de rupture de digues* », M2 Cartographie des Espaces à Risques (IGARUN), DREAL des Pays de la Loire, février – juillet 2018

- 2016 – 2017 :

- BARBIN Florent, BARRANGER Laure, GUILLAUMIN Léa, MARCHIX Claire, SIMOES VIEIRA Bastien, co-encadrement de diagnostic territorial, « *Phénomènes tempétueux et sociétés en baie de Bourgneuf du XVIII^e au XXI^e siècle* », M1 Géographie et Aménagement (IGARUN), octobre 2016 – mai 2017
- TAILFER Marine, co-encadrement de stage de fin d'études, « *La connaissance et le suivi des ouvrages hydrauliques au sein du service de contrôle de la sécurité des ouvrages hydrauliques* », M2 Cartographie des Espaces à Risques (IGARUN), DREAL des Pays de la Loire, février – juillet 2017
- GRUCHER Bastien, encadrement de stage au laboratoire de géographie physique, « *Prélèvements et analyse sédimentologiques pour la détermination d'évènements extrêmes passés* », L3 de géographie (IGARUN), février – juin 2016
- GUILLAUMIN Léa, encadrement de stage bénévole au laboratoire de géographie physique, « *Initiation à la sédimentologie* », M1 Géographie et Aménagement (IGARUN), mai –juin 2017

- 2015 – 2016 :

- VINET Manon, co-encadrement de stage de fin d'études, « *L'organisation en situation de crise et la gestion du risque submersion marine à l'échelle d'un service de contrôle de la sécurité des ouvrages hydrauliques* », M2 Cartographie des Espaces à Risques (IGARUN), DREAL des Pays de la Loire, février – juillet 2016
- BRIEAU Léa, encadrement de stage bénévole au laboratoire de géographie physique, « *Initiation à la sédimentologie* », L3 de géographie (IGARUN), juin 2016
- PEROYS Bertille, encadrement de stage bénévole au laboratoire de géographie physique, « *Initiation à la sédimentologie* », L3 de géographie (IGARUN), mai 2016

3. Responsabilités universitaires

- Depuis 2017 : Représentant doctorant élu au conseil d'OSU de l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Nantes Atlantique (OSUNA, UMS 3281)

- 2016 – 2017 : Représentant doctorant élu au conseil scientifique de l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Nantes Atlantique (OSUNA, UMS 3281)

- Depuis 2016 : Membre du conseil scientifique de l'association du Musée du Sable, Le Château-d'Olonne

Table des sigles et abréviations

^{137}Cs : Césium 137

^{14}C : Carbone 14, ou radiocarbone

^{210}Pb : Plomb 210

$^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$: Plomb 210 en excès

^{226}Ra : Radium 226

AA: Anticyclone des Açores (ou BH : Bermuda High)

ACP : Analyse en Composantes Principales (ou PCA : Principal Component Analysis)

AD (*après une date*) : *Anno Domini*, ou Après Jésus-Christ

AD.LA : Archives Départementales de Loire-Atlantique

AD.V : Archives Départementales de Vendée

Al : Aluminium

AM.N : Archives Municipales de Nantes

AMO : Oscillation Atlantique Multidécennale (ou Atlantic Multidecadal Oscillation)

AMOC : Atlantic Meridional Overturning Circulation (ou partie de la circulation thermohaline)

AMS : Accelerator Mass Spectrometry

AN.P : Archives Nationales de Paris

APn : Nombre d'Arbres Perturbés pendant l'année NovOct n

AVn : Nombre d'Arbres Vivants pendant l'année NovOct n

BC : Before Christ, ou Avant Jésus-Christ

BP : Before Present, ou Avant le temps présent (calibré à 1950 après Jésus-Christ)

Br : Brome

Ca : Calcium

CaCO_3 : Carbonate de Calcium

CET : Cyclones Extratropicaux

CFCS : Constant Flux, Constant Sedimentation Rate

Ch : Chrome

Cl : Chlore

CP : Composantes Principales (ou PC : Principal Component)

CRHIA : Centre de Recherches en Histoire Internationale et Atlantique

Co : Cobalt

CO_2 : Dioxyde de Carbone

CTSD : Cliff-top storm deposit

Cu : Cuivre
D10 : Dixième décile
D90 : Quatre-vingt-dixième décile
DGPS : Differential Global Positioning System, ou GPS différentiel
DI : Dépression d'Islande
DPM : Domaine Public Maritime
EASE : European Atlantic Stormy Event (ou période d'augmentation de l'activité tempétueuse le long de la côte atlantique européenne)
EE : Évènement Extrême
e.g. : par exemple (du latin *exemplī grātia*)
ENSO : El Niño - Southern Oscillation
EPOC : Laboratoire Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux
Fe : Fer
GADAM : Gliwice Absolute Dating Methods Centre
GIEC : Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat
GM : Grain Moyen
 $\text{H}_3\text{O}^+\text{Cl}^-$: Acide Chlorhydrique (ou HCl)
hPa : hectopascal
IFREMER : Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer
IGN : Institut national de l'information géographique et forestière
INSEE : Institut National de la Statistique et des Études Economiques
IPVn : Indice de Perturbation Végétale de l'année NovOct n (en pourcentage)
K : Potassium
LCn : Largeur du Cerne de l'année NovOct n
LCn-1 : Largeur du Cerne de l'année NovOct n-1
LETG : Laboratoire Littoral Environnement Télédétection Géomatique
LOI : Loss on Ignition, ou Perte au feu
 $\text{Mg}(\text{ClO}_4)_2$: Perchlorate de Magnésium (ou Anhydronne)
Mn : Manganèse
MO : Matière Organique
n.st : nouveau style
 $\text{Na}_6\text{O}_{18}\text{P}_6$: Héxamétaphosphate de Sodium
Ni : Nickel
NovOct : Année allant du début du mois de novembre n-1 à la fin du mois d'octobre de l'année n

Table des sigles et abréviations

O² : Dioxygène (ou couramment appelé Oxygène)
OCM : Optimum Climatique Médiéval (ou MWP : Medieval Warm Period)
ONA : Oscillation Nord Atlantique (ou NAO : North Atlantic Oscillation)
ONML : Observatoire National de la Mer et du Littoral
P : Phosphore
PACS : Plateforme technique Analyse des Carottes Sédimentaires
PAG : Petit Âge Glaciaire (ou LIA : Little Ice Age)
PB : Pen Bron
Pb : Plomb
pH : potentiel hydrogène
PMG : Petite mer de Gâvres
pMC : percent modern carbon
Rb : Rubidium
S : Soufre
SCOPIX : Système de radiographie X
SHOM : Service Hydrographique et Océanographie de la Marine Nationale
Si : Silicium
SM : Susceptibilité Magnétique
Smp. : Sample = Echantillon
SIG : Système d'Information Géographique
Sr : Strontium
TDC : Traicts du Croisic
TELC : Taux d'Evolution de la Largeur des Cernes entre les années NovOct n-1 et n (en pourcentage)
Ti : Titane
uwnd : eastward wind = vent d'est pour la réanalyse
V : Vanadium
vwnd : northward wind = vent de nord pour la réanalyse
XRF : X-ray fluorescence, ou Fluorescence des Rayons X
Y : Yttrium
YSP : Yeu Stormy Period, ou période tempétueuse détectée sur l'Île d'Yeu
Zn : Zinc
ZNIEFF : Zone Naturelle d'Intérêt Ecologique, Faunistique et Floristique
ZPS : Zone de Protection Spéciale
Zr : Zirconium

Table des figures

Figure 1 Représentations de la variation climatique de l'hémisphère nord à trois échelles temporelles différentes : A- sur les 150 000 dernières années (données extraites de Jouzel et al. (1987)) ; B- sur les 10 000 dernières années (informations extraites de Wanner et al. (2011) à partir des données issues de Bond et al. (2001 et 1997)) ; C- sur les 1500 dernières années (données extraites de Mann et al. (2009b)).	13
Figure 2 Représentations de la variation eustatique mondiale à trois échelles temporelles différentes : A- sur les 200 000 dernières années (données extraites de Guilcher (1969)) ; B- sur les 2000 dernières années (données extraites de Fairbridge (1961)) ; C- depuis 1860 AD (données extraites de Church and White (2011)).	15
Figure 3 Présentation des différentes échelles spatiales et temporelles employées dans la thèse.	18
Figure 4 Paramètres météo-marins de formation d'une surcote et plus généralement d'aléa de submersion marine.	29
Figure 5 Mécanismes de submersion marine.	30
Figure 6 Schématisation de la première méthode publiée de détection sédimentologique de paléoevénements extrêmes côtiers. A : Méthode de détection des cônes de tempête dans un marais, un lac ou une lagune situé en arrière d'une dune. B : Représentation des carottes sédimentaires extraites et identification des couches sableuses marines. Figure traduite et extraite de Liu et Fearn (2000a). Contenu non modifié.	33
Figure 7 Présentation des deux scénarios de dépôts marins dans un marais côtier durant un événement extrême.	44
Figure 8 Représentation schématique de l'utilisation de la technique de pontage entre différents échantillons de bois lors d'une datation croisée en dendrochronologie. Figure extraite et traduite de Schweingruber (2012). Contenu non modifié.	50
Figure 9 Marques d'inclinaison d'un l'arbre après des avalanches et coulées torrentielles : Observation de la déformation visuelle du tronc (A), et de la variation visuelle (B) et mesurée (C) des largeurs des cernes de croissance. Figure extraite et traduite de Stoffel et Corona (2014), non modifiée.	52
Figure 10 Déformation d'un tronc par le vent observée le long de la côte atlantique française (Dune de Pen Bron) – mars 2017.	53
Figure 11 Caractérisation synthétique des types de trait de côte en France. Figure réalisée par J-C. Bodéré et L. Pourinet, non modifiée.	62
Figure 12 Caractérisation du trait de côte le long des littoraux atlantiques français. Figure réalisée par J-C. Bodéré et L. Pourinet, non modifiée.	63
Figure 13 Hauteur significative des houles avec période de retour de cent ans. Figure traduite extraite de Nicolae Lerma et al. (2015), non modifiée.	65
Figure 14 Niveaux d'eau observés (en centimètre) au marégraphe, niveaux d'eau prédits et surcotes instantanées observées au port de La Rochelle – La Pallice. Les données de niveau d'eau prédites sont les données officielles du SHOM. Figure extraite et traduite de Pineau-Guillou et al. (2012), non modifiée.	67
Figure 15 Carte de simulation des niveaux d'eau établie par le BRGM (mars 2010, BRGM/RP-58261-FR, p36). Figure extraite de Chauveau et al. (2011), modifiée.	68

Figure 16 Elévation holocène du niveau marin relatif pour les neuf segments de côte le long de la façade Manche-Atlantique française, avec N étant le nombre de points constituant le graphique. Figure extraite de Stéphan and Goslin (2014), non modifiée.	70
Figure 17 Climatologie mensuelle de la ville de Nantes entre 1981 et 2010. Source : Météo-France, figure extraite du site internet.	71
Figure 18 A : Variation de densité de population entre 1999 et 2005. B : Croissance de la population littorale entre 1999 et 2005 : fort impact des flux migratoires. Figures tirées d'INSEE et SOeS (2009), non modifiées.	73
Figure 19 Évolution de la distribution spatiale des surfaces bâties de 1705 à 2006 dans la partie ouest du marais poitevin. Figure extraite de Pouzet et al, 2015, non modifiée.	74
Figure 20 Évolution de la distribution spatiale du bâti à L'Aiguillon-sur-Mer et La Faute-sur-Mer de 1705 à 2006. Figure extraite de Pouzet et al. (2015), non modifiée.	74
Figure 21 Jours d' « ouragan » observés et concomitance avec des marées de forts coefficients. Figure extraite de Feuillet et al (2012), non modifiée.	79
Figure 22 Localisation des trois terrains d'étude.	84
Figure 23 Schématisation de la continuité temporelle des trois terrains étudiés.	85
Figure 24 Evolution possible d'une lagune carottée entre l'actuel et une période ancienne.	96
Figure 25 Carottage au Beeker en zone de slikke – août 2016.	98
Figure 26 Carottage au vibracore en espace de schorre – mai 2017.	99
Figure 27 Banc d'ouverture de carottes sédimentaires de la PACS – mai 2017.	100
Figure 28 Banc de photographie de carottes sédimentaires de la PACS – mai 2017.	100
Figure 29 Exemple de log visuel réalisé pour la carotte prélevée au marais de la Guerche de l'Île d'Yeu.	100
Figure 30 Les 1360 échantillons provenant des carottages effectués au Beeker triés au laboratoire LETG – novembre 2016.	102
Figure 31 Préparation des échantillons pour la méthode de LOI – février 2017.	103
Figure 32 Présentation des différents instruments utilisés pour les analyses sédimentologiques.	103
Figure 33 Prélèvement d'une carotte dendrochronologique – avril 2017.	118
Figure 34 Prélèvement d'une rondelle de bois sur un arbre abattu durant l'hiver 2016-2017– avril 2017.	118
Figure 35 Présentation de l'axe dendrochronologique CD – avril 2017.	119
Figure 36 Les carottes préparées sur leur socle et les tubes de prélèvement utilisés pour le séchage – mai 2017.	120
Figure 37 Plateforme d'analyse dendrochronologique – juin 2017.	121
Figure 38 Exemple de courbes dendrochronologiques obtenues à partir du logiciel Tsapwin © pour l'échantillon numéro 10 : A : Axe A-B non affecté par les vents violents (rayon A en jaune, B en bleu). B : Axe C-D affecté par les vents violents (rayon C en jaune, D en bleu).	123
Figure 39 Hypothèse d'observation dendrochronologique suite à un impact venteux extrême.	124
Figure 40 Localisation de la maille utilisée pour la réanalyse par rapport à la zone boisée de Pen Bron.	134
Figure 41 Détermination de l'origine et de la direction du vent à partir de l'orientation calculée en degrés.	135
Figure 42 Synthèse des méthodes employées et structuration des trois chapitres 4, 5 et 6.	136
Figure 43 Occupation du sol de l'Île d'Yeu en 2013. Figure extraite de l'article de Charrier (2018), non modifiée.	146

Figure 44 Présentation des trois marais carottés sur l'Île d'Yeu.....	147
Figure 45 Elévation holocène du niveau marin relatif de la côte vendéenne à partir de 35 points. Figure extraite de Stéphan and Goslin (2014), non modifiée.	149
Figure 46 Datations et modèle d'âge/profondeur des trois carottes prélevées à l'Île d'Yeu.	155
Figure 47 Log de la carotte de la Coulée Verte et interprétation de sa lithostratigraphie.	159
Figure 48 Log de la carotte du marais de la Guerche et interprétation de sa lithostratigraphie.	159
Figure 49 Log de la carotte du marais de la Croix et interprétation de sa lithostratigraphie.....	159
Figure 50 Détermination des YSP par la comparaison des cinq indicateurs tempétueux : le grain moyen, la proportion de MO, le taux de sable et la radioactivité des éléments Ca et Sr, mesurés dans les trois carottes différentes.	164
Figure 51 Analyse des phases tempétueuses holocènes à l'échelle du bassin nord-est atlantique, comparaisons avec le climat de l'atlantique nord et extrapolation avec les autres principaux bassins océaniques de l'hémisphère nord.....	170
Figure 52 Présentation des terrains de la Petite mer de Gâvres et des Traicts du Croisic.	182
Figure 53 MNT (source : IGN) et sédiments de surface dans le secteur de la Petite mer de Gâvres (source : SHOM, non modifiée).....	184
Figure 54 Occupation du sol de la Petite mer de Gâvres lors d'une basse mer de moyenne marée. Figure extraite de la thèse de Le Corre (2009), non modifiée.	184
Figure 55 Géologie et géomorphologie simplifiée des Traicts du Croisic. Figure extraite de l'ouvrage de Ménéteau (2018), non modifiée.	186
Figure 56 MNT (source : IGN/SHOM) et sédiments de surface dans le secteur des Traicts du Croisic (source : SHOM, mis à jour).	187
Figure 57 Datations et modèle d'âge/profondeur des deux carottes prélevées à la PMG et aux TDC.....	193
Figure 58 Log de la carotte L3M de la Petite mer de Gâvres et interprétation de sa lithostratigraphie.	198
Figure 59 Log de la carotte T3M des Traicts du Croisic et interprétation de sa lithostratigraphie.	198
Figure 60 Tempêtes et tempêtes avec submersions marine durant le PAG le long de la côte atlantique française. Figure traduite issue d'Athimon and Maanan (2018), non modifiée.	202
Figure 61 Analyse des événements extrêmes millénaires à l'échelle du de la côte nord atlantique française et comparaisons avec les principales influences océano-climatiques.	209
Figure 62 Présentation des stations carottées pour l'analyse anthropocène de la Petite mer de Gâvres et des Traicts du Croisic.	224
Figure 63 Détail des résultats des datations isotopiques effectuées aux ²¹⁰ Pb et ¹³⁷ Cs.	230
Figure 64 Résultats de l'ACP : Position de chacun des échantillons et des 18 variables sur les deux axes correspondants aux deux CP.....	233
Figure 65 Dendrogramme créé à partir de la matrice des distances des 18 variables et discrétisation automatisée selon deux, trois et quatre groupes.	233
Figure 66 Synthèse des résultats de l'ACP et de la discrétisation automatisée effectuée pour les 18 variables.	234
Figure 67 Combinaison d'indicateurs sédimentologiques pour les carottes extraites aux TDC.	240

Table des figures

Figure 68 Combinaison d'indicateurs sédimentologiques pour les carottes extraites à la PMG.....	240
Figure 69 Localisation du site de prélèvement dendrochronologique et rappel de la position de la station de carottage sédimentaire ainsi que de la maille utilisée pour la réanalyse météorologique (indiqué en A).	246
Figure 70 Étude des vents dominants sur la dune de Pen Bron durant la période 1994 – 2012.....	247
Figure 71 Distribution temporelle des perturbations observées dans les cernes de croissance (signaux tempétueux et bois de réaction), et détails du calcul de l'Indice de Perturbation Végétale (IPV).	248
Figure 72 Indice de Perturbation Végétale (IPV) au cours des années NovOct.....	250
Figure 73 Moyenne des dix relevés de vent les plus puissants pour chaque année NovOct.....	254
Figure 74 Caractérisation par réanalyse des vents par années NovOct entre novembre 1993 et octobre 2012.	255
Figure 75 Relevés issus de la réanalyse de vents intenses (A) et extrêmes (B) par années NovOct entre novembre 1993 et octobre 2012.	255
Figure 76 Enregistrements de vents durant les tempêtes du 13 mars 1967 AD (A), 13 février 1972 AD (B) et 15 décembre 1979 AD (C). Les cartographies du vent proviennent du site internet de Météo France.....	257
Figure 77 Focalisation des résultats sédimentologiques des Traicts du Croisic pour la période post-1955 AD.....	258
Figure 78 Synthèse des différents résultats obtenus aux trois échelles temporelles différentes dans cette thèse.....	270

Sauf mention contraire indiquée en légende, toutes les figures présentées dans cette thèse ont été réalisées par l'auteur.

Table des tableaux

Tableau 1 Classification Météo France des vents violents supérieurs ou égaux à la force 10 de l'échelle de Beaufort. Tableau issu de Météo France, non modifié.	27
Tableau 2 « Vimers » ayant touché le littoral atlantique. Tableau issu de Sarrazin (2012), non modifié.	49
Tableau 3 Références Altimétriques Maritimes (en mètre) de plusieurs ports de la côte atlantique française. Source : SHOM, 2017. PHMA : niveau des plus hautes mers astronomiques. PMVE : niveau des pleines mers de vives-eaux. PMME : niveau des pleines mers de mortes-eaux. NM : niveau moyen. BMME : niveau des basses mers de mortes-eaux. BMVE : niveau des basses mers de vives-eaux. PBMA : niveau des plus basses mers astronomiques. Données extraites de la version 2017 du RAM.	66
Tableau 4 Échelle de taille de grains adoptée pour les données sédimentologiques issues de GRADISTAT. Tableau tiré de Blott and Pye (2001), non modifié.	107
Tableau 5 Matrice des corrélations de l'ensemble des indicateurs utilisés au cours du travail de thèse. Le dégradé de bleu expose les corrélations positives, et le dégradé de rouge les corrélations négatives.	116
Tableau 6 Détail des échantillons, résultats de la datation AMS du ^{14}C et calibration pour l'Île d'Yeu.	154
Tableau 7 Détail des échantillons, résultats de la datation AMS du ^{14}C et calibration pour la PMG et les TDC.	192
Tableau 8 Matrice des corrélations des éléments géochimiques.	231
Tableau 9 Résultats de l'ACP : poids de chaque composante principale dans l'explication de la variance.	232
Tableau 10 Comparaison par année NovOct des résultats dendrochronologiques avec les tempêtes récentes inventoriées.	252

Sauf mention contraire indiquée en légende, tous les tableaux présentés dans cette thèse ont été réalisés par l'auteur.

Table des matières

Remerciements.....	2
Sommaire.....	6
Avant-Propos.....	8
Introduction générale.....	10
1. Climatologie et eustatisme.....	12
1.1. Variations climatiques passées.....	12
1.2. Variations eustatiques passées.....	14
2. Objectifs généraux et structuration de la thèse.....	16
2.1. Une prise de recul selon trois échelles temporelles distinctes.....	16
2.2. Problématiques, hypothèses et structuration de la thèse.....	18
Chapitre 1 : État de l’art.....	20
Sommaire du chapitre 1.....	22
Introduction.....	24
1. Définition des paléovénements extrêmes côtiers.....	25
1.1. Évènements et paléovénements.....	25
1.2. Les évènements extrêmes le long de la côte atlantique française.....	26
1.2.1. Les tempêtes.....	26
1.2.2. Surcotes et submersions marines.....	28
1.2.3. Les tsunamis.....	31
2. La paléotempestologie.....	33
2.1. Les méthodes de la paléotempestologie.....	33
2.1.1. Les premiers travaux de Liu et Fearn dans les années 90.....	33
2.1.2. Développement de méthodes depuis les travaux de Liu et Fearn.....	35

2.1.3. Autres méthodes d'analyse d'impacts tempétueux côtiers passés	37
2.2. Intérêts et limites de la paléotempéologie.....	38
2.2.1. Liens entre périodes tempétueuses et variations océano-climatiques	38
2.2.1.1. L'intérêt de lier paléoevènements et mécanismes influenceurs	38
2.2.1.2. Présentation de quelques conclusions tirées à l'échelle mondiale.....	39
2.2.1.3. L'ONA au centre des discussions des études européennes	40
2.2.2. L'estimation complexe de la récurrence d'un évènement extrême passé	41
2.2.3. Une distinction complexe entre submersion marine et tsunami	41
2.3. La paléotempéologie sur les côtes macrotidales atlantiques françaises.....	42
2.3.1. La difficile application de la méthode sur les côtes macrotidales	42
2.3.2. Terminologie employée selon les échelles temporelles d'analyse.....	43
2.3.3. Etapes de caractérisation d'un évènement extrême.....	44
3. Les données historiques	47
4. La dendrochronologie	50
4.1. Présentation générale et principales applications	50
4.2. Méthodologie pour identifier l'aléa tempétueux	51
Conclusion	54
Chapitre 2 : Présentation de la zone d'étude	56
Sommaire du chapitre 2	58
Introduction	60
1. Présentation de la côte atlantique française	61
1.1. Le cadre environnemental	61
1.1.1. Présentation de la géologie	61
1.1.2. Présentation de la géomorphologie côtière	62
1.1.3. Présentation des paramètres morfo-dynamiques	64
1.1.3.1. Caractérisation de la houle	64
1.1.3.2. Marées et surcotes	66
1.1.3.3. La remontée du niveau de la mer	68

1.1.3. Présentation de la climatologie	71
1.2. Les principaux enjeux	72
1.2.1. Les enjeux humains et leurs causes principales	72
1.2.2. L'émergence du risque, l'exemple sud-vendéen.....	73
2. Tempêtes et submersions marines le long de la côte atlantique française	77
2.1. Caractéristiques générales des tempêtes.....	77
2.1.1. Formation, trajectoires et influences dépressionnaires	77
2.1.2. L'influence de l'Oscillation Nord Atlantique	78
2.2. Récurrence de submersions marines.....	79
2.3. Les conclusions du GIEC sur les aléas côtiers	81
3. Présentation des trois terrains d'étude	83
Conclusion	87
Chapitre 3 : Méthodologie	90
Sommaire du chapitre 3	92
Introduction	94
1. La sédimentologie.....	95
1.1. Le prélèvement de sédiments par carottage sédimentaire	95
1.1.1. Le carottier manuel « Becker »	98
1.1.2. Le carottier à percussion	98
1.2. L'ouverture des carottes et la description visuelle	99
1.3. L'échantillonnage des sédiments.....	102
1.4. Les différentes analyses sédimentologiques effectuées.....	102
1.4.1. L'estimation de la matière organique.....	102
1.4.1.1. La perte au feu.....	103
1.4.1.2. Les teneurs en carbone organique obtenues grâce à l'analyseur Carbone/Souffre.....	105
1.4.2. La granulométrie.....	105
1.4.3. La géochimie.....	107
1.4.4. L'isotopie.....	108
	321

1.4.4.1. La méthode de datation au ^{14}C	109
1.4.4.2. La méthode de datation aux ^{210}Pb et ^{137}Cs	110
1.4.5. La radiographie	112
1.4.6. La colorimétrie	112
1.4.7. La susceptibilité magnétique	113
1.5. Le croisement des données sédimentologiques pour la détection de couches allochtones aux marais	113
1.6. Les autres indicateurs potentiels écartés	117
2. La dendrochronologie	118
2.1. La méthode de prélèvement dendrochronologique	118
2.2. La préparation des échantillons	120
2.3. L'analyse à la loupe binoculaire	121
2.4. La détection de marqueurs tempétueux	123
2.4.1. Etape 1 : Détections de l'excentricité	124
2.4.2. Etape 2 : Extraction des signaux d'excentricité majeure	126
2.4.3. Etape 3 : Détermination des années NovOct probablement tempétueuses	127
3. Les analyses de données historiques	128
3.1. L'analyse bibliographique de sources scientifiques	128
3.2. Les archives anciennes	129
3.3. Les sources météorologiques de Météo-France	132
3.4. Les données de réanalyse météorologique	133
Conclusion	136
Chapitre 4 : La détection de périodes à forts impacts tempétueux holocènes	140
Sommaire du chapitre 4	142
Introduction	144
1. La détection de périodes d'augmentation d'impacts tempétueux holocènes à l'Île d'Yeu	146
1.1. Présentation du terrain d'étude	146
1.1.1. Paramètres généraux	147
1.1.2. Intérêt pour l'étude des périodes tempétueuses holocènes	149

1.2. Méthodologie appliquée	150
1.2.1. Prélèvements et analyses sédimentologiques	150
1.2.2. Datation des organismes morts au ¹⁴ C et création du modèle âge/profondeur	151
1.2.3. Comparaison avec les données bibliographiques scientifiques	152
1.3. Résultats et interprétation : Détection des incursions marines holocènes	153
1.3.1. Résultats de la datation au ¹⁴ C	153
1.3.2. Lithostratigraphie des trois marais de l'Île d'Yeu	156
1.3.2.1. La Coulée Verte	156
1.3.2.2. Le marais de la Guerche	157
1.3.2.3. Le marais de la Croix	158
1.3.3. Les évènements holocènes recensés dans les études préexistantes	159
1.4. Extraction des Yeu Stormy Periods	163
2. Synthèse tempétueuse holocène du bassin nord-est atlantique et observations mondiales	168
2.1. Approche bibliographique	168
2.2. Liens entre EASE et variations climatiques de l'atlantique nord	168
2.2.1. Détermination des EASE à l'échelle du bassin nord-est atlantique	168
2.2.2. Comparaisons avec les grandes phases climatiques holocènes	170
2.2.3. Confrontation avec les autres façades océaniques de l'hémisphère nord	172
Conclusions, limites et perspectives	173
Chapitre 5 : Reconstruction des évènements extrêmes au cours du dernier millénaire	176
Sommaire du chapitre 5	178
Introduction	180
1. Mise en évidence des évènements extrêmes au nord-ouest de la France	182
1.1. Présentation des deux terrains d'étude	182
1.1.1. Paramètres généraux	184
1.1.1.1. La Petite mer de Gâvres	184
1.1.1.2. Les Traicts du Croisic	186
1.1.2. Intérêt pour l'étude des marques d'évènements extrêmes	188

1.2. Méthodologie appliquée	189
1.2.1. Prélèvements et analyses sédimentologiques	189
1.2.2. Inter-calibration des datations ^{14}C et aux ^{210}Pb et ^{137}Cs	190
1.2.2.1. Datation des sédiments aux ^{210}Pb et ^{137}Cs pour les premiers centimètres	190
1.2.2.2. Inter-calibration avec la datation au ^{14}C des horizons plus profonds	190
1.2.3. Les documents historiques anciens analysés.....	191
1.3. Résultats et interprétation : Détection des évènements extrêmes anciens	192
1.3.1. Le couplage complexe entre les deux méthodes de datations	192
1.3.2. Lithostratigraphie des deux environnements	195
1.3.2.1. La Petite mer de Gâvres	195
1.3.2.2. Les Traicts du Croisic	197
1.3.3. Comparaison avec les données historiques pour la caractérisation des EE.....	201
1.4. Caractérisation des évènements extrêmes	202
1.4.1. Recensement d'un EE post-XVIII ^e siècle.....	202
1.4.2. Caractérisation des évènements extrêmes anciens (XIV-XVIII ^e siècles).....	203
1.4.2.1. Trois hypothèses potentielles trouvées dans les écrits liées à l'EE de 1445 AD	203
1.4.2.2. L'EE majeur de l'hiver 1351 – 1352 (n.st) AD	205
1.4.3. Autres hypothèses sédimentologiques pré-XIV ^e siècle.....	207
2. Synthèse des EE du dernier millénaire sur le nord-ouest de la France et influences océano-climatiques	209
2.1 Approche bibliographique	209
2.2. Les EE du nord-ouest de la France et leurs influences océano-climatiques	211
2.2.1. Évènements Extrêmes sur le nord-ouest de la France.....	211
2.2.2. Liens avec les variations climatiques et eustatiques	212
2.2.3. Liens avec l'Oscillation Nord Atlantique	213
Conclusions, limites et perspectives	215
Chapitre 6 : L'observation de traces de tempêtes anthropocènes.....	218
Sommaire du chapitre 6	220
Introduction	222

1. La détection de tempêtes récentes par analyse sédimentologique	224
1.1. Présentation des deux terrains d'étude	224
1.2. Méthodologie appliquée	226
1.2.1. Prélèvements et analyses sédimentologiques	226
1.2.2. Analyse statistique pour le test de nouveaux indicateurs géochimiques	226
1.2.3. Datation des sédiments superficiels au ²¹⁰ Pb et au ¹³⁷ Cs.....	227
1.2.4. Les données historiques récentes utilisées	227
1.3. Résultats et interprétation : Détection des couches marines allochtones.....	228
1.3.1. Datation et construction du modèle âge/profondeur	228
1.3.2. Développement de nouveaux indicateurs géochimiques d'occurrences marines.....	231
1.3.3. Analyse lithostratigraphique des carottes prélevées.....	235
1.3.3.1. Les Traicts du Croisic	235
1.3.3.2. La Petite mer de Gâvres	236
1.3.4. Liens avec les données historiques récentes	240
1.4. Reconstruction des tempêtes durant l'Anthropocène	240
1.4.1. Évènements détectés aux Traicts du Croisic	242
1.4.2. Évènements détectés à la Petite mer de Gâvres	244
2. Étude dendrochronologique aux Traicts du Croisic	246
2.1. Présentation de la zone boisée étudiée dans l'étude dendrochronologique	246
2.1.1. Paramètres généraux de localisation	246
2.1.2. Intérêt pour l'étude des signaux de tempêtes précises	247
2.2. Méthodologie d'analyse des événements extrêmes par dendrochronologie	247
2.2.1. L'analyse dendrochronologique.....	247
2.2.1. Les données historiques	248
2.3. Résultats et interprétation : Détection de tempêtes par dendrochronologie.....	248
2.4. Comparaison entre données dendrochronologiques et historiques	251
2.4.1. Compatibilité entre perturbations sur les arbres et occurrences tempétueuses	251
2.4.2. Comprendre les signaux enregistrés lors des années NovOct avec incompatibilité.....	255
3. Liens entre les approches sédimentologique et dendrochronologique	258
3.1. Synthétisation des résultats sédimentologiques post-1955 aux Traicts du Croisic.....	258

3.2. Atouts, limites et interrelations des travaux présentés à l'échelle anthropocène	259
3.2.1. Comparaison des résultats entre les deux méthodes utilisées aux TDC	259
3.2.2. Atouts et limites des deux approches	260
3.2.2.1. La dendrochronologie, une méthode précise mais destructrice	260
3.2.2.2. La sédimentologie, une méthode fiable dépendante de données historiques	261
3.2.3. Eléments de réflexion quant à une utilisation future de ces méthodes	261
Conclusions, limites et perspectives	263
Conclusion générale	266
1. Les variations tempétueuses locales et leurs influences océano-climatiques principales	268
1.1. YSP, EE et tempêtes détectés le long de la côte atlantique française	268
1.2. Relations avec les principaux mécanismes influenceurs	270
1.2.1. Un lien net entre périodes tempétueuses et phases de refroidissement climatique	270
1.2.2. La complexe comparaison avec l'ONA	271
1.2.3. Liens avec la hausse du niveau marin	271
2. Les liens entre les dépôts marins détectés et les aléas naturels côtiers passés	272
2.1 Le rôle déterminant de l'histoire	272
2.2. Le croisement entre sédimentologie et dendrochronologie à approfondir	273
2.3. Autres conclusions méthodologiques	275
3. Perspectives de recherche	276
3.1. Propositions pour des apports théoriques	276
3.2. Evolutions méthodologiques possibles	277
Bibliographie	278
1. Sources scientifiques	280
2. Sources primaires d'archives historiques	304
2.1. Météo France	304
2.2. Archives municipales de Nantes (AM.N)	304

Table des matières

2.3. Archives départementales de Loire-Atlantique (AD.LA).....	304
2.4. Archives départementales de Vendée (AD.V).....	305
2.5. Archives nationales de Paris (AN.P)	305
2.6. Autres sources primaires	305
Liste des publications et communications	307
1. Publications scientifiques	307
2. Communications scientifiques	307
3. Vulgarisation scientifique	308
Implication universitaire	309
1. Enseignements universitaires	309
2. Encadrements universitaires	309
3. Responsabilités universitaires	310
Table des sigles et abréviations	311
Table des figures	314
Table des tableaux	318
Table des matières	319

Titre : Étude des paléoévénements extrêmes le long de la côte atlantique française Approches sédimentologiques, dendrochronologiques et historiques

Mots clés : Risques côtiers, côte atlantique française, sédimentologie, dendrochronologie, archives historiques.

Résumé : L'objectif de cette recherche est de développer des approches méthodologiques afin de reconstituer les événements extrêmes du passé aux échelles temporelles holocène, millénaire et anthropocène. La méthodologie repose sur une approche pluridisciplinaire employant la sédimentologie, la dendrochronologie, la climatologie et l'histoire du climat. Ces approches ont été appliquées dans trois terrains d'étude : l'Île d'Yeu, les Traicts du Croisic et la Petite mer de Gâvres.

Plusieurs événements extrêmes anciens ont été identifiés et corrélés entre eux par les différentes approches. À l'échelle holocène, les périodes de forts impacts tempétueux semblent être liées aux phases de refroidissement climatique de l'atlantique nord : 600-300, 1700-1100, 2900-2500, 3500-3300,

5500-5100 et 7700-7100 cal y BP. Cependant, à l'échelle millénaire, les liens avec le changement climatique du Petit Âge Glaciaire et l'Oscillation Nord Atlantique sont plus complexes à appréhender. Le couplage des données sédimentologiques avec les archives historiques caractérise seize événements extrêmes à forts impacts environnementaux et sociétaux. L'un d'entre eux, survenu durant l'hiver 1351 – 1352 (n.st) AD, est qualifié d'« *événement millénaire* ». À l'échelle de l'anthropocène, quatre dates principales ressortent de l'analyse sédimentologique : 1990, 1972, 1940 et 1896 AD. La dendrochronologie permet de détecter dix-neuf hivers tempétueux depuis 1955 AD, ce qui a été confirmé par les archives météorologiques et les données de réanalyse. Ces différentes approches permettent d'accroître avec plus de précision la connaissance des aléas côtiers.

Title: Case studies of extreme paleoevents along the French Atlantic coast using sedimentological, dendrochronological and historical approaches

Keywords: Coastal hazards, French Atlantic coast, sedimentology, dendrochronology, historical archives.

Abstract: This study aims to develop several methodological approaches to rebuild past extreme events at the Holocene, millennial and Anthropocene timescales. The methodology is based on a multidisciplinary approach using sedimentology, dendrochronology, climatology and climate history. These approaches were applied to three study sites: the island of Yeu, the Traicts du Croisic and the Petite mer de Gâvres.

Several ancient extreme events have been identified and correlated to one another thanks to the multidisciplinary approach. At the Holocene scale, periods of strong stormy impacts seem to be bound to the North Atlantic cooling phases: 600-300, 1700-1100, 2900-2500, 3500-3300, 5500-5100 and 7700-7100 cal y BP. At the millennial scale, however, the

connections between the climate change of the Little Ice Age and the North Atlantic Oscillation are more difficult to comprehend. The coupling of sedimentological data with historical archives characterizes sixteen extreme events with high environmental and societal impacts. One of these events, which occurred during the winter of 1351-1352 (n.st) AD, has been qualified as a « *Millennium event* ». At the Anthropocene scale, the sedimentological analysis brings to light four major dates: 1990, 1972, 1940 and 1896 AD. The dendrochronological analysis proved there have been nineteen stormy winters since 1955 AD, which have been confirmed by meteorological archives and reanalysis data. These different approaches enable us to increase with more accuracy our knowledge of coastal hazards.