



HAL
open science

**Changements paléogéographiques et vestiges
archéologiques côtiers en Bretagne durant l'Holocène
moyen et récent : apports d'une approche
pluridisciplinaire et multiscalaire**

Aneta Gorczyńska

► **To cite this version:**

Aneta Gorczyńska. Changements paléogéographiques et vestiges archéologiques côtiers en Bretagne durant l'Holocène moyen et récent : apports d'une approche pluridisciplinaire et multiscalaire. Géographie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2022. Français. NNT : 2022BRES0097 . tel-04213627

HAL Id: tel-04213627

<https://theses.hal.science/tel-04213627>

Submitted on 21 Sep 2023

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.

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE
DE BRETAGNE OCCIDENTALE

ECOLE DOCTORALE N° 598

Sciences de la Mer et du littoral

Spécialité : Géographie

Par

Aneta GORCZYŃSKA

Changements paléogéographiques et vestiges archéologiques côtiers en Bretagne durant l'Holocène moyen et récent. Apports d'une approche pluridisciplinaire et multi-scalaire.

Thèse présentée et soutenue à Plouzané, le 16 décembre 2022

Unité de recherche : Laboratoire Geo-Ocean – UMR 653

Rapporteurs avant soutenance :

Agnès BALTZER, Professeure des Universités, Université de Nantes,

Françoise BOSTYN, Professeure des Universités, Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne

Composition du Jury :

Présidente : Agnès BALTZER, Professeure des Universités, Université de Nantes

Examineurs : Françoise BOSTYN, Professeure des Universités, Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne

Dominique MARGUERIE, Directeur de recherche CNRS, Université de Rennes1

Aurélien PENAUD, Maître de conférence, Université de Bretagne Occidentale

Elias LOPEZ-ROMERO, Chargé de Recherche, Instituto de Arqueologia de Mérida du Spanish National Research Council

Dir. de thèse : Bernard LE GALL, Chargé de recherche CNRS, Université de Bretagne Occidentale

Co-dir. de thèse : Serge SUANEZ, Professeur des Universités, Université de Bretagne Occidentale

Co-encadrant : Pierre STÉPHAN, Chargé de recherche CNRS, Université de Bretagne Occidentale

Invité :

Co-encadrant : Yvan PAILLER, chargé de recherche, Institut national de recherches archéologiques préventives

« ...Si nous parvenons à changer la façon dont les gens perçoivent le passé, nous pourrions peut-être les amener à réfléchir différemment à leur impact sur le présent et l'avenir... »

Fitzhugh et al., 2019

« ...Bien avant le temps où le plus vieux chêne de la Bretagne n'était pas encore un gland, la mer venait lécher librement l'enclos sacré de Languidou. La marée, deux fois par jour, remontait jusqu'au manoir (...) qui est à une lieue de la côte. (...)

Et puis, il vint un temps où la mer attrapa mal au ventre, on ne sait pas pourquoi ni comment. Peut-être à cause des péchés des hommes. À force de convulsions, elle dérouta ses courants, elle bannit ses poissons au large, elle encombra les canaux de sa vase, elle finit par dégorger, sur ses bords, les galets qui lui faisaient mal. (...) La baie de Kido se trouva barrée d'un cordon de galets polis et se dessécha derrière ce mur.... »

La légende de la chapelle de Languidou

Pierre Jakez Hélias

HAVING KIDS vs. WRITING YOUR THESIS



1. EVERYONE IN YOUR FAMILY WONDERS WHEN YOU'RE FINALLY GOING TO DO IT



2. INVOLVES A LOT OF SLEEP DEPRIVATION



3. ASKS TOO MANY QUESTIONS



4. OTHER PEOPLE JUDGE YOU FOR IT



5. NOBODY THANKS YOU FOR IT



6. IT'S NOT PERFECT, BUT YOU'RE PROUD ANYWAY

JORGE CHAN © 2018

Remerciements

Tout d'abord je tiens à remercier mes co-directeurs et mes co-encadrants de thèse, Bernard Le Gall, Pierre Stéphan, Yvan Pailler et Serge Suanez de m'avoir fait confiance pour mener à bien ce travail de recherche et de m'avoir soutenue jusqu'au bout dans cette grande aventure qu'est le doctorat.

Merci Bernard d'avoir accepté de prendre la direction de cette thèse dont le sujet s'éloigne un peu de tes thématiques de recherche. Merci pour ton soutien dans tous les moments un peu difficiles pour moi (et pas seulement). Tu as toujours été présent dès que j'en ai eu besoin. Merci pour tes relectures minutieuses des articles et tes remarques pertinentes sur mon travail. Enfin, je te remercie de m'avoir tout appris (tout de ce que j'en connais) sur la géologie du Massif Armoricain. Merci pour nos sorties terrain à la recherche des « carrières » néolithiques. J'espère avoir l'occasion à l'avenir de faire d'autres sorties géologiques avec toi.

Pierre, je te remercie sincèrement pour ton soutien tout au long de ce travail doctoral. Tu l'as suivi du début jusqu'aux dernières heures. Merci de m'avoir fait confiance au début et de m'avoir soutenue tout au long de ce parcours. Je te remercie pour ton aide sur l'organisation et le déroulé de mes missions de terrain. Merci d'avoir toujours gardé ton calme devant les aléas du terrain. L'intervention de Thor nous restera longtemps en mémoire je pense... Merci de m'avoir toujours poussée plus loin dans mes recherches et de m'avoir aidée à structurer ma pensée. Je te remercie pour les nombreux aller-retours sur mon premier article qui a été écrit, ne le cachons pas, un peu dans la douleur. Mais ça a été une expérience très formatrice pour moi. Enfin, merci pour tes relectures rapides et pertinentes au cours de ces derniers mois.

Yvan, merci de m'avoir embarquée dans cette thèse !!! Oui, sans cette rencontre je n'aurais jamais osé me lancer dans une telle aventure. Merci d'avoir cru en moi. Merci de m'avoir fait découvrir et aimer l'archéologie bretonne et bretonnante, le Pays Bigouden, l'archipel de Molène et le Pays de Léon. Merci pour ton soutien tout au long de ce travail, pour nos échanges toujours riches autour des sociétés passées. Je te remercie également pour ton soutien et ta participation dans l'organisation et la conduite des missions de prospection archéologiques. Enfin, merci pour tes relectures, tes remarques pertinentes et tes toujours bonnes idées pour aller plus loin.

Enfin, Serge, je te remercie d'avoir accepté de codiriger cette thèse durant ces derniers mois. Je te remercie également pour ton soutien tout au long de ce travail doctoral en tant que directeur et membre du laboratoire LETG.

Je tiens également à remercier mes deux rapportrices Agnès Baltzer et Françoise Bostyn, ainsi que les membres de mon jury Dominique Marguerie, Aurélie Penaud et Elías López-Romero d'avoir accepté d'évaluer ces travaux de recherche malgré les délais très courts. J'espère qu'ils trouveront les pages qui suivent dignes d'intérêt.

J'adresse également un chaleureux remerciement aux membres de mon comité de suivi individuel de thèse Dominique Marguerie, Cyril Marigny et Martial Caroff pour nos échanges riches et constructifs et pour vos remarques pertinentes.

Merci également aux membres du laboratoire LETG de m'avoir accueillie durant ces dernières années, ainsi qu'aux membres du laboratoire Geo-Ocean d'avoir soutenu ce travail de près ou de loin. Je tiens particulièrement à remercier Pascal Tarits de m'avoir fait découvrir la géophysique et de m'avoir fait confiance pour prendre en charge le matériel. Merci à Aurélie Penaud et Muriel Vidal pour nos échanges toujours très riches sur les paléoenvironnements de la Bretagne, et pas seulement. Mathias Rouan, merci pour tes conseils et ton aide avec les bases de données et les logiciels divers. Je tiens également à remercier Jean Pierre Oldra qui m'a aidé avec l'ouverture des carottages et qui a réalisé des lames minces pour les analyses pétrographiques. Merci à Véronique Cuq qui a chaleureusement accepté de m'aider sur les dernières analyses chimiques de mes carottages.

Je voudrais également remercier les gestionnaires, Margot Sauvadet, Charlotte Quinio, Isabelle Mescoff qui ont toujours été là pour trouver les solutions aux problèmes administratifs que j'ai rencontré. Merci également d'avoir suivi mes projets dont le montage a été parfois compliqué. Je remercie également Élisabeth Bondu et Aurélie Claude qui accompagnent tant les doctorants et les doctorantes de l'EDSML ! Merci également à Catherine Meur-Ferec, la directrice de l'école doctorale, qui a toujours pris le temps de répondre à mes difficultés avec bienveillance.

Également un très très grand merci à toutes celles ou tous ceux qui ont contribué à cette recherche doctorale. En effet l'acquisition d'une grande partie des données n'aurait pas pu être réalisée sans l'aide de nombreuses personnes, tant sur le terrain qu'en laboratoire. Merci d'abord à mes deux compagnons de galère, Yacine et Gaétan, qui n'ont jamais refusé de me prêter main forte pour les carottages. Merci de ne pas avoir baissé les bras même si parfois ça a été très très difficile. Ah oui, Koh-Lanta, c'est un petit pique-nique au soleil à côté de l'exploration de la vallée de Trunvel. Merci également à Charlie Mairel qui, avec son stage, a apporté beaucoup d'éléments à ce travail. Enfin, merci à tous les stagiaires issus des différents horizons qui ont participé à des missions de terrain, et pour certains aux travaux au laboratoire.

Je voudrais également remercier les habitants des secteurs étudiés, le Pays Bigouden et le Pays du Léon, qui ont (presque) toujours accueilli avec curiosité et bienveillance mes recherches sur le terrain. Merci de m'avoir laissé accéder à vos parcelles et de m'avoir ouvert les portes de vos jardins, vos granges et parfois vos maisons. Merci enfin à ceux qui ont activement participé au bon déroulement de ces missions en me prêtant main forte et parfois du matériel.

Enfin, merci à mes courageux compagnons doctorants ou déjà docteurs. Merci, Eugénie, pour ton soutien sans faille même dans les moments les plus difficiles. Johan, merci pour nos pauses ensemble et nos échanges toujours intéressants. J'espère qu'on se reverra bientôt. Déborah, Narimane, merci pour nos échanges et votre soutien quotidien. Clément, merci pour ta bienveillance et ta toujours bonne humeur. Enfin, merci à tous les doctorants que j'ai pu côtoyer dans les couloirs et les bureaux de LETG, et en particulier ceux qui m'ont tant encouragée durant ces dernières semaines.

Pour finir, je remercie très sincèrement et très chaleureusement ma famille. Merci à ma mère qui m'a toujours encouragée à faire ce qui me plaît et me passionne dans la vie, sans trop s'attarder sur les contraintes et sur ce que les autres en pensent. Merci à ma fille Ida d'avoir été, du haut de ses trois ans, patiente et compréhensive durant les dernières semaines de la rédaction. On rattrapera ce temps bientôt !!!

Enfin, merci à toi Remi !!! Tu m'as toujours encouragée dans tous mes projets personnels et professionnels. Sans toi je n'en serai sans doute pas là aujourd'hui. Merci pour ta présence, pour nos échanges, pour ton soutien, en particulier durant ces dernières semaines... Merci d'être là. Nous allons pouvoir enfin prendre un peu de temps ensemble !!!

Table de matières

Remerciements	5
Table de matières	8
Liste des Figures	13
Liste des Tableaux	21
Introduction	23
CHAPITRE I: Dynamiques morpho-sédimentaires sur le littoral de la Bretagne durant l'Holocène moyen et récent	33
Introduction.....	35
I.1 Les agents de forçages déterminant l'évolution des environnements littoraux.....	36
I.1.1 Variations du niveau marin durant l'Holocène.....	37
I.1.2 Les apports sédimentaires.....	40
I.1.3 La variabilité climatique holocène	49
I.2 L'évolution des massifs dunaires au cours de l'Holocène	53
I.2.1 Modèle d'évolution des dunes bordières	56
I.2.2 Les dunes transgressives	60
I.2.3 L'Âge des dunes en Bretagne	62
I.3 La dynamique morpho-sédimentaires des estuaires	65
I.3.1 Les estuaires dominés par les vagues	67
I.3.2 Les estuaires dominés par la marée	70
I.3.4 L'évolution des systèmes estuariens et lagunaires sur les côtes de la Bretagne.....	76
Conclusions.....	78
CHAPITRE II: Holocene evolution of coastal dunes in western France: regional reconstruction from archaeological and historical data	81
Abstract	85
Introduction.....	87
II.1 Environmental setting of the study area.....	89

II.1.2	Holocene coastal changes.....	92
II.1.3	Wind, wave and tide conditions.....	93
II.2	The Geoarchaeological Database (GAD) : methodology.....	94
II.2.1	General presentation.....	94
II.2.2	Site location.....	96
II.2.3	Stratigraphic position within the sandy sequences.....	100
II.2.4	Chronological attribution.....	100
II.2.5	Additional data.....	102
II.2.6	Radiocarbon dates.....	102
II.2.7	Archaeological-based dune stratigraphic reconstruction:.....	103
II.3	Results.....	104
II.3.1	Coastal dune archaeological remains.....	104
II.3.2	Chrono-stratigraphical reconstructions of coastal dune complexes.....	110
II.3.3	Regional chronology of coastal dunes mobility.....	120
II.4	Discussion.....	122
II.4.1	Methodological issues.....	122
II.4.2	Regional comparison.....	124
II.4.3	Driving mechanisms of coastal dune mobility.....	128
II.4.4	Pattern of Holocene coastal dune changes.....	133
	Conclusions.....	136
CHAPITRE III: L'évolution holocène des petits systèmes estuariens dans le Nord-Ouest de la France. L'exemple des vallées de Trunvel (Tréogat) et de Kerallé (Plouescat).		139
	Résumé.....	143
	Introduction.....	145
III.1	Contexte d'étude.....	147
III.1.1	La vallée de Trunvel.....	147
III.1.2	La vallée de Kerallé.....	150

III.1.3	Les changements paléoenvironnementaux holocènes sur le littoral de la Bretagne	153
III.2	Méthodologie	154
III.2.1	Tomographie de résistivité électrique.....	154
III.2.2	Prélèvement des séquences sédimentaires	154
III.2.3	Analyses sédimentologiques	154
III.2.4	Les données complémentaires.....	158
III.2.5	Les datations	159
III.3	Résultats.....	163
III.3.1	Analyses sédimentologiques	163
III.3.2	L'étude géophysique	181
III.4	Discussion	185
III.4.1	Changements morphosédimentaires holocènes.....	185
III.4.2	L'évolution des environnements estuariens	187
III.4.3	La fermeture des estuaires.....	189
III.4.4	Les facteurs contrôlant le remplissage sédimentaire	190
III.4.5	L'impacts des évènements tempétueux sur les estuaires	192
	Conclusions.....	198
	CHAPITRE IV: An interdisciplinary approach to Recent/Final Neolithic coastal gallery graves in Brittany, France. The 3D-structure, origin of rock material, and paleoenvironmental setting of the Kernic and Lerret monuments.	201
	Abstract	205
	Introduction.....	207
IV.1	General setting.....	209
IV.1.1	Archaeological setting.....	209
IV.1.2	Geological setting.....	212
IV.1.3	Geomorphological setting.....	212
IV.2	Methodology.....	214

IV.2.1	3D-imagery	214
IV.2.2	Morphology of the slabs.....	214
IV.2.3	Identification of potential source-rock material	215
IV.2.4	Slabs weight estimates.....	216
IV.2.5	Paleoenvironmental reconstructions	216
IV.2.6	Intervisibility analysis	219
IV.3	Results.....	221
IV.3.1	The Lerret gallery grave.....	221
IV.3.2	The Kernic gallery grave.....	232
IV.3.3	Intervisibility analyses	246
IV.4	Discussions and interpretations	248
IV.4.1	Two strategies for the exploitation of rock material	248
IV.4.2	A functional and symbolic interpretation of the construction material diversification	249
IV.4.3	The distribution of gallery graves in the study area.....	251
IV.4.4	Intervisibility analysis and territory patterning	252
IV.4.5	Paleoenvironmental reconstructions and their implications.....	254
	Conclusions.....	257
	Conclusions.....	261
	Synthèse de principaux résultats	264
	L'évolution des massifs dunaires au cours de l'Holocène Moyen et Final sur les côtes de la Bretagne	264
	L'évolution holocène des petits estuaires sur le littoral de la Bretagne	267
	L'allée couverte de Kernic et de Lerret : une approche pluridisciplinaire.....	271
	Perspectives.....	274
	Bibliographie	279
	ANNEXES.....	327

Liste des Figures

Figure I. 1 : L'influence des principaux agents de forçages qui déterminent l'évolution des environnements littoraux et qui intervient à différentes échelles du temps (d'après Reed et al., 2009).	36
Figure I. 2 : Taux d'élévation du niveau de la mer au cours de l'Holocène pour l'ensemble des côtes atlantiques de l'Europe dans les intervalles de 1000 ans (García-Artola et al., 2018).	38
Figure I. 3 : Courbes de remontée du niveau marin relatif pour (a) le littoral ouest de la Bretagne ; (b) pour l'ensemble des côtes atlantiques françaises ; (c) localisation des zones pour lesquelles le niveau marin a été reconstitué (d'après García-Artola et al., 2018).	39
Figure I. 4 : Système fluvial pléistocène en Bretagne et couverture de sables éoliens et de loess dans la partie occidentale de la Manche (Stéphan, 2008 d'après Antoine et al., 2003a, 2003b).....	41
Figure I. 5 : Couverture sédimentaire des fonds marins au large des côtes de Bretagne (source : https://bretagne-environnement.fr).....	43
Figure I. 6 : Enregistrements climatiques et paléoenvironnementaux pour l'Atlantique Nord et la Bretagne. (a) périodes de l'Holocène (Walker et al., 2012) ; (b) Courbe de remontée du niveau marin relatif pour le littoral ouest de la Bretagne (García-Artola et al., 2018) ; (c) Périodes de l'augmentation des décharges fluviales reconstituée pour : 1. littoral sud de la Bretagne (Penaud et al., 2020), 2. la moyenne vallée de la Loire (Arnaud-Fassetta et al., 2010 ; Castanet et al., 2015) ; (d) Phases du développement des lits de maërl : 3. l'archipel des Glénan (Grall et Hall-Spencer, 2003), 4. Belle-Île (Ehrhold et al., 2021), 5. la Rade de Brest (Ehrhold et al., 2021) ; (e) Périodes de refroidissement du climat : renforcement du transport de débris par radeaux de glace dans l'océan Atlantique Nord (Bond et al., 2001) renforcement du Gyre subpolaire dans le Golfe de Gascogne, dans l'océan Atlantique Nord-Est (Penaud et al., 2020) ; (f) Changements climatiques rapides à l'échelle mondiale (Mayewski et al., 2004) ; (g) Périodes de renforcement des conditions de tempête : 6. Les côtes atlantiques européennes (Pouzet et al., 2018) 7. Les côtes sud de la Manche (Sorrel et al., 2012) 8. Le littoral de la Bretagne (Van Vliet-Lanoë et al., 2014) 9. La rade de Brest (Ehrhold et al., 2021) 10. La baie de Quiberon (Baltzer et al., 2014) 11. L'île d'Yeu (Pouzet et al., 2018).....	46
Figure I. 7 : Schéma atmosphérique induisant les configurations climatiques au-dessus de l'Europe selon les deux différents modes de NAO : NAO+ et NAO- (d'après Morley et al., 2014).	51
Figure I. 8 : Exemple d'une dune bordière en Bretagne. Dunes de Trévignon et Loc'h Coziou, Trégunc, Finistère. (source : Google Earth).....	54
Figure I. 9 : Exemple d'un champ de dunes formé suite à une progradation du littoral. Flèche Penn ar C'hleuz, Dunes de Keremma, Trêflez, Finistère (source : Google Earth)	55
Figure I. 10 : Exemple d'un champ de dunes formé par les dunes transgressives aujourd'hui stabilisée par le couvert végétal. Dunes de Tréompan, Lampaul-Ploudalmézeau, Finistère. (source : Google Earth)	55
Figure I. 11 : Les cinq principaux stades d'évolution des dunes bordières en érosion (d'après Hesp, 2002).....	56
Figure I. 12 : Modèle d'évolution des dunes bordières des stades 3, 4 et 5 en cas de la reconstitution du couvert végétal et/ou de la réduction de l'érosion (d'après Hesp, 2002)	57
Figure I. 13 : Modèle d'évolution des dunes bordières à court terme en cas de l'érosion par les tempêtes (d'après Hesp, 2002)	58

Figure I. 14 : Modèle d'évolution des dunes bordières des stades 1, 2 et 3 à moyen terme (d'après Hesp, 2002)	58
Figure I. 15 : Modèle d'évolution des dunes bordières des stades 3 et 4 à moyen terme (d'après Hesp, 2002)	59
Figure I. 16 : Modèle d'évolution des dunes bordières de stade 5 à moyen terme (d'après Hesp, 2002).....	59
Figure I. 17 : Exemples de dunes transgressives : (a) Parc marin national de Cape Howe, Sud-Est de l'Australie ; (b) Parc national de Słowiński, Łeba, Nord de Pologne (source : Google Earth).	61
Figure I. 18 : Évolution des dunes côtières et des vallées estuariennes en Bretagne. (a) Périodes de mobilité des dunes : 1. l'Anse de Verger, Ille-et-Vilaine (Regnault et al., 1995), 2. Dune de Guendrez, Baie d'Audierne, Finistère (Haslett et al., 2000), 3. Dune de Pen-Hat, Crozon, Finistère (Meurisse-Fort, 2008), Bretagne (Van Vliet-Lanoë et al., 2016) ; (b) Évolution morphologique des vallées estuariennes : 5. Baie de Mont-Saint-Michel (Tessier et al., 2012), 6. Rade de Brest (Gregoire et al., 2017), 7. Baie de Quiberon (Baltzer et al., 2014), 8. Vallée de la Vilaine (Menier et al., 2010), 9. Partie externe et centrale de l'estuaire de la Vilaine (Traini et al., 2013), 10. Partie interne de l'estuaire de la Vilaine (Traini et al., 2013)	64
Figure I. 19 : (a) Représentation schématique d'un estuaire et (b) de la distribution de l'énergie (d'après Dalrymple et al., 1992).....	65
Figure I. 20 : (a) Représentation schématique d'un estuaire et (b) de la distribution de l'énergie (d'après Dalrymple et al., 1992).....	66
Figure I. 21 : Distribution de l'énergie (a) , schéma de caractéristiques morphologiques (b) et facies sédimentaires selon une coupe longitudinale (c) d'un estuaire dominé par les vagues (d'après Dalrymple et al., 1992).....	68
Figure I. 22 : Bloc diagramme d'un estuaire dominé par les vagues (source : https://ozcoasts.org.au).....	69
Figure I. 23 : Distribution de l'énergie (a) , schéma de caractéristiques morphologiques (b) et facies sédimentaires selon une coupe longitudinale (c) d'un estuaire dominé par la marée (d'après Dalrymple et al., 1992).....	70
Figure I. 24 : Bloc diagramme d'un estuaire dominé par la marée (source : https://ozcoasts.org.au)	71
Figure I. 25 : Schéma de l'organisation des « cortèges de dépôts » utilisé en stratigraphie séquentielle. LST : cortège de bas niveau, TST : cortège transgressif HST : cortège du haut niveau, SB : limite de séquence, RS : Ravinement Surface, MFS : surface d'enneigement maximum (Goslin, 2014; d'après Posamentier et Vail, 1988)	75
Figure II. 1 : (a) Distribution of the coastal sand-dune systems in western France (source: 1:50 000 geological map, BRGM, http://infoterre.brgm.fr); (b) Wind roses from 30 years of modelled wind data for the north, south and west coasts of Brittany (source: https://www.meteoblue.com). Tide data is obtained from the Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, SHOM-Brest.....	90
Figure II. 2 : Methodological approach applied in the present work. (a) Distribution of archaeological, historical and sedimentological remains associated to a theoretical coastal dune complex; (b) Organization of the geoarchaeological database (GAD); (c) Harris matrix deduced from available stratigraphical data. The numbers refer to newly-discovered remains.	95

Figure II. 3 : Location map of the studied coastal sand-dune systems. The numbers refer to sites listed in Table 1.....	96
Figure II. 4 : Chronological boundaries of archaeological and historical periods in western France. Chronological attributions of remains are subdivided into two precision degrees corresponding to major cultural periods (first degree) and to subdivisions of the latter (second degree).....	101
Figure II. 5 : Location maps of archaeological remains for : (a) the Neolithic period; (b) Bronze Age period; (c) Iron Age period; (d) Roman period; (e) Medieval period; (f) Modern and contemporary periods. The numbers refer to coastal dune sites listed in Table 1.	105
Figure II. 6 : Examples of archaeological remains discovered in the coastal dunes of Brittany. (a, b) Stone cists discovered around 1923 in the coastal dune of Port-Blanc (Penvénan, N Brittany) (source: Archives du service Régional d'Archéologie, Rennes); (c) Villa maritima dated to the High Roman Empire during excavation on the dune of Sables d'Or les Pins (Fréhel, N Brittany) (source: Langouët, 1979); (d) Photography of the Saint-Egarec church around 1924 (Lampaul-Plouarzel, W Brittany) (source: Yroise, Bibliothèque numérique patrimoniale de Brest); (e) Kelp kilns and iodine factory at Porspaul in Lampaul-Plouarzel around 1938 (author: Pierre Toulgouat; source: Museum of European and Mediterranean Civilizations - MUCEM); (f) Kelp kiln at Porspaul in Lampaul-Plouarzel in 2016 (author: Yves Gruet; source: Service Régional de l'Inventaire du Patrimoine en Bretagne).	107
Figure II. 7 : Coastal dunes of Molène Island (W Brittany, site no.39). (a) Location map of the archaeological remains; (b) Aerial photography of the dry stone oval houses of Beg ar Loued I site during excavation (author : Marine nationale; source: Pailler and Nicolas, 2019); (c) Harris matrix based on observations at the Beg ar Loued I and II archaeological sites; (d) Modern tomb discovered in aeolian sand during excavation of the Beg ar Loued site (source: Pailler and Nicolas, 2019). (e) Stratigraphic section in the northwestern part of the Beg ar Loued site (author: Y. Sparfel; source: Pailler and Nicolas, 2019).	111
Figure II. 8 : Coastal dunes of Goulvars (Quiberon, S Brittany, site no.70). (a) Location map of the archaeological remains; (b) Harris matrix based on observations of archaeological sites discovered in the dune complex; (c) Photography of the Goulvars II site (house S11) during the excavation stage (source: Hyvert, 1987); (d) Photography of the stratigraphic section of the M3 wall and the marine shell deposits interbedded in the eolian sand at the Goulvars II site (source: Hyvert, 1985); (e) Simplified stratigraphic section of the Goulvars II site, after Hyvert (1985).	113
Figure II. 9 : Coastal dunes of Béniguet Island (Le Conquet, W Brittany, site no.41). (a) Location map of the archaeological remains; (b) Harris matrix based on observations at the archaeological sites on Béniguet Island; (c) Stratigraphic sections observed in 2014 and 2016, after Cudennec, (2019) and Pailler and Nicolas (2022); (d) Photography of the stratigraphic section observed in 2014, (source: Cudennec, 2019).	115
Figure II. 10 : Coastal dunes of Saint-Nicolas Island (Fouesnant, W Brittany, site no.58). (a) Harris matrix based on observations of archaeological sites discovered in the dune complex; (b) Location map of the archaeological remains; (c) Stratigraphic section of the Saint-Nicolas IV, V and VI sites, after Hamon (2007).....	117
Figure II. 11 : Coastal dunes of the Audierne Bay (Plomeur, W Brittany, site no.50). (a) Harris matrix based on observations of archaeological sites discovered in the dune complex; (b) Location map of the archaeological remains; (c) Photography of the Kerharo standing stone when it was discovered in 1978 (unknown author; source: Service Régional de l'Archéologie Bretagne); (d) Photography of the Iron Age settlement of La Torche during the excavation stage (source: Kayser 1987); (e) Stratigraphic section of the Saint-Urnel site, after Giot and Monnier (1977); (f) Photography of the Saint-Urnel necropolis during the excavation stage (source: Giot and Monnier, 1975).....	119

Figure II. 12 : Compiled data about sand-drift events obtained for each dune massif (for numbers refer to Tab. II.1 and Fig. II.3). Yellow bands represent major sand-drift periods identified at a regional scale.121

Figure II. 13 : Aeolian sand-drift events on the Brittany and Atlantic coasts of France and North Atlantic climate records: Yellow and purple bands represent aeolian sand-drift events identified in this study. **(a)** Aeolian sand-drift events identified in Brittany and the Channel Islands: 1. Verger Bay, Cancale, North Brittany (Regnault et al., 1995) 2. Beach of Guendrez, Plouhinec, West Brittany (Haslett et al., 2000) 3. Dunes building phases in Brittany (Van Vliet-Lanoë et al., 2016) 4. Herm Island, Channel Islands (Bailiff et al., 2014); **(b)** Aeolian sand-drift events identified on the Atlantic coasts of France : 5. Picardy, North France (Meurisse et al., 2005) 6. Aquitaine, South-West France (Bertran et al., 2020) 7. Aquitaine, South-West France (Clarke et al., 2002); **(c)** European Atlantic Storm Periods: 8. European Atlantic storm events from Pouzet et al. (2018) 9. Holocene storm periods in northern Europe from Sorrel et al. (2012); **(d)** Hematite-stained quartz percentages record from stacked North Atlantic Ocean cores with Bond events numbered (Bond et al., 2001); **(e)** $\delta^{18}O$ curve acquired on *Ammonia falsobeccarii* benthic foraminifera from CBT-CS11 core, Northern Bay of Biscay, North-East Atlantic Ocean (Penaud et al., 2020), negative anomalies has been established in reference with the average of the considered dataset: blue (more IRD or stronger SPG) ; **(f)** North Atlantic Oscillation (NAO) index (Olsen et al., 2012) (red : positive NAO-like conditions, blue : negative NAO-like conditions); **(g)** Strengthened subpolar gyre in Bay of Biscay, North-East Atlantic Ocean (Penaud et al., 2020) and increased river activity of Middle Loire River (Arnaud-Fassetta et al., 2010); **(h)** RSL model for West Brittany (García-Artola et al., 2018).125

Figure II. 14 : Evolutionary temporal sketch of sand-dune systems and Human settlements during the last 7 000 years along the coasts of Brittany.135

Figure III. 1 : Localisation des zones d'étude. **(a)** Localisation de la Baie d'Audierne et de la Baie de Goulven ; **(b)** localisation de la Vallée de Trunvel ; **(c)** Localisation de la vallée de Kerallé. ...147

Figure III. 2: Carte géomorphologique de la zone de la vallée de Trunvel avec la localisation des carottages, des profils géophysiques et de la coupe stratigraphique (modifiée d'après Béchenec et al., 1999; Blais et al., 2011).149

Figure III. 3 : Carte géomorphologique de la partie orientale de la vallée de Kérallé avec la localisation des carottages, des profils géophysiques et de la coupe stratigraphique, modifiée d'après Hallégouët et Moign (1976) et Stéphan et al. (2018).152

Figure III. 4 : Approche méthodologique pour la classification des sédiments selon les sous-environnements de dépôt d'après (Simon et al., 2021). **(a)** Diagramme de classification des sédiments basés sur des caractéristiques texturales des échantillons collectés dans l'estuaire de Ravenglass d'après (Simon et al., 2021) et adapté aux sites d'études ; **(b)** Biplot interprété de l'analyse en composante principale (PCA) réalisé sur l'ensemble des échantillons analysés dans le cadre de cette étude.157

Figure III. 5 : Log stratigraphique, sédimentologie, image RX, photographie, taux de sédimentation, assemblage de foraminifères, le taux de la matière organique et des carbonates, profil XRF, identification des sous-environnements estuariens d'après (Simon et al., 2021) et les unités sédimentaires pour le carottage **TRU-C1** (pour l'identification des lithofaciès se référer au Tab. III.2)166

Figure III. 6 : Log stratigraphique, sédimentologie, image RX, photographie, taux de sédimentation, assemblage de foraminifères, identification des sous-environnements estuariens

d'après (Simon et al., 2021) et les unités sédimentaires pour le carottage TRU-C2 (pour l'identification des lithofaciès se référer au Tab. III.2)	167
Figure III. 7 : Log stratigraphique, sédimentologie, image RX, photographie, taux de sédimentation, assemblage de foraminifères, identification des sous-environnements estuariens d'après (Simon et al., 2021) et les unités sédimentaires pour le carottage (a) TRU-C4 et (b) TRU-C3 (pour l'identification des lithofaciès se référer au Tab. III.2)	168
Figure III. 8 : Log stratigraphique, photographie, taux de sédimentation, et unités sédimentaires pour le carottage (a) RT1 et (b) RT2 (d'après Regnaud et al., 2016), pour l'identification des lithofaciès se référer au Tab. III. 2.....	169
Figure III. 9 : Coupe stratigraphique détaillée représentant le remplissage sédimentaire de la vallée de Trunvel.	171
Figure III. 10 : Log stratigraphique, taux de sédimentation, assemblage de foraminifères, et les unités sédimentaires pour le carottage ANE-C1 (pour l'identification des lithofaciès se référer au Tab. III.2)	174
Figure III. 11 : Log stratigraphique, sédimentologie, photographie, taux de sédimentation, assemblage de foraminifères, taux de la matière organique et des carbonates, profil XRF, identification des sous-environnements estuariens d'après (Simon et al., 2021) et les unités sédimentaires pour le carottage ANE-C3 (pour l'identification des lithofaciès se référer au Tab. III.2)	175
Figure III. 12 : Log stratigraphique, sédimentologie, taux de sédimentation, assemblage de foraminifères, taux de la matière organique et des carbonates, identification des sous-environnements estuariens d'après (Simon et al., 2021) et les unités sédimentaires pour le carottage ANE-C2 (pour l'identification des lithofaciès se référer au Tab. III.2).....	176
Figure III. 13 : Log stratigraphique, du carottage ANE-C4 (pour l'identification des lithofaciès se référer au Tab. III.2)	176
Figure III. 14 : Coupe stratigraphique détaillée représentant le remplissage sédimentaire de la vallée de Kérallé établie (a) dans la vallée principale de Kérallé et (b) dans l'affluent Le Kerrus.....	178
Figure III. 15 : Profils géophysiques interprétés établies dans la vallée de Trunvel. (a) ERT-TRU-C3 ; (b) ERT-TRU-C4 ; (c) ERT-TRU-C2, (d) ERT-TRU-C1 (pour la localisation se référer à la Fig. 2)	183
Figure III. 16 : Profils géophysiques interprétés établies dans la vallée de Kérallé. (a) ERT-ANE-C4 ; (b) ERT-ANE-C2 ; (c) ERT-ANE-C3, (d) ERT-ANE-C1 (pour la localisation se référer à la Fig. 3)	184
Figure III. 17 : Évolution morphologique des deux vallées étudiées et enregistrements climatiques de l'Atlantique Nord. Les bandes vertes représentent périodes de tempêtes enregistrées dans la vallée de Trunvel, les bandes jaunes celles enregistrées dans la vallée de Kerallé. (a₁) L'évolution morphologique de la vallée de Trunvel et (a₂) les taux de sédimentation enregistrés dans les carottages RT-1, TRU-C1 et TRU-C4 ; (b₁) Évolution morphologique de la vallée de Kerallé et (b₂) les taux de sédimentation enregistrés dans les carottages ANE-C1, ANE-C3 et ANE-C2 ; (c) Les périodes de mobilité des dunes sur les côtes de la Bretagne et dans les îles Anglo-Normandes : 1. Littoral de la Bretagne (Gorczyńska et al. 2022) 2. Littoral de la Bretagne (Van Vliet-Lanoë et al., 2016) 3. L'île d'Herm, îles Anglo-Normandes (Bailiff et al., 2014) ; (d) Les périodes de tempêtes sur les côtes européennes atlantiques : 4. Les côtes atlantiques européennes (Pouzet et al., 2018) 5. Les côtes sud de la Manche (Sorrel et al., 2012) 6. Le littoral de la Bretagne (Van Vliet-Lanoë et al., 2014) 7. La rade de Brest (Ehrhold et al., 2021) 8. La baie de Quiberon (Baltzer et al., 2014) 9. L'île d'Yeu (Pouzet et al., 2018) ; (e) Augmentation de l'activité fluviale de la Loire moyenne (Arnaud-	

Fassetta et al., 2010) et renforcement du Gyre subpolaire dans le Golfe de Gascogne, dans l'océan Atlantique Nord-Est (Penaud et al., 2020); **(f)** Elévation du niveau marin relatif pour la Bretagne occidentale (García-Artola et al., 2018) ; **(g)** périodes chrono-culturelles identifiées en Bretagne.194

Figure IV. 1 : Location maps of Neolithic megaliths (including the Lerret and Kernic sites under study) in the Léon domain, western France. **(a)** Simplified geological map, modified from Caroff and Le Gall (2013). The location of the megalithic tombs is from Sparfel et al. (2004) and Sparfel and Pailler (2009). NASZ., North Armorican shear zone ; PGSZ., Porspoder-Guisseny shear zone. **(b)** Topo-bathymetric map of the Lerret-Kernic coastal area under study, modified from Hallégouët and Moign (1976), Hallégouët (1978), Suanez and Cariolet (2010), and Stéphan et al. (2018). HAT., Highest astronomical tide.....211

Figure IV. 2 : Main structural features of the Lerret gallery grave. **(a)** Plan view showing the spatial distribution of the various granitic rock types as defined in Fig. IV.2c, modified from Sparfel and Pailler (2009). Some of the numbered slabs are cited in the text. **(b)** View (looking to the NW) of the megalith at low tide. **(c)** Graph showing the respective number of each petro-structural rock type population.222

Figure IV. 3 : Morphological and geological structures of individual granitic slabs in the Lerret gallery grave. Location of slabs in Fig. IV.2a. **(a)** Fresh and weathered faces identified on slab n° 25. **(b)** Mark of removed material attributed to the Neolithic period on slab n° 17. **(c)** Metallic edge marks identified on block n° 3. **(d)** Thin section of the little strained granitic slab n°19. Discrete foliation planes (ductile strain) are outlined by elongated minerals such as quartz (Q), K-feldspars (KF) and biotites (B). Crossed nicols, x 25. **(e)** Thin section of the little strained slab n° 24. Traces of foliation planes outlined by elongated quartz (Q) and biotites (B). Crossed nicols, x 25. **(f)** Macroscopic view of the strained granitic slab n° 1. **(g)** Macroscopic view of the unstrained granitic slab n° 2.224

Figure IV. 4 : Potential source-rock material for the Lerret gallery grave. **(a)** Detailed geological map of the Lerret monument area with the location of all investigated outcrops. The arrows indicate the distance between the megalith and possible extraction zones. **(b)** Structure of the highly fractured granitic country-rocks exposed at the potential extraction site n° 1. **(c), (d)** Macroscopic (c) and microscopic (d) views of the granite at site n° 1. Crossed nicols, x 25. Same abbreviations as in Figs. IV.3d, e. **(e)** Highly fractured granitic country-rocks exposed at the potential extraction site n° 7. **(f)** Fractured granitic country-rocks exposed at site n°6 and assumed not to represent potential source material because of the small dimensions of the blocks. **(g)** Fractured granitic country-rocks exposed at site n°5. Its oversized blocks do not fit with the dimensions of the megalith slabs. **(h)** Unstrained granitic rocks exposed at site n°4, NW of the Lerret gallery grave. **(i)** Structure of the fractured granitic country-rocks occurring at the potential extraction site n° 2. Location of sites in Fig. IV.4a.226

Figure IV. 5 : Geomorphological map of the Tresseny Bay area showing the location of archaeological sites (including the Lerret gallery grave) and the cores, modified from Hallégouët (1978) and Suanez and Cariolet (2010).....229

Figure IV. 6 : Major sedimentological and paleontological attributes of the sedimentary succession cored at site G-C2 in Tresseny Bay, modified from Goslin et al. (2015) and Stéphan et al. (2015).230

Figure IV. 7 : Lithology, dating and elevation of all records in the Tresseny Bay area (according to data from Zeist, 1963; Giot et al., 1965; Hallégouët et al., 1971; Goslin et al., 2013, 2015; Stéphan et al., 2015). HSTL, high spring tide level; MTL, mean tide level.....231

Figure IV. 8 : Main structural features of the Kernic gallery grave. **(a)** Plan view of the megalith (obtained from the photogrammetric 3D-model and completed by information collected during excavation stages) showing the spatial distribution of the various granitic rock types as defined in Fig. IV.8c. Some of the numbered slabs are cited in the text. **(b)** View (looking to the SW) at low tide. **(c)** Graph showing the population of slabs of each granitic facies.....233

Figure IV. 9 : Morphological features of the slabs forming the Kernic gallery grave, based on TSL 3D-surveys. **(a)** Fresh and weathered faces identified on slab n° N1. **(b)** Fresh and weathered faces, as well as marks of removed material attributed to the Neolithic period on slab n° E3. **(c)** Marks of removed material attributed to the Neolithic period on slab n° W1. **(d)** Marks of removed material, expressed by two surfaces in horizontal and inclined attitudes, and attributed to modern or contemporary human acts on slab n° E6. Location of slabs in Fig. IV.8a.235

Figure IV. 10 : Petrography of the granitic material involved in the Kernic slabs. **(a-d)**. Macroscopic views of : the porphyric slab n° Pw17 **(a)**, the medium-graded slab n° W4 **(b)**, the fine-grained slab n° E3 **(c)**, and the medium-grained slab n° Pw2 **(d)**. **(e)**. Thin-section of the slab n° Pw5. Crossed nicols, x 25. Same abbreviations as in Figs. IV.3d, e. Location of slabs in Fig. IV.8a.237

Figure IV. 11 : Potential source-rock material of the Kernic gallery grave. **(a)** Detailed geological map of the Kernic area with the location of all investigated outcrops. Arrows indicate the distance between the megalith and possible extraction zones. **(b)** Petrography and structure of the Cleder medium-grained granite at the potential extraction site n° 6. **(b₁)** 3D-shaped blocks in a shallowly-dipping attitude position. **(b₂)** Macroscopic view. **(b₃)** Microscopic view. Crossed nicols, x 25. Same abbreviations as in Figs. IV.3d, e. **(c)** Petrography and structure of the Brignogan porphyric granite at the potential extraction site n° 5. **(c₁)** 3D-shaped blocks in a vertical attitude displaying dimensions that fit with those of the megalith slabs. **(c₂)** Macroscopic view. **(c₃)** Microscopic view. Crossed nicols, x 25. Same abbreviations as in Figs. IV.3d, e. **(d)** Petrography and structure of the Brignogan porphyric granite. **(d₁)** Vertical fracture pattern at site n° 1. **(d₂)** 3D-shaped blocks in a vertical position at site n°3. **(e)** Petrography and structure of the Mogueriec fine-grained granite. **(e₁)** 3D-shaped block displaying dimensions that fit with those of the megalith slabs. **(e₂)** Macroscopic view. **(e₃)** Microscopic view. Crossed nicols, x 25. Same abbreviations as in Figs. IV.3d, e.....240

Figure IV. 12 : Geomorphological map of the Kernic Bay area showing the location of archaeological sites (including the Kernic gallery grave) and cores, modified from Hallégouët and Moign (1976) and Stéphan et al. (2018).241

Figure IV. 13 : Major sedimentological, paleontological, and radiometric data of the sedimentary succession cored at sites ANE-C1 **(a)**, ANE-C2 **(b)** and ANE-C3 **(c)** in Kernic Bay.....243

Figure IV. 14 : Lithology, ages, and elevation data of all records in the Kernic Bay area (Briard et al., 1970; Morzadec-Kerfourn, 1974 and from BRGM, <https://infoterre.brgm.fr/>). Same abbreviations as in Fig. IV.7.245

Figure IV. 15 : Intervisibility of the funerary megaliths in the study area with their centrality index and the connection success index. **(a)** Map of intervisibility connections identified between the megalithic sites; **(b)** Degree index for all investigated monuments; **(c)** Connection success index for all investigated monuments; **(d)** Betweenness index for all investigated monuments.247

Liste des Tableaux

Tableau II. 1 : Chronological boundaries of sand drift events deduced from archaeological, historical and sedimentological data for western France.....	100
Tableau III. 1 : L'ensemble des datations au radiocarbone utilisées dans cette étude.....	162
Tableau III. 2 : L'ensemble des lithofaciès identifiées dans le cadre de cette étude.....	164
Tableau IV. 1 : Details of all radiocarbon dates (this work, previous studies). Calibrated age based on IntCal20 calibration curve (Reimer et al., 2020).....	218

Introduction

Au cours des dernières décennies, les écosystèmes ont été modifiés par l'Homme plus qu'à toute autre époque de l'histoire de l'humanité (Collins et al., 2011 ; Lewis et Maslin, 2015). Les activités anthropiques s'opèrent désormais à l'échelle globale et constituent la cause dominante de la plupart des changements environnementaux observés (Falkowski et al., 2000 ; Lewis et Maslin, 2015). Ces changements ont à leur tour des répercussions considérables sur les sociétés humaines contemporaines (Collins et al., 2011 ; Bretagnolle et al., 2019). Dans le contexte actuel d'expansion démographique de la population mondiale et d'accélération des changements climatiques, de nombreux chercheurs s'accordent sur la nécessité de mieux comprendre les interactions et les rétroactions entre les écosystèmes et les sociétés humaines. L'opinion consensuelle veut que ces processus soient mieux appréhendés et étudiés en tant que systèmes socio-écologiques complexes (e.g. Collins et al., 2011 ; Bretagnolle et al., 2019).

Il est admis que la compréhension du fonctionnement de ces socio-écosystèmes nécessite des approches pluri- et transdisciplinaires afin de mieux prendre en compte l'ensemble des processus en jeu (Collins et al., 2011 ; Bretagnolle et al., 2019). Une appréciation de leurs trajectoires sur le temps long paraît également de plus en plus fondamentale. En effet, les sociétés humaines sont depuis très longtemps des éléments à part entière des écosystèmes terrestres (Barton et al., 2004). L'état des socio-écosystèmes résulte donc d'une dynamique complexe entre ses composantes humaines et écologiques qui s'opère à différentes échelles spatiales et temporelles (Barton et al., 2004).

De ce point vu, les socio-écosystèmes côtiers constituent des objets de recherche parmi les plus dynamiques au monde. En effet, l'évolution des environnements littoraux est régie par de nombreux processus d'origine marine, terrestre et climatique qui s'opèrent sur différentes échelles de temps. Ils sont également très sensibles à l'impact anthropique (He et Silliman, 2019). L'élévation du niveau de la mer et ses conséquences en matière d'érosion et de submersion, ainsi que l'augmentation en fréquence et/ou en intensité des tempêtes extrêmes comptent parmi les changements les plus préoccupants dans des environnements côtiers dont la plupart sont désormais fortement anthropisés (e.g. Ferro-Azcona et al., 2019). En effet, ces espaces constituent des environnements de première importance pour les sociétés humaines et cela depuis la Préhistoire. En abritant des biotopes riches et diversifiés, ils sont des écosystèmes fournissant d'importantes ressources économiques aux populations. S'ils constituent aujourd'hui les territoires les plus densément occupés au monde (e.g. He et Silliman, 2019), ils concentrent également un très grand

nombre des vestiges archéologiques de toutes périodes confondues (e.g. Langouët et Daire, 2009 ; López-Romero et al., 2021 ; Haour et al., 2022 ; Henriques et al., 2022).

Située au croisement des sciences sociales et des sciences naturelles, l'archéologie en tant que discipline a été tout naturellement l'un des moteurs principaux des travaux scientifiques portant sur les relations et les interactions entre les populations humaines passées avec leur environnement naturel (Fitzhugh et al., 2019). En Bretagne, les recherches menées dans ce domaine peuvent être déclinées en cinq grandes approches.

L'une d'entre elle consiste à étudier la manière dont les populations anciennes ont exploité les ressources naturelles et en particulier les ressources marines comme les coquillages, le sel ou les poissons (e.g. Daire, 2003 ; Langouët et Daire, 2009 ; Cassen et Weller, 2013). A titre d'exemple, les travaux de Dupont et al. (2009) et de Dupont et Marchand (2021) basés sur l'analyse des coquillages marins ainsi que sur la signature isotopique des ossements humains découverts dans les sites archéologiques côtiers du Mésolithique ont conduit à un changement considérable de notre perception de ces populations. Ces études ont permis de mettre en évidence que les territoires exploités par les sociétés mésolithiques littorales ont été relativement limités spatialement, témoignant ainsi d'une mobilité réduite de ces populations et de leur forte dépendance vis-à-vis des ressources marines.

Une autre approche s'est focalisée sur l'exploitation des matières premières, et en premier lieu les matériaux lithiques. L'identification et l'étude des matières premières ou des objets de provenance lointaine ont permis de mettre en évidence des réseaux d'échange, de communication et de circulation entre les différentes régions de l'Europe atlantique au cours de la pre- et la protohistoire (e.g. Pétrquin et al., 2012 ; Cassen et al., 2016 ; Nicolas, 2016 ; Querré et al., 2019). À partir d'un ensemble d'éléments comme la circulation des objets de prestige ou le répertoire iconographique des monuments mégalithiques, Cassen et al. (2019) ont démontré que les populations littorales du Néolithique Moyen du sud de la Bretagne ont entretenu un rapport particulier avec l'espace maritime et ont sans doute maîtrisé très tôt la navigation.

Une approche différente des interactions Homme-Milieu s'est intéressée à l'empreinte croissante des populations humaines sur le couvert végétal. En Bretagne, ces changements paysagers ont été principalement étudiés à travers des données palynologiques qui ont permis de mettre en évidence, à partir du Néolithique, la déforestation progressive et l'intensification des activités agropastorales (e.g. Marguerie, 1992 ; Visset et al., 1996 ; Gaudin, 2004 ; Visset et Bernard, 2006 ; David, 2014 ; Fernane et al., 2014 ; Penaud et al., 2020 ; David et al., 2022).

Plus récemment, les données paléoclimatiques et l'analyse multi-proxi d'enregistrements sédimentaires marins ont permis de mieux appréhender, à une échelle régionale, le rôle des changements climatiques dans la dynamique des socio-écosystèmes en Bretagne (e.g. Sorrel et al., 2010 ; Baltzer et al., 2014 ; Van Vliet-Lanoë et al., 2014 ; Fernane et al., 2015 ; Penaud et al., 2020). Une étude récente basée sur l'analyse palynologique de deux carottages prélevés dans la rade de Brest a permis d'identifier une période d'augmentation significative des grains de pollen d'arbres et une franche diminution des indices d'anthropisation entre 1700 et 1200 cal BP (Lambert et al., 2020). Il est suggéré par les auteurs que cet événement reflète une augmentation des décharges fluviales dans un contexte de précipitations accrues liées à l'évolution de la circulation océanique au cours de cette période. Ils ont également émis l'hypothèse d'une déstabilisation des sociétés agraires locales, potentiellement accentuée par les facteurs climatiques.

Enfin, une dernière approche désormais courante découle directement des méthodes de fouille archéologique qui visent de plus en plus à rassembler, sur un même site, un maximum de compétences disciplinaires afin de développer des approches intégrées et interdisciplinaires d'étude des socio-écosystèmes passés (e.g. Marchand et al., 2016, 2018 ; Pailler et Nicolas, 2019 ; Marchand et Dupont, 2021). De ce point vu, la fouille du site de Beg ar Loued, dans l'archipel de Molène, constitue un véritable laboratoire de la pluridisciplinarité à partir duquel de nombreux travaux de recherche ont permis d'explorer et de mieux comprendre le mode de vie des sociétés littorales passées et leurs interrelations avec des environnements côtiers et maritimes avoisinants (Pailler et Nicolas, 2019, 2022).

Ce travail doctoral s'intéresse, quant à lui, à la composante physique des paysages littoraux, sous l'angle de la géomorphologie et de la géoarchéologie. Il a pour ambition d'apporter une contribution aux recherches menées dans ce domaine à l'échelle régionale. Comme le souligne Fitzhugh et al. (2019), toute étude des dynamiques à long terme des socio-écosystèmes nécessite des données solides sur l'évolution des environnements dans le passé. Ainsi, les reconstitutions paléogéographiques centrées sur les aspects physiques du paysage (géomorphologie, environnements sédimentaires) sont un préalable indispensable à la bonne compréhension des dynamiques des populations passées, à plus forte raison dans le cas des environnements littoraux qui ont connu des changements importants au cours de l'Holocène en réponse à l'élévation du niveau de la mer notamment.

Durant les dernières décennies, des efforts considérables ont été effectués afin de comprendre et reconstruire l'évolution holocène du niveau de la mer sur les côtes de la Bretagne (Stéphan, 2011 ; Goslin et al., 2013, 2015 ; Goslin, 2014 ; Stéphan et al., 2015 ; García-Artola et al.,

2018). Elles ont permis de proposer de premières reconstitutions paléogéographiques des zones côtières et insulaires qui ont considérablement amélioré notre compréhension des dynamiques de population (Marchand et al., 2016 ; Stéphane et al., 2019). Néanmoins, à ce jour, ces reconstitutions se basent uniquement sur des modèles de submersion passive des territoires côtiers qui consistent à faire varier les anciens niveaux marins sur le relief actuel, sans tenir compte des dynamiques sédimentaires passées et des changements morphologiques associés. Or, depuis 7000 ans environ, les littoraux ont connu une période de forte sédimentation suite à une quasi-stabilisation du niveau marin (Paskoff, 2004; Stéphane, 2019). Ce ralentissement de la transgression marine a favorisé l'accumulation des sables et des vases au sein des baies et des estuaires les plus abrités, conduisant ainsi à leur colmatage progressif. Il a permis le développement des premières barrières littorales et la mise en place des zones humides le long de la côte. Là où les stocks sédimentaires ont été suffisamment abondants et où le vent a soufflé suffisamment fort pour les mobiliser, les massifs dunaires se sont formés (Hesp, 2011; Stéphane, 2019). Malheureusement, nous manquons encore d'éléments de connaissance pour prendre en compte l'ensemble de ces dynamiques morphosédimentaires dans les reconstitutions paléogéographiques proposées à ce jour.

Pourtant, depuis une vingtaine d'années, la stratigraphie holocène des grands systèmes estuariens aujourd'hui submergés au large des côtes de l'ouest de la France a été étudiée grâce à des techniques de sismique réflexion et à l'analyse de carottages en mer (e.g. Chaumillon et al., 2008, 2010). Ainsi plusieurs recherches menées dans l'estuaire de la Vilaine (Proust et al., 2001 ; Menier, 2003 ; Menier et al., 2006, 2010 ; Sorrel et al., 2010 ; Traini et al., 2013), dans la baie de Quiberon (Baltzer et al., 2014), dans la rade de Brest (Gregoire et al., 2017 ; Ehrhold et al., 2021) et dans la baie du Mont-Saint-Michel (Tessier et al., 2010, 2012) ont permis de mettre en évidence les grandes étapes d'évolution de ces systèmes et leurs caractéristiques locales et régionales. Des recherches récentes ont également été consacrées à l'étude des environnements d'arrière-barrière de type lagunaire, principalement dans le but de reconstituer l'évolution du niveau de la mer (Stéphane, 2011 ; Goslin et al., 2013, 2015 ; Goslin, 2014 ; Stéphane et al., 2019). Ils ont permis de proposer un modèle d'évolution des marais maritimes sur les côtes de la Bretagne (Stéphane et al., 2015). Quelques études ont également été consacrées à la chronologie de la mise en place des dunes côtières (Regnault et al., 1995 ; Haslett et al., 2000 ; Van Vliet-Lanoë et al., 2016). Néanmoins, à ce jour, l'ensemble de ces travaux fournissent des modèles trop généraux, trop ponctuels ou incomplets pour permettre les reconstitutions paléogéographiques pertinentes pouvant être utiles à l'étude des dynamiques d'occupation humaine sur le littoral de Bretagne.

Les objectifs de la thèse :

Ce travail doctoral a pour ambition de combler ce manque en répondant à trois objectifs principaux :

(1) Le premier objectif de cette recherche est de reconstruire l'évolution holocène de deux types d'environnements littoraux : les dunes littorales et les vallées estuariennes. En effet, la mise en place des systèmes dunaires et le colmatage progressif des estuaires ont considérablement changé la morphologie des zones littorales au cours de huit derniers millénaires. Depuis le ralentissement de la remontée post-glaciaire du niveau marin, d'importantes quantités de sable mobilisées par le vent sont venues ensevelir les paysages littoraux et de nombreuses occupations humaines. Ces dépôts éoliens ont transformé la morphologie de nombreux secteurs côtiers et ont participé localement à la régularisation du trait de côte. Par endroit, la physionomie de ces paysages dunaires a été modifiée ultérieurement par certaines activités humaines. Ces systèmes dunaires se sont souvent développés dans des secteurs fortement occupés durant la Préhistoire. En conséquence, ils constituent des zones à fort potentiel archéologique livrant des vestiges dans un état de conservation souvent exceptionnel. Les phénomènes d'ensablement ont également constitué une forte contrainte environnementale pour les populations humaines occupant les rivages, en ensevelissant des terres agricoles et parfois des villages entiers.

En dehors des dunes côtières, les vallées estuariennes constituent un second type d'environnement littoral ayant connu d'importantes transformations au cours des derniers millénaires. Dans ce travail de thèse, il nous est apparu primordial de reconstruire les changements morphologiques de ces milieux tant ils semblent avoir joué un rôle dans l'organisation passée des territoires. En effet, le colmatage progressif des estuaires a considérablement modifié la physionomie de certaines zones littorales. Dans le passé, les estuaires ont pu constituer des limites physiques, faisant office de frontières naturelles permettant aux différents groupes humains de délimiter leur territoire respectif. Ces « bras de mer » étaient situés au carrefour de plusieurs voies de communication terrestres, fluviales et maritimes. Sur les grands estuaires de la façade Manche-Atlantique française, cette situation géographique a favorisé l'implantation de nombreuses activités humaines durant la Préhistoire récente (e.g. Verdin et al., 2019 ; Arthuis, 2020). Dans certains cas, les rives estuariennes ont abrité des établissements portuaires importants (e.g. Mouchard et al., 2020) dont on peut penser qu'une partie est toujours ensevelie sous les sédiments. Aussi, était-il légitime de s'interroger également sur le rôle des petites vallées estuariennes que compte la Bretagne dans l'organisation des territoires passés au cours des huit derniers millénaires, période durant laquelle ces vallées ont été ennoyées par la mer et transformées en estuaires à la faveur du

ralentissement de la transgression marine. Cette période correspond à l'installation, dans la région, des premières communautés agro-pastorales au cours du Néolithique et à l'impact croissant des populations humaines sur les environnements naturels.

(2) Le deuxième objectif de ce travail est d'examiner dans quelle mesure les vestiges archéologiques peuvent être utilisés comme des indicateurs des changements environnementaux sur le littoral. En Bretagne, de nombreux vestiges archéologiques se trouvent actuellement dans des contextes environnementaux très différents de ceux qui prévalaient au moment de leur édification ou de leur utilisation. De nombreux établissements ont été découverts sous d'épaisses couches de sable éolien. D'autres ont été mis en évidence dans l'espace intertidal, à la faveur de démaigrissements de plages et d'érosion du trait de côte. Ces vestiges, et en particulier les monuments mégalithiques, sont ainsi des témoins spectaculaires des changements environnementaux intervenus sur le littoral de la Bretagne au cours des derniers millénaires. Du fait de leur nombre, ils présentent un fort potentiel pour l'étude des dynamiques environnementales passées. Initialement, nous avons défini deux approches exploratoires. La première visait à utiliser les vestiges archéologiques comme des jalons permettant d'affiner notre connaissance de la transgression marine holocène. Cette approche a été abandonnée très rapidement, car elle se heurtait à la difficulté d'établir la position altitudinale exacte des vestiges archéologiques découverts anciennement et qui ont pour la plupart du temps disparu avec l'érosion côtière. En outre, d'autres approches privilégiant l'étude sédimentologique de certains bioindicateurs (comme les foraminifères) offrent une bien meilleure fiabilité dans le positionnement des anciens niveaux marins et ont été largement mises en œuvre dans le cadre de travaux de thèse récents (Stéphan, 2008 ; Goslin, 2014). La seconde approche exploratoire consistait à s'intéresser aux vestiges archéologiques découverts dans les contextes dunaires et à s'en servir comme indicateurs de l'évolution des dunes côtières. Nos efforts de recherche se sont donc concentrés sur cette seconde approche.

(3) Le troisième objectif de cette recherche est de remobiliser ces nouvelles connaissances pour recontextualiser les vestiges archéologiques côtiers et apporter un nouvel éclairage sur ces occupations. Au départ, l'ambition de ce travail doctoral a été d'apprécier la dynamique des occupations littorales entre le Néolithique moyen et l'âge du Bronze final à travers une étude de répartition des vestiges archéologiques dans deux secteurs littoraux : la baie d'Audierne et la baie de Goulven. Cependant, ce type d'approche s'est avéré très chronophage et ne pouvait pas rentrer, en complément des analyses développées par ailleurs, dans le cadre d'un travail doctoral individuel et limité dans le temps. Ainsi nous avons concentré nos efforts sur l'étude de deux sites

mégalithiques actuellement submergés et emblématiques des changements environnementaux des zones côtières : les allées couvertes de Kernic à Plouescat, et de Lerret à Kerlouan. Ces deux monuments se présentent actuellement comme des sites ne pouvant plus fournir de nouveaux éléments de connaissance du fait de leur dégradation et des études précédentes. L'un des objectifs de cette recherche a été de vérifier si une approche renouvelée et pluridisciplinaire de leur étude pouvait nous conduire à proposer de nouvelles interprétations pour ces sites.

Approches méthodologiques

Afin de répondre à ces objectifs, nous avons développé une approche géoarchéologique pluridisciplinaire mobilisant des méthodologies et des connaissances issues de l'archéologie, de la géomorphologie, de la géographie, de la géologie et de la géophysique.

Au cours de ce travail trois principaux axes de recherche ont été développés :

(1) La reconstitution des phases de formation et de mobilité des dunes côtières à l'échelle régionale constitue le premier axe de ce travail. De nombreuses études ont été menées ces dernières années sur l'évolution des massifs dunaires au cours de l'Holocène sur les côtes atlantiques européennes (Christiansen et al., 1990 ; Carter et Wilson, 1991 ; Clemmensen et al., 2009, 2015 ; Bertran et al., 2020). Ces études sont basées sur la datation par le radiocarbone des paléosols interstratifiés dans les dépôts éoliens et, plus récemment, sur les datations obtenues d'après la technique de luminescence stimulée optiquement (OSL) des couches sableuses (Guérin et al., 2022). Ces travaux ont permis notamment de mettre en évidence le caractère épisodique de la mobilité des dunes côtières. Toutefois, les dunes littorales de Bretagne ne livrent pas de paléosols interstratifiés bien développés, ce qui limite la possibilité de les dater par le radiocarbone. En outre, jusqu'à une date très récente, aucune datation OSL n'avait été réalisée sur les séquences stratigraphiques dunaires de la région. Pourtant, depuis la fin du XIX^{ème} siècle, de nombreux vestiges archéologiques ont été découverts et documentés dans ce type d'environnements, constituant ainsi une alternative pour l'étude des dunes côtières. Nous avons donc développé une nouvelle approche de l'étude des environnements dunaires basée sur l'exploitation de ces données archéologiques préexistantes. Dans un premier temps, un inventaire exhaustif de vestiges archéologiques a été réalisé et chaque site a été systématiquement réévalué du point de vue de sa stratigraphie et de sa chronologie au regard des connaissances actuelles sur la succession des périodes culturelles en Bretagne. Dans un second temps, chaque massif dunaire livrant des vestiges archéologiques a fait l'objet d'une analyse chronologique à l'aide de diagramme de Harris (Harris, 1989). De cette façon, une ou plusieurs périodes de mobilité de sables éoliens ont été identifiées au

sein de chaque massif et contraintes chronologiquement par les vestiges archéologiques. La compilation et la comparaison de l'ensemble des données ainsi obtenues ont permis de mettre en évidence plusieurs périodes de mobilité des massifs dunaires à l'échelle régionale. Les facteurs possibles déclenchant cette mobilité ont été discutés par la suite.

(2) Le deuxième axe de ce travail concerne l'étude de petits systèmes estuariens, depuis leur ennoisement initial jusqu'à la mise en place des environnements actuels. Mon travail s'est concentré sur l'analyse précise de deux systèmes estuariens aujourd'hui largement colmatés : les vallées du Kerallé (Plouescat, Nord du Finistère) et de Trunvel (Tréogat, Sud du Finistère). Les grandes étapes de leur remplissage sédimentaire ont été reconstituées à partir d'analyses stratigraphique et sédimentologique. Afin de comprendre la variabilité spatiale des dépôts, nous avons réalisé quatre carottages dans chaque vallée étudiée. Les séquences de dépôt ont été étudiées par la sédimentologie. Le taux de la matière organique et de carbonate des sédiments ont été obtenus par la mesure de la perte au feu tandis que leur composition chimique élémentaire a été acquise via la spectrométrie par fluorescence des rayons X (XRF). La caractérisation des environnements estuariens a également été complétée par l'analyse de la microfaune marine (foraminifères). L'âge des dépôts a été estimé à travers un ensemble de 73 datations au radiocarbone. Enfin, la morphologie des deux paléovallées étudiées a été estimée grâce à une étude géophysique (tomographie de résistivité électrique). L'ensemble des résultats obtenus a permis de contraindre la chronologie des principaux changements paléogéographiques de ces vallées, puis de discuter le comportement des petits systèmes estuariens vis-à-vis des variations du niveau marin et des forçages climatiques et anthropiques intervenus au cours de l'Holocène.

(3) Le troisième axe de ce travail s'est concentré sur l'étude et la compréhension des modes d'occupation de l'espace littoral par les populations du Néolithique récent et final. Ainsi les connaissances acquises au préalable sur les systèmes sédimentaires côtiers ont été remobilisées pour apporter une interprétation originale de deux sites funéraires littoraux : les allées couvertes de Lerret (Kerlouan, Finistère) et de Kernic (Plouescat, Finistère). Les choix de sites d'implantation de ces monuments ainsi que leur inscription dans le paysage de l'époque (naturel et anthropique) ont été explorés à travers plusieurs approches. Une reconstitution paléogéographique a été réalisée sur la base des résultats acquis dans le cadre de cette thèse, ainsi que sur un ensemble des données déjà disponibles pour les secteurs concernés. Une étude d'intervisibilité entre l'ensemble des monuments funéraires présents dans ce secteur a été ensuite effectuée et les résultats obtenus ont été caractérisés à l'aide des analyses de réseaux et des analyses statistiques de corrélation. Une étude architecturale des monuments et l'analyse morphologique des blocs constituant les deux allées

couvertes ont été réalisées à partir des relevés en 3D. Le poids de chaque bloc a été estimé. Enfin, une analyse petro-structurale des blocs constituant les monuments, complétée par une étude des affleurements rocheux dans les environs a permis d'identifier les potentiels sites d'extraction utilisés. Les résultats obtenus montrent de fortes divergences entre les deux monuments. Ainsi, les implications sociales de ces résultats sont discutées ainsi que la place des environnements estuariens dans la structuration des territoires littoraux au Néolithique récent et final.

Le contexte scientifique et institutionnel

Ce travail doctoral s'inscrit dans une dynamique de recherche engagée depuis plusieurs années au sein d'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM), de Université de Bretagne Occidentale (UBO) et en collaboration avec plusieurs instituts de recherche associés (CNRS, IFREMER, INRAP, CERV) portant sur l'étude des socio-écosystèmes côtiers sur le temps long. En effet, la compréhension du fonctionnement et de l'évolution des socio-écosystèmes côtiers est un enjeu majeur pour la recherche développée au sein de IUEM. Cet intérêt s'est notamment illustré par la création, en 2016, d'une nouvelle thématique de recherche au sein de la Zone Atelier Brest Iroise (ZABrI) portant sur les dynamiques d'implantation humaine et les paléoenvironnements. Cet intérêt s'est également traduit par la création de la chaire « Archéologie Maritime et Recherche Interdisciplinaire » en 2020, sous la tutelle conjointe de l'UBO et de l'INRAP.

Mon contrat doctoral a été financé par Université de Bretagne Occidentale et réalisé sous tutelle conjointe du Laboratoire Geo-Océan (UMR 6538) et du Laboratoire LETG (UMR 6554). Il s'est inscrit dans plusieurs programmes de recherche financés par l'ANR : projet COCODILE (LabexMer) et projet SeaLex (EUR ISblue). Plusieurs missions de prospections archéologiques réalisées dans le cadre de cette thèse ont également été cofinancées par le Service Archéologique Régional (SRA), le Département des recherches archéologiques subaquatiques et sous-marines (DRASM) et la Région Bretagne (appel à projets Mégalithes). L'ensemble des datations au radiocarbone ont été réalisées avec le soutien financier du programme ARTEMIS tandis que les analyses XRF ont pu être effectuées à travers une collaboration scientifique avec l'IFREMER.

Organisation du manuscrit

Ce manuscrit s'organise en quatre chapitres :

Le **Chapitre I** se présente sous la forme d'un état des connaissances sur le fonctionnement et la dynamique des systèmes sédimentaires côtiers sur lesquels s'appuie ce travail doctoral. Dans un premier temps, les principaux agents de forçages déterminant le développement et l'évolution de ces systèmes sur les côtes de la Bretagne sont présentés. Dans un second temps, les deux environnements spécifiquement étudiés dans le cadre de cette thèse sont caractérisés : les dunes et les estuaires. Un aperçu des modèles théoriques de leur évolution est alors proposé. Nous dressons également un état de connaissances de leur développement et de l'évolution des littoraux de la Bretagne.

Les trois chapitres suivants sont rédigés sous la forme d'articles scientifiques dont deux sont exposés dans la langue anglaise :

Le **Chapitre II** propose une reconstitution de la chronologie des massifs dunaires au cours de l'Holocène à partir de l'étude des vestiges archéologiques. Ce travail a été réalisé à l'échelle de l'ensemble des côtes de la Bretagne. Il correspond à un article rédigé en anglais soumis et accepté sous réserve de modifications mineures dans la revue *Aeolian Research*.

Le **Chapitre III** est consacré à l'étude du remplissage sédimentaire de deux petits systèmes estuariens : les vallées du Kerallé (Plouescat, Nord du Finistère) et de Trunvel (Tréogat, Sud du Finistère).

Le **Chapitre IV** présente une étude comparative et pluridisciplinaire de deux allées couvertes, celles de Lerret (Kerlouan, Finistère) et de Kernic (Plouescat, Finistère) situées toutes les deux sur le littoral nord de la Bretagne. Il correspond à un second article rédigé en langue anglaise qui a été soumis à la revue *Geoarchaeology*.

CHAPITRE I:

Dynamiques morpho-sédimentaires sur le littoral de la Bretagne durant l'Holocène moyen et récent

Introduction

La morphodynamique côtière se caractérise par une très grande variabilité spatiale (depuis l'échelle centimétrique à régionale) et temporelle (de la seconde au millénaire). Dans ce travail de thèse, nous nous intéressons à l'évolution des formes littorales de la Bretagne au cours des sept à huit derniers millénaires. Ainsi, ce premier chapitre a pour objectif de dresser un état des connaissances sur le fonctionnement et la dynamique des systèmes sédimentaires côtiers régionaux à l'échelle de l'Holocène. Dans un premier temps nous nous intéressons aux trois principaux agents de forçages qui contrôlent cette dynamique : (1) les changements du niveau de la mer, (2) les variations des apports sédimentaires et (3) les variations climatiques. Nous dressons un état des connaissances sur ces trois éléments dans notre zone d'étude. Dans un second temps les deux environnements spécifiquement étudiés dans le cadre de ce travail doctoral seront présentés : (1) les dunes et (2) les estuaires. Nous allons exposer des modèles théoriques d'évolution de ce type de systèmes sédimentaires. Puis nous dresserons une brève synthèse sur l'évolution des dunes et des systèmes estuariens sur les côtes de la Bretagne.

I.1 Les agents de forçages déterminant l'évolution des environnements littoraux

Sur le long terme (échelle de temps plurimillénaire), l'évolution morphologique des côtes est déterminée par les effets combinés de plusieurs facteurs, dont certains sont graduels et s'exercent à une échelle régionale (par exemple le RSL), tandis que d'autres sont ponctuels et plus localisés (érosion durant les tempêtes) ; (Reed et al., 2009). D'une façon générale, trois principaux facteurs contrôlent l'évolution morphologique des littoraux à long terme : (1) les changements du niveau marin relatif, (2) les variations du climat, (3) la variabilité dans l'approvisionnement en sédiments. À cela il faudrait ajouter l'impact des activités humaines qui reste néanmoins très difficile à évaluer à une échelle régionale.

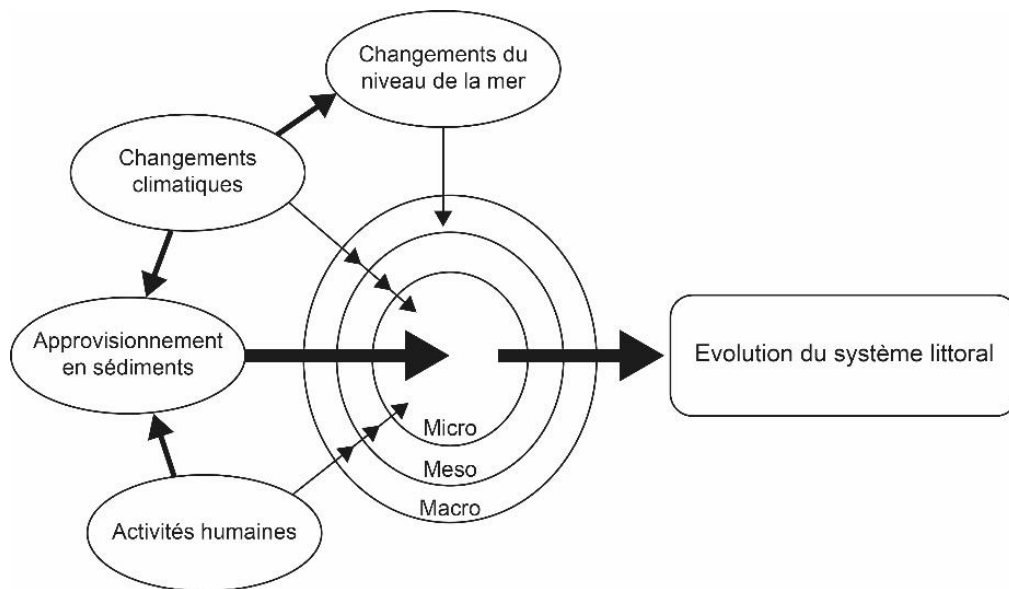


Figure I. 1 : L'influence des principaux agents de forçages qui déterminent l'évolution des environnements littoraux et qui intervient à différentes échelles du temps (d'après Reed et al., 2009).

I.1.1 Variations du niveau marin durant l'Holocène

Au cours du Quaternaire, la succession des périodes glaciaires et interglaciaires se traduit par des échanges d'importantes masses d'eau entre les océans et les glaciers continentaux (Lambeck et Chappell, 2001 ; Lambeck et al., 2002). Ces échanges sont étroitement liés à la variabilité climatique globale et provoquent des changements du niveau de la mer, caractérisés par une succession de transgressions et régressions marines (e.g. des périodes de hauts et de bas niveaux marins) (Shackleton, 2000 ; Lambeck et Chappell, 2001 ; Rabineau et al., 2006 ; Waelbroeck et al., 2002). Durant les périodes glaciaires, le stockage d'une partie significative des eaux océaniques sous forme de glace au sein des inlandsis provoque une baisse du niveau de la mer (régression marine) et une émergence de larges superficies terrestres. À l'inverse, au cours des périodes interglaciaires, l'eau est restituée aux océans, ce qui provoque une hausse du niveau marin (transgression marine) et l'inondation des plaines littorales. Ce changement de volume d'eau dans l'océan, d'origine glacio-eustatique, explique en majeure partie la transgression marine qui s'opère durant l'Holocène.

La formation des glaciers continentaux (inlandsis) sur les terres émergées cause d'importantes déformations de la croûte terrestre et de la lithosphère conduisant à des mouvements verticaux sous les inlandsis et à leur périphérie (Mörner, 1979 ; Vink et al., 2007 ; Engelhart et Horton, 2012 ; García-Artola et al., 2018). En effet, lorsqu'elle est soumise à une surcharge importante (d'eau ou de glace), la lithosphère est sujette à l'affaissement. C'est le cas au centre des inlandsis. En périphérie, en revanche, se forme un bourrelet marginal marqué par un soulèvement de la lithosphère issu du déplacement du matériel visqueux du manteau terrestre depuis le centre vers les périphéries des régions soumises à la pression des masses de glace. Par la suite, la disparition ou le déplacement de cette surcharge entraîne un réajustement progressif de la croûte terrestre jusqu'à retrouver un état d'équilibre au-dessus du manteau plastique (Pirazzoli, 1998 ; Douglas et Peltier, 2002). Ce processus est appelé le réajustement glacio-isostatique. Les zones autrefois situées sous les calottes enregistrent un soulèvement du fait de la disparition des surcharges glaciaires (appelé le rebond glacio-isostatique). Au même moment, les secteurs autrefois situés en bordure des inlandsis sont soumis à la subsidence (Mitrovica et Milne, 2002).

Aux hautes et moyennes latitudes, là où d'importantes masses de glace se sont constituées lors des périodes froides du Quaternaire, les deux phénomènes d'eustatisme et d'isostasie se conjuguent à des degrés divers selon les régions, et nécessitent de prendre en compte les variations verticales du sol pour reconstituer l'évolution du niveau marin relatif. C'est le cas de la Bretagne, située à quelques centaines de kilomètres seulement de la grande calotte glaciaire qui recouvrait les îles Britanniques lors du dernier maximum glaciaire.

En Bretagne, les premiers travaux sur les variations du niveau marin ont été menés au début des années 1970 à partir de l'étude des dépôts sédimentaires côtiers (Morzadec-Kerfourn, 1969, 1974, 1985, 1995 ; Délibrias et Morzadec-Kerfourn, 1975). Plus récemment, les travaux de J. Goslin (Goslin et al., 2013, 2015 ; Goslin, 2014) et de P. Stéphan (Stéphan, 2011; Stéphan et Goslin, 2014 ; Stéphan et al., 2015) ont permis de réactualiser ces données d'après l'analyse de séquences sédimentaires prélevées dans des environnements de basse énergie comme des marais maritimes et les marais saumâtres. D'après la position altitudinale, l'âge et la position relative des sédiments par rapport au niveau de la mer au moment de leur dépôt, d'anciennes positions du niveau marin relatif ont été déterminées. Ces niveaux sont appelés Sea-Level Index Point (SLIP) en référence à un standard méthodologique pour l'étude des variations du niveau de la mer établi à la fin des années 1980 (Shennan et al., 1983, 2015 ; Edwards, 2005; Shennan, 2006). Enfin, plus récemment, l'ensemble des données acquises sur la façade atlantique européenne ont été utilisées pour élaborer un modèle statistique permettant de construire des courbes des variations du niveau de la mer selon différentes régions côtières (García-Artola et al., 2018). Ce modèle a mis en évidence la variabilité spatiale des changements du niveau marin sur le littoral européen reflétant la fonte progressive des calottes glaciaires finno-scandienne et anglo-saxonne et la migration spatiale de bourrelet proglaciaire périphérique au cours de l'Holocène (Fig. I.2).

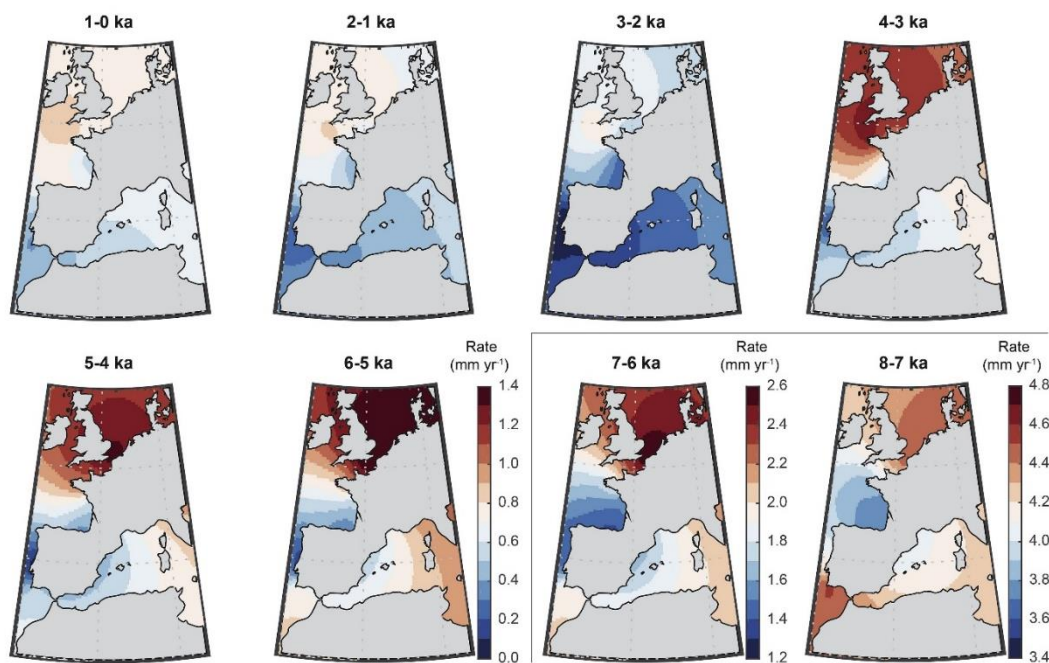


Figure I. 2 : Taux d'élévation du niveau de la mer au cours de l'Holocène pour l'ensemble des côtes atlantiques de l'Europe dans les intervalles de 1000 ans (García-Artola et al., 2018).

Les résultats de ces travaux permettent d'insister sur trois points :

- l'évolution du niveau de la mer au cours de l'Holocène sur le littoral de la Bretagne se caractérise par une montée progressive marquée par une diminution de la vitesse jusqu'à aujourd'hui ;
- aucune baisse significative du niveau de la mer n'est enregistrée durant l'Holocène ;
- à aucun moment, le niveau marin relatif n'a dépassé son niveau actuel (Fig. I. 3a).

Aux alentours de 7900 cal BP, le niveau de la mer se situe à $-8,6 \pm 0,2$ m sous l'actuel (García-Artola et al., 2018). Jusqu'à environ 7 000 cal BP, la hausse du niveau marin est très rapide sur l'ensemble des côtes bretonnes, estimée à environ $+3,9 \pm 1$ mm/an (García-Artola et al., 2018). Entre 7 000 et 6 000 cal BP, une inflexion notable dans les rythmes de remontée est observée. Durant cette période, les vitesses de remontée du niveau marin s'abaissent à $+1,8 \pm 0,7$ mm/an. Vers 6 300 cal BP, le niveau marin relatif se situe à $-5,77 \pm 0,82$ m dans le nord de la Bretagne (Stéphan et al., 2015 ; García-Artola et al., 2018), tandis qu'il se situe à $-5,2 \pm 2,8$ m dans le sud (Stéphan and Goslin, 2014 ; García-Artola et al., 2018). À partir de 6 000 cal BP et jusqu'à la période actuelle, les vitesses de remontée du niveau marin relatif diminuent progressivement passant de $+1,2 \pm 0,6$ mm/an à $+0,5 \pm 0,6$ mm/an (García-Artola et al., 2018).

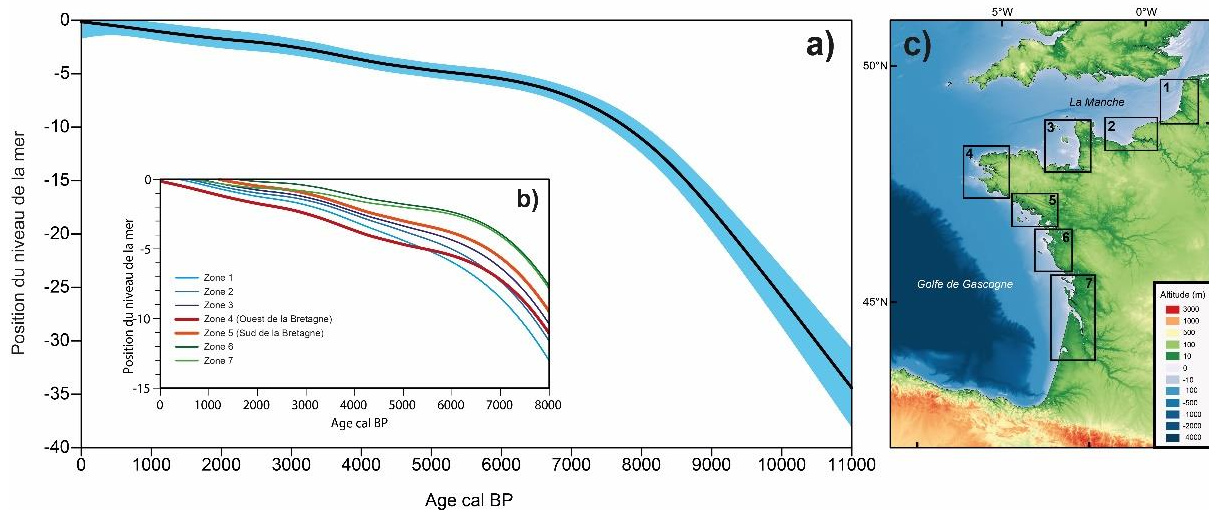


Figure I. 3 : Courbes de remontée du niveau marin relatif pour (a) le littoral ouest de la Bretagne ; (b) pour l'ensemble des côtes atlantiques françaises ; (c) localisation des zones pour lesquelles le niveau marin a été reconstitué (d'après García-Artola et al., 2018).

I.1.2 Les apports sédimentaires

Les apports sédimentaires jouent un rôle majeur dans l'évolution des systèmes côtiers en favorisant la construction des différentes formes d'accumulation littorales, telles que les plages, les dunes, les barrières littorales et les estuaires (Masselink et al., 2011). La nature et l'abondance des sédiments déterminent l'édification de certaines formes littorales et leur évolution ultérieure. La disponibilité en sédiments dépend principalement de l'emplacement et du volume des sources potentielles en matériel sédimentaire, ainsi que des processus de transport entre ces sources et les zones de dépôt. L'origine des apports sédimentaires peut être marine, fluviale, terrestre ou biogénique. En outre, la formation, l'évolution et l'érosion des systèmes littoraux dépendent également d'un ensemble de processus dynamiques qui détermine le taux et la direction du transport de ces sédiments. Ainsi, dans cette partie, nous examinerons les différentes sources sédimentaires ayant pu contribuer à l'alimentation des côtes bretonnes durant les derniers millénaires de l'Holocène.

I.1.2.1 Les héritages pléistocènes remobilisés par la transgression marine

Une grande partie des stocks sédimentaires présents sur les côtes bretonnes est héritée du Quaternaire. Si l'on s'en tient uniquement à la dernière période glaciaire, la baisse du niveau de la mer a provoqué l'émersion des parties basses de la plateforme continentale. Ces dernières ont été soumises à une morphogénèse subaérienne, dominée par les processus périglaciaires. La faible couverture végétale durant cette période a favorisé l'érosion du substrat rocheux sous un climat froid et sec (Kasse, 1997 ; Morzadec-Kerfourn, 1986 ; Bogaart et al., 2003). L'alternance de périodes de gel et de dégel a provoqué une forte fragmentation des roches à l'affleurement (gélifraction), tandis que la présence d'un pergélisol a favorisé la solifluction des dépôts meubles le long des versants (Monnier, 1979 ; Monnier et Van Vliet-Lanoë, 1986). De vastes épandages alluviaux se sont formés sur la plateforme continentale, au débouché des fleuves côtiers dont le régime hydrologique se caractérisait par des crues de courte durée mais de forte intensité (Kasse, 1997 ; Antoine et al., 2003b) (Fig. I. 4). Sur la façade nord de la Bretagne, la baisse du niveau marin avait entraîné l'assèchement progressif du bassin de la Manche, sur lequel soufflaient des vents violents en provenance du nord et de l'ouest. Ainsi, de vastes dépôts de lœss et de sables fins avaient progressivement recouvert la partie septentrionale du Massif Armoricaïn (Antoine et al., 2003a) (Fig. I. 4).

Lors du dernier maximum glaciaire, vers 21 000 BP, le niveau marin se situait à environ 130 m sous son niveau actuel (Austermann et al., 2013 ; Lambeck et al., 2014). La plateforme

continentale était donc couverte de dépôts périglaciaires de diverses origines. Les affleurements rocheux étaient fragilisés par la gélifraction et d'épaisses coulées de solifluction et des dépôts éoliens recouvraient les reliefs de la plateforme continentale. A cela s'ajoutaient aussi d'anciennes formes d'accumulation littorales (plages, dunes, cordons littoraux, plateformes littorales) abandonnées par la mer dans un contexte de régression marine, entrecoupées de courtes périodes transgressives. En effet, dans le nord du Finistère, deux épisodes transgressifs auraient amené le niveau marin à une position voisine de l'actuelle, entre l'optimum climatique Eémien et le Dernier Maximum Glaciaire (Hallegouët et Van Vliet-Lanoë, 1986). C'est donc à plusieurs reprises que la mer aurait balayé la plateforme continentale de Bretagne, entraînant la remobilisation par les vagues des dépôts périglaciaires et l'édification de formes littorales remontant progressivement les pentes continentales.

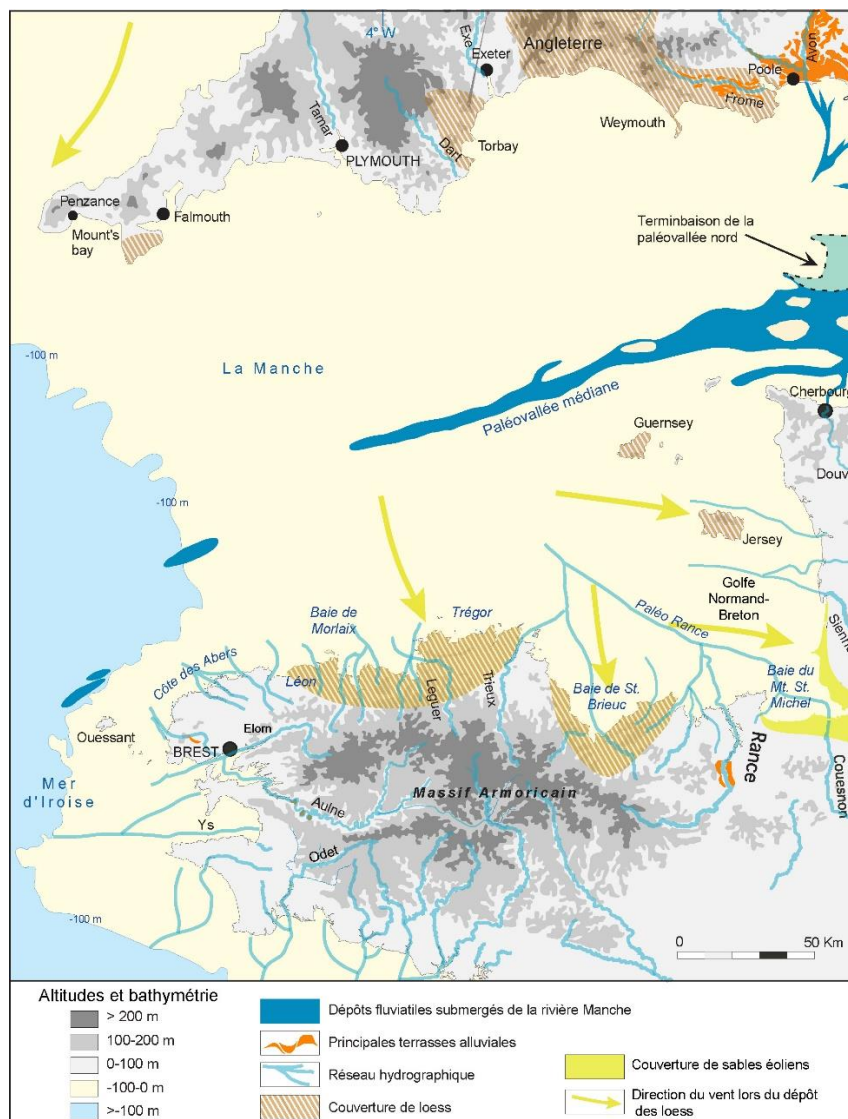


Figure 1.4 : Système fluvial pléistocène en Bretagne et couverture de sables éoliens et de loess dans la partie occidentale de la Manche (Stéphan, 2008 d'après Antoine et al., 2003a, 2003b)

Lorsque s'amorce la transgression marine post-glaciaire, vers 11 650 cal BP (Smith et al., 2011), une migration importante de la ligne de rivage s'opère vers l'intérieur des terres. Au cours de sa remontée, la mer remobilise une partie de la couverture sédimentaire et pousse devant elle le matériel meuble disposé sur la plateforme continentale. Une partie de ce matériel est abandonnée à la base des versants et des ressauts topographiques, ou en avant d'obstacles qui accidentent la plateforme continentale. La mer ennoie progressivement la partie aval des vallées incisées qui sont partiellement colmatées par les sédiments marins (Menier et al., 2010 ; Traini et al., 2013). Cependant, les fortes vitesses de l'élévation du niveau de la mer jusqu'à environ 7 000 cal BP ne permettent pas l'édification de formes d'accumulation littorales. Le littoral est avant tout transgressé et submergé progressivement (May et Hansom, 2003). Il faut donc attendre que la hausse du niveau marin ralentisse, entre 7 000 et 6 000 cal BP, pour voir se constituer les prismes sédimentaires actuels et l'édification des premières formes d'accumulations littorales (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Stéphan et al., 2015). Les taux d'accumulation sédimentaire suivent alors le rythme de la remontée du niveau marin. Le trait de côte se régularise peu à peu et les formes d'accumulation littorales, telles que nous les connaissons actuellement, commencent à se former. Cette période est considérée comme une époque d'abondance sédimentaire sur les littoraux européens compte tenu des volumes de sédiments fraîchement remobilisés par la transgression marine (Paskoff, 2004).

Toutefois, le fort ralentissement du mouvement transgressif après 6 000 cal BP a pour conséquence de mettre fin, plus ou moins rapidement suivant les endroits, à la fourniture en sédiments frais en provenance des avant-côtes (Fig. I.5). Commence alors une période où les seuls apports nouveaux en matériaux sédimentaires sont issus de l'érosion des rivages eux-mêmes et des apports fluviaux, parfois soutenus par la sédimentation biodétritique (Paskoff, 2004).

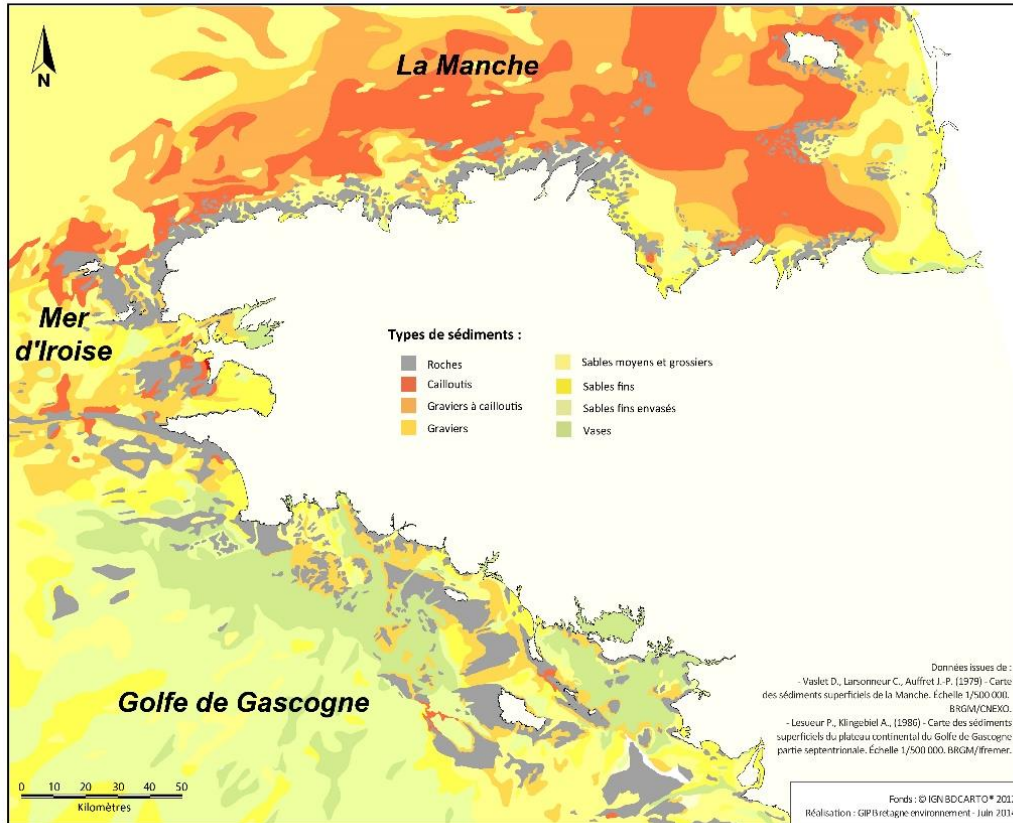


Figure I. 5 : Couverture sédimentaire des fonds marins au large des côtes de Bretagne (source : <https://bretagne-environnement.fr>)

1.1.2.2 Les apports fluviaux

S'il est généralement admis que les fleuves côtiers contribuent très faiblement à l'alimentation des rivages de Bretagne, il n'existe à ce jour aucune quantification des apports fluviaux à l'échelle régionale et locale. De la même façon, peu d'études ont été menées sur le remplissage sédimentaire holocène des fonds de vallées et les volumes sédimentaires apportés par les fleuves côtiers durant l'Holocène restent très mal évalués en Bretagne (Hénaff et Goff, 2018). Si l'on s'en tient à la superficie des bassins versants, on notera que les façades nord et ouest de la Bretagne présentent des bassins versants de faibles dimensions, généralement inférieures à 50 km², peu propices à fournir de gros volumes des sédiments à la côte. À l'inverse, la façade méridionale est drainée par des fleuves ayant des bassins versants plus étendus, comme celui de la Vilaine, pouvant donc bénéficier d'apports fluviaux relativement plus abondants.

Les seules informations dont nous disposons concernent les variations holocènes du régime hydrologique des fleuves côtiers. Elles ont été obtenues de façon indirecte en interprétant les signaux polliniques reconnus au sein de carottes sédimentaires marines (Penaud et al., 2020). Trois périodes de renforcement des précipitations propices aux décharges fluviales ont été identifiées : entre 6 400 et 5 100 cal BP, entre 3 300 et 2 700 cal BP et entre 1 600 et 1 200 cal BP (Fig. I. 6c). Ces périodes sont associées à un renforcement du Gyre Subpolaire de l'Atlantique Nord sur la côte méridionale de la Bretagne. Elles coïncident partiellement avec des décharges fluviales de la moyenne vallée de la Loire (Arnaud-Fassetta et al., 2010 ; Castanet et al., 2015) où sept périodes d'intensification de l'activité fluviale (appelées « E ») ont été identifiées : E1 entre 550 et 100 cal BP, E2 entre 1 100 et 900 cal BP, E3 entre 3 000 et 1 650 cal BP, E4 entre 4 450 et 3 550 cal BP, E5 entre 6 800 et 5 900 cal BP, E6 entre 8 700 et 7 700 cal BP et E7 entre 10 250 et 9 350 cal BP (Fig. I. 6c). Ces périodes sont caractérisées par une augmentation des fréquences et des magnitudes des inondations de la plaine alluviale et, localement, par un changement du style fluvial de la Loire. Par ailleurs, d'autres études menées sur la vallée de la Loire ont montré que la charge sédimentaire du fleuve a pu dépasser sa capacité de transport aux alentours de 2 700 cal BP conduisant à une élévation de son lit (Castanet, 2008 ; Arthuis, 2020). Ainsi son remplissage progressif a contribué à la diminution de la pente du fleuve et probablement à la diminution de sa capacité de transport des sédiments jusqu'à la mer (David et al., 2022). Une étude récente réalisée dans la vallée du Steir situé à l'ouest du Finistère a également montré une augmentation de taux de sédimentation à partir de 2 050 cal BP probablement liée à l'accroissement de l'activité humaine au niveau du bassin versant (Hénaff et Goff, 2018). Cependant, le stockage important des sédiments dans la partie amont de la

vallée est attribué à la diminution de la compétence de l'écoulement du fleuve en réponse à l'élévation du niveau marin et la diminution consécutive de la pente du fleuve.

En résumé, on retiendra que les données sur l'activité des petits fleuves bretons durant Holocène sont peu nombreuses, mais attestent néanmoins de plusieurs périodes de renforcement des décharges fluviales, potentiellement pourvoyeuses de matériel sédimentaire à la côte. Par ailleurs, une diminution de la capacité de transport sédimentaire par les fleuves jusqu'à la mer a été mise en évidence à partir d'environ 2 700 cal BP. Elle est provoquée par la diminution des pentes des rivières due à leur comblement progressif et à l'augmentation du niveau de la mer.

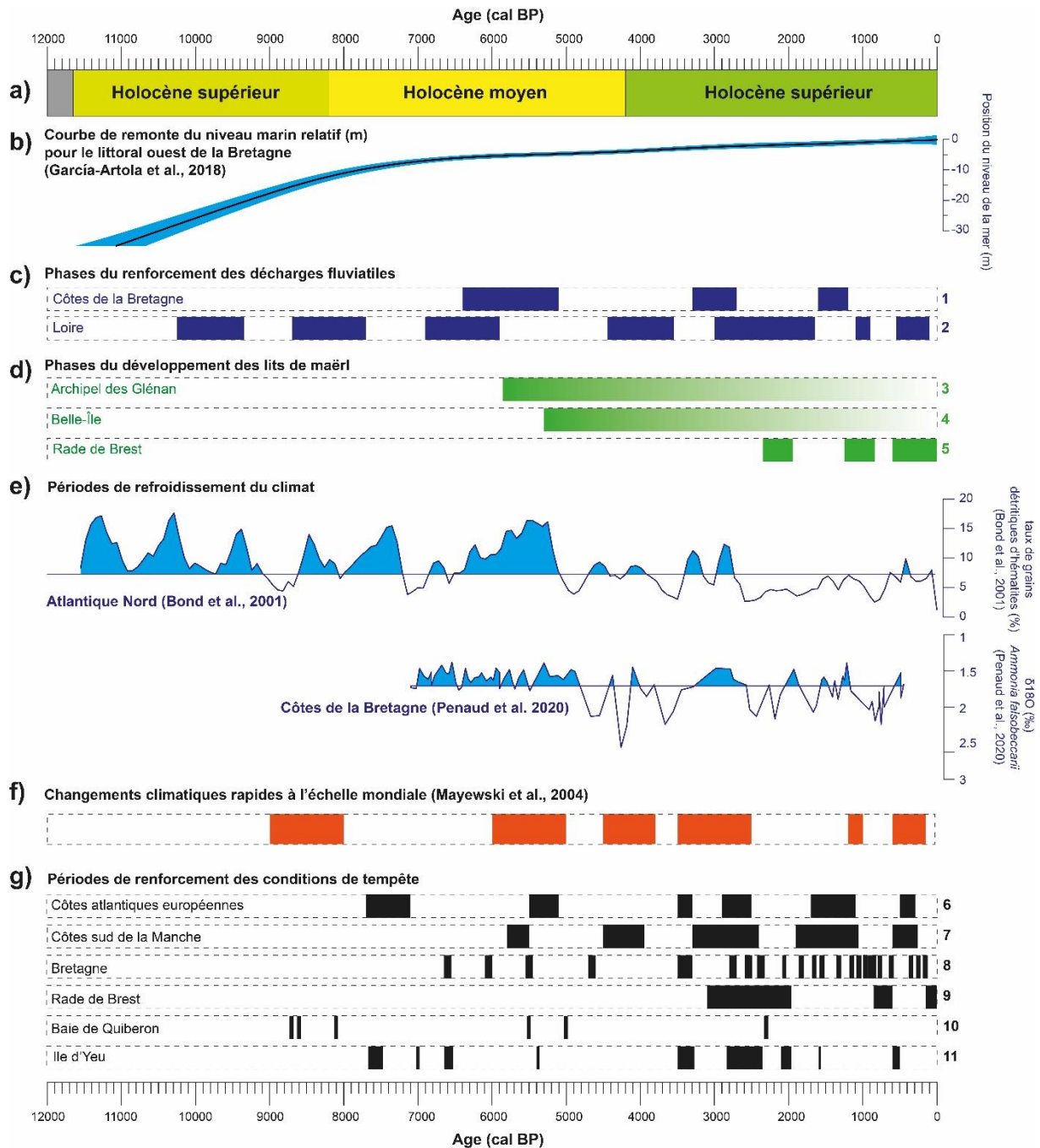


Figure 1. 6 : Enregistrements climatiques et paléoenvironnementaux pour l’Atlantique Nord et la Bretagne. **(a)** périodes de l’Holocène (Walker et al., 2012) ; **(b)** Courbe de remontée du niveau marin relatif pour le littoral ouest de la Bretagne (García-Artola et al., 2018) ; **(c)** Périodes de l’augmentation des décharges fluviales reconstituée pour : 1. littoral sud de la Bretagne (Penaud et al., 2020), 2. la moyenne vallée de la Loire (Arnaud-Fassetta et al., 2010 ; Castanet et al., 2015) ; **(d)** Phases du développement des lits de maërl : 3. l’archipel des Glénan (Grall et Hall-Spencer, 2003), 4. Belle-Île (Ehrhold et al., 2021), 5. la Rade de Brest (Ehrhold et al., 2021) ; **(e)** Périodes de refroidissement du climat : renforcement du transport de débris par radeaux de glace dans l’océan Atlantique Nord (Bond et al., 2001) renforcement du Gyre subpolaire dans le Golfe de Gascogne, dans l’océan Atlantique Nord-Est (Penaud et al., 2020) ; **(f)** Changements climatiques rapides à l’échelle mondiale (Mayewski et al., 2004) ; **(g)** Périodes de renforcement des conditions de tempête : 6. Les côtes atlantiques européennes (Pouzet et al., 2018) 7. Les côtes sud de la Manche (Sorrel et al., 2012) 8. Le littoral de la Bretagne (Van Vliet-Lanoë et al., 2014) 9. La rade de Brest (Ehrhold et al., 2021) 10. La baie de Quiberon (Baltzer et al., 2014) 11. L’île d’Yeu (Pouzet et al., 2018)

1.1.2.3 Les apports biodétritiques

Les éléments biodétritiques, issus de test et de coquilles d'organismes marins peuvent également contribuer significativement aux apports sédimentaires sur le littoral (Hénaff, 1995 ; 1999, Hénaff et Bodéré, 2001). La nature et l'abondance de la production des organismes marins sont déterminées par les facteurs climatiques et océaniques qui favorisent la croissance de certaines espèces dans les milieux spécifiques. L'apport de la sédimentation biodétritique est principalement carbonaté. Il croît généralement avec la température des eaux côtières. Ainsi, dans les mers froides, la sédimentation est principalement siliceuse ; dans les régions tempérées, elle est à dominance de débris coquiller, tandis que dans les mers chaudes, elle est essentiellement coralligène.

Sur les côtes de la Bretagne, la production contemporaine des sédiments biodétritiques est relativement importante (Hénaff et Bodéré, 2001). Ainsi, la fraction carbonatée des échantillons issus des estrans actuels peut représenter jusqu'à 75% de la composition des sédiments (Hénaff et Bodéré, 2001). Parmi les principales accumulations de sédiments organogènes, on distingue deux types de formation. D'une part, les dunes hydrauliques et les épandages des matériaux biodétritiques principalement constitués par les éléments zoogènes et concentrés par les courants de marées. Ces formations se développent principalement sur le littoral Nord de la Bretagne et en mer d'Iroise. D'autre part, les bioconstructions à maërl sont des accumulations d'algues corallinacées riches en calcaire (principalement *Phymatholiton calcareum* et *Lithothamnion corallioides*) qui se développent de préférence dans les eaux claires et à l'abri des fortes houles océaniques (Dutertre et al., 2015). Le début de développement des lits de maërl a été daté de 5 860 BP au niveau de l'archipel des Glénan (Grall et Hall-Spencer, 2003, Fig.I.6c) et de 5300 BP à proximité de Belle-Île (Ehrhold et al., 2021, Fig. I. 6c).

En Bretagne plusieurs études ont démontré l'importance des éléments biodétritiques dans la sédimentation littorale (Hénaff, 1995, 1999 ; Hénaff et Bodéré, 2001). Les variations de ce type de sédimentation, très sensible aux changements environnementaux et aux impacts anthropiques affectent de manière significative l'évolution récente des littoraux. Cependant, il existe peu de données sur les apports biodétritiques dans les formations littorales holocènes et sur leur variabilité dans le temps. Néanmoins, Tessier et al. (2012) considèrent la contribution des apports carbonatés d'origine marine comme partiellement responsable du comblement rapide de la baie Saint Michel au cours de l'Holocène. Plus récemment, Ehrhold et al. (2021) ont mis en évidence trois périodes de développement de banc de maërl dans la rade de Brest au cours de deux derniers millénaires : entre 1 950 et 1 350 ans cal. B.P., entre 1 250 et 850 ans cal. B.P., et depuis 600 ans cal. B.P coïncidant avec l'établissement de périodes de climat froid en Europe (Fig. I. 6c). Cette étude a

également mis en évidence que le développement du maërl est interrompu ou profondément perturbé durant les périodes de renforcement de régimes de tempêtes identifiées sur le littoral de la Bretagne durant les trois derniers millénaires.

Les formations sédimentaires biodétritiques ont pu représenter une part importante des apports en matériel frais sur le littoral de la Bretagne. Leur développement s'est probablement accru avec le ralentissement de la transgression marine au cours de l'Holocène moyen et final (Hénaff et Bodéré, 2001 ; Ehrhold et al., 2021) comme en témoigne la mise en place des bancs fossiles de maërl sur les côtes de la Bretagne aux environs de 5 800 BP. La variabilité temporelle de la productivité des organismes marins au cours des derniers millénaires est cependant encore largement méconnue dans notre région.

I.1.3 La variabilité climatique holocène

Si le climat holocène a longtemps été considéré comme stable, comparé aux fortes oscillations du Pléistocène (e.g. Dansgaard et al., 1993), les données paléoclimatiques obtenues d'après l'analyse des carottes glaciaires, lacustres, continentales et marines ont récemment souligné une variabilité climatique complexe au cours des derniers millénaires (e.g. O'Brien et al., 1995 ; Bond et al., 1997). Ainsi, l'Holocène a été subdivisé en trois grandes périodes dont les limites ont été définies d'après certains événements climatiques extrêmes (Walker et al., 2012, Fig. I. 6a) :

- **L'Holocène supérieur** (Early Holocene, 11 650 à 8 200 cal BP) correspond à la fin de la déglaciation et au retrait des calottes glaciaires (e.g. Lambeck et Chappell, 2001) et des glaciers continentaux (e.g. Solomina et al., 2008, 2015). Durant cette période, le climat devient tempéré et marqué aux alentours de 8 200 cal BP par l'événement froid le plus extrême relevé sur la période Holocène (e.g. Alley et al., 1997 ; Alley et Ágústsdóttir, 2005 ; Walker et al., 2012). Ce refroidissement a été engendré par la disparition de l'inlandsis laurentidien et le drainage des lacs Agassiz et Ojibway (Barber et al., 1999 ; Rohling et Pälike, 2005). L'introduction d'une grande quantité d'eau douce issue de la fonte des lacs pro-glaciaires dans l'Atlantique Nord a ainsi provoqué un refroidissement des eaux de surface, contribuant au ralentissement de la circulation thermohaline et au transport de chaleur vers le nord.
- **L'Holocène moyen** (Middle Holocene, 8 200 à 4 200 cal BP) correspond à l'Optimum Climatique Holocène (Marcott et al., 2013). Cette période est marquée par une baisse progressive de l'insolation estivale, même si elle est aussi caractérisée par les plus fortes valeurs de températures estivales. Ces valeurs sont dues aux effets d'inertie de la machine climatique (Kerwin et al., 1999 ; Andersen et al., 2004). La limite inférieure de cette période correspond à l'événement d'aridification des basses et moyennes latitudes vers 4 200 cal BP (Walker et al., 2012).
- **L'Holocène récent** (Late Holocene, depuis 4 200 cal BP) est la période la plus froide de l'Holocène. Elle est consécutive à la baisse continue de l'insolation estivale (Berger et Loutre, 1991). Elle est associée à une ré-avancée des glaciers de montagne et à l'extension de la banquise sur les deux pôles.

Cette subdivision tripartite est considérée comme globale, mais elle n'intègre pas la variabilité du climat à des échelles plus régionales voire locales. Dans l'Atlantique Nord, le refroidissement de

8 200 cal BP a été certainement l'événement le plus spectaculaire enregistré au cours de l'Holocène. Toutefois, d'autres événements de moindre amplitude ont été observés dans cette région. Ainsi, l'étude des carottages marins prélevés dans l'Atlantique Nord a permis d'identifier huit périodes de refroidissement du climat (Bond et al., 1997, 2001), datés aux alentours de 1 400, 2 800, 4 200, 5 900, 8 100, 9 400, 10 300 et 11 100 cal BP. Ces périodes ont été appelées les « événements de Bond ». Sur les côtes de la Bretagne, elles semblent fortement corrélées avec des phases de renforcement de l'influence du Gyre subpolaire, également associée à des conditions climatiques plus froides et plus humides dans la région (Penaud et al., 2020).

En se basant sur une large gamme de données acquises antérieurement, Mayewski et al. (2004) ont identifié six périodes majeures de changements climatiques rapides (*Rapid Climate Change, RCC*) à l'échelle mondiale au cours de l'Holocène : 150-600 ; 1 000-1 200, 2 500-3 500, 3 800-4 200, 5 000-6 000, 8 000-9 000 cal BP (Fig. I. 6f). Ces périodes se caractérisent par un refroidissement global dans l'hémisphère Nord, le développement d'un climat polaire aux hautes latitudes et l'aridification des zones tropicales (Mayewski et al., 2004).

Ces variations climatiques rapides de l'Holocène sont induites principalement par les forçages externes tels que l'insolation estivale, l'activité solaire et le volcanisme (Wanner et al., 2011). Ils entraînent des réactions physiques du système océan-atmosphère et engendrent des oscillations internes, telles que l'Oscillation Nord-Atlantique (*North Atlantic Oscillation, NAO*) (Wanner et al., 2001).

1.1.3.1 Oscillation Nord-Atlantique et renforcement des régimes des tempêtes

En Europe, la NAO exerce une forte influence sur les conditions climatiques (Visbeck et al., 2001). Elle se définit par un champ des basses pressions centrées sur l'Islande, tandis que les hautes pressions sont centrées sur les Açores. Elle est un facteur climatique majeur à l'échelle régionale, car elle détermine la trajectoire des perturbations météorologiques qui touchent l'Europe de l'Ouest ainsi qu'aux températures océaniques du bassin de l'Atlantique nord. Pour décrire cette oscillation, l'indice NAO mesure les différences de pression entre ces deux principaux centres d'action. Un indice NAO positif (NAO+) signifie un gradient de pression élevé, avec un renforcement de l'anticyclone des Açores et un creusement du centre dépressionnaire islandais (Fig. I. 7). Cette configuration engendre des conditions climatiques plus sèches sur le centre et sud de l'Europe. À l'inverse, un indice NAO négatif (NAO-) suppose des conditions anticycloniques sur le nord de l'Europe et des conditions plus humides sur le sud. Les changements de la NAO se traduisent

également par des variations dans la prévalence des tempêtes et dans l'intensité des précipitations dans notre secteur d'étude.

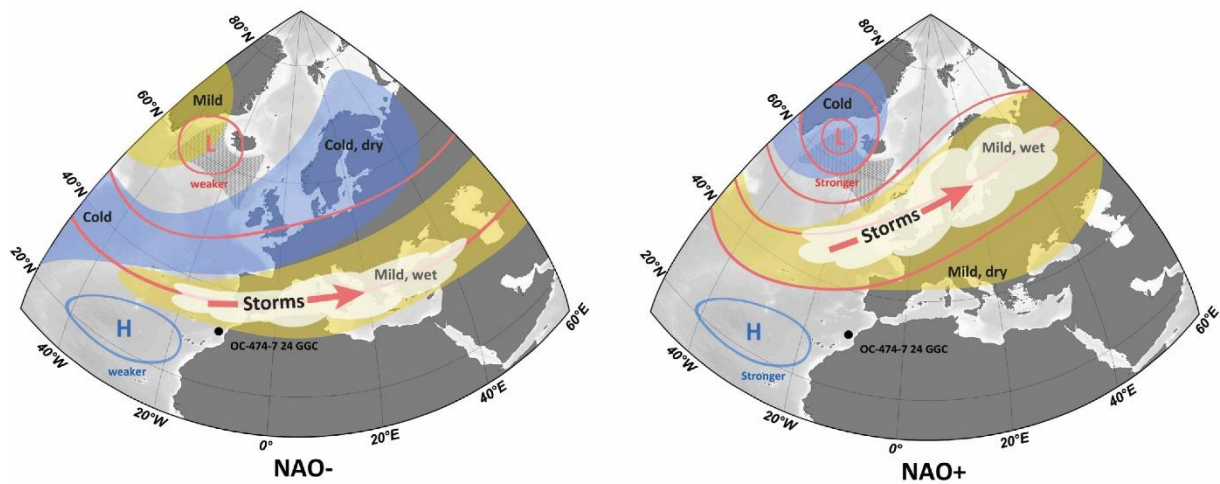


Figure I. 7 : Schéma atmosphérique induisant les configurations climatiques au-dessus de l'Europe selon les deux différents modes de NAO : NAO+ et NAO- (d'après Morley et al., 2014).

Au cours des dernières décennies, plusieurs études ont été consacrées à la reconstitution des conditions NAO et à l'identification des périodes d'intensification des événements tempétueux. Ainsi, sur la base des enregistrements lacustres provenant du Sud-Ouest du Groënland, Olsen et al. (2012) ont proposé une reconstitution des conditions NAO sur les 5 200 dernières années. Deux grandes périodes, durant lesquelles la NAO est passée de conditions généralement positives à des conditions plus variables et négatives par intermittence, ont ainsi été identifiées : entre 4 500 à 2 000 cal BP, et entre 550 et 0 cal BP. Cette variabilité tend à coïncider avec les périodes de renforcement de régimes de tempêtes sur la façade européenne atlantique.

Ces dernières années, plusieurs études ont tâché d'identifier les périodes de renforcement des conditions de tempête durant l'Holocène sur les côtes de l'Atlantique Nord-Est (Sorrel et al., 2012 ; Baltzer et al., 2014 ; Van Vliet-Lanoë et al., 2014 ; Ehrhold et al., 2021; Pouzet et al., 2018) (Fig. I. 6g). Sur la base d'une réanalyse des enregistrements sédimentaires estuariens et côtiers en provenance du littoral sud de la Manche, Sorrel et al. (2012) ont identifié cinq périodes de ce type (appelées Holocene storm periods, HSPs) au cours des 6 500 dernières années : HSP I entre 5 800 et 5 500 cal BP, HSP II entre 4 500 et 3 950 cal BP, HSP III entre 3 300 et 2 400 cal BP, HSP IV entre 1 900 et 1 050 cal BP et HSP V entre 600 et 250 cal BP (Fig. I. 6g). Plus récemment, Pouzet et al. (2018) ont proposé une chronologie renouvelée de ces périodes à l'échelle européenne et mis

en évidence six principales phases (appelées *European Atlantic storm events*, EASEs) : EASE 1 entre 600 et 300 cal BP, EASE 2 entre 1 700 et 1 100 cal BP, EASE 3 entre 2 900 et 2 400 cal BP, EASE 4 entre 3 500 et 3 300 cal BP, EASE 5 entre 5 500 et 5 100 cal BP, et EASE 6 entre 7 700 et 7 100 cal BP (Fig. I. 6g).

Le renforcement du régime des tempêtes durant ces périodes serait responsable de profonds changements morpho-sédimentaires côtiers. Dans de nombreux marais maritimes et lagunes, des changements dans le mode de sédimentation (dépôts de tempête et hiatus sédimentaires) traduisent la rupture de barrières littorales et une plus grande ouverture de ces milieux aux influences marines (Van Vliet-Lanoë et al., 2014 ; Stéphan et al., 2015 ; Fernane et al., 2015 ; Pouzet et al., 2018). Certains systèmes estuariens et certaines baies ouvertes ont également montré des changements notables dans la sédimentation marine à travers la présence de dépôts grossiers au sein des stratigraphies (Sorrel et al., 2012 ; Baltzer et al., 2014). Dans un environnement semi-fermé comme la rade de Brest, la disparition temporaire de certaines espèces benthiques comme le maerl a été attribuée à une augmentation de la turbidité (Ehrhold et al., 2021) lié à un hydrodynamisme plus intense. Enfin, plusieurs études ont attribué aux tempêtes la mise en place et/ou la mise en mouvement des massifs dunaires sur les côtes atlantiques européennes (Clarke et Rendell, 2009 ; Van Vliet-Lanoë et al., 2014 ; Jackson et al., 2019).

I.2 L'évolution des massifs dunaires au cours de l'Holocène

Les dunes côtières constituent des formes d'accumulation sédimentaire d'origine éolienne. Elles sont présentes sous toutes les latitudes et caractérisent aussi bien les côtes exposées que les baies abritées. Leur présence et leur évolution sont étroitement liées à celles des plages. Ainsi, partout où il y a un apport minimal de sable pour construire une plage, il existe un potentiel pour la formation d'une dune de sable (Hesp, 2011).

D'une façon générale, on distingue deux principaux types de morphologies dunaires : (1) les dunes bordières et (2) les champs de dunes. Même s'il existe, au sein des classifications morphologiques, une multitude de formes dunaires intermédiaires, nous nous limiterons à distinguer ces deux types de morphologie puisque, dans la majorité des cas, les formes individualisées sont très peu préservées au sein des massifs dunaires en Bretagne.

(1) Les dunes bordières, parallèles aux rivages se développent à partir de dunes embryonnaires et occupent une position en haut de la plage (Hesp, 2002 ; Ruz, 2004 ; Hesp, 2011). Leur évolution dépend de nombreux facteurs comme l'approvisionnement en sable, le type et l'état de la couverture végétale fixatrice, la fréquence et la force des vagues et des vents. En Bretagne, la majeure partie des environnements dunaires est caractérisée par une dune bordière unique plus ou moins développée derrière laquelle se développent des zones humides (e.g. Suanez et al., 2010, Fig. I. 8).

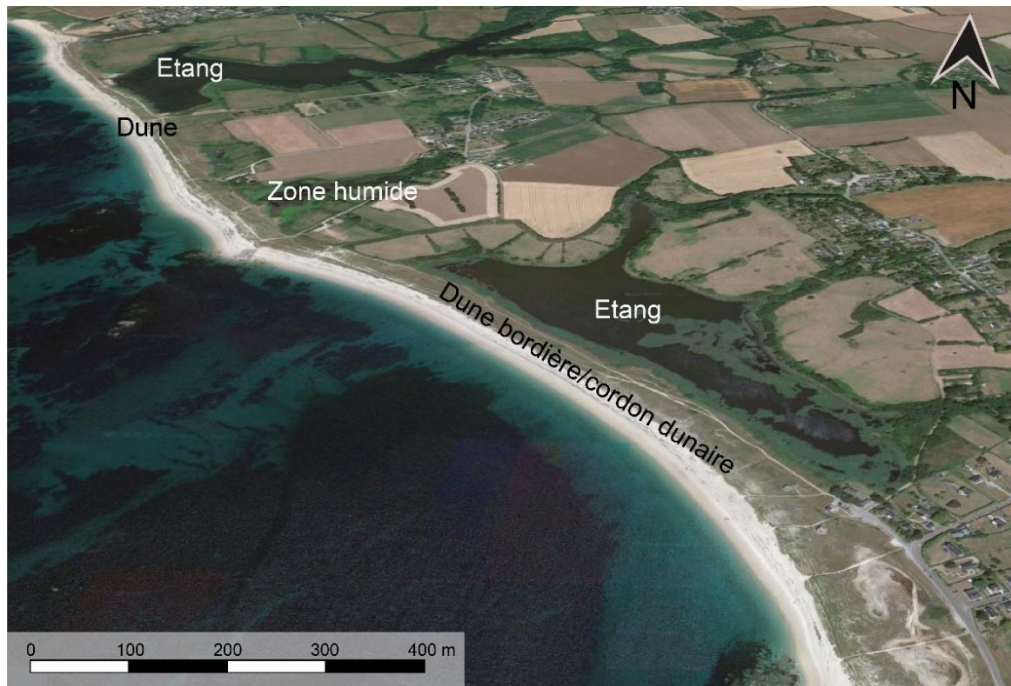


Figure I. 8 : Exemple d'une dune bordière en Bretagne. Dunes de Trévignon et Loc'h Coziou, Trégunc, Finistère. (source : Google Earth)

(2) Les champs des dunes, quant à eux, se trouvent en arrière des dunes bordières et leur mise en place résulte de deux processus distincts (Reed et al., 2009). Premièrement, ils peuvent se former dans un contexte de progradation du littoral vers la mer dû à un bilan sédimentaire positif et/ou une baisse du niveau de la mer (Reed et al., 2009). Ces conditions entraînent le développement de nouveaux systèmes dunaires en avant de la dune bordière initiale. Les anciens systèmes sont progressivement colonisés par la couverture végétale et forment un ou plusieurs cordons reliques parallèles au rivage. Ce type de formation est assez rare sur les côtes de la Bretagne, mais peut être observé dans la baie de Goulven (nord du Finistère, Fig. I. 9) ou à l'embouchure de la rivière d'Etel (Morbihan) (Hallégouët, 1981 ; Stéphane et al. 2018). Deuxièmement, les champs des dunes peuvent résulter de la formation de systèmes dunaires transgressifs, causés par le déplacement du sable vers l'intérieur de terres et éventuellement par leur stabilisation ultérieurement par la couverture végétale (Reed et al., 2009). Ce type de formation se rencontre assez régulièrement sur les côtes de la Bretagne. Cependant, tous les systèmes dunaires transgressifs de la région sont aujourd'hui stabilisés par la couverture végétale et leurs reliefs initiaux ont été, pour la plupart, arasés par les activités anthropiques (Guilcher et Hallegouet, 1991; Meur, 1993) (Fig. I. 10).



Figure I. 9 : Exemple d'un champ de dunes formé suite à une progradation du littoral. Flèche Penn ar C'hleuz, Dunes de Keremma, Trèflez, Finistere (source : Google Earth)



Figure I. 10 : Exemple d'un champ de dunes formé par les dunes transgressives aujourd'hui stabilisée par le couvert végétal. Dunes de Tréompan, Lampaul-Ploudalmézeau, Finistère. (source : Google Earth)

Par ailleurs, il convient de noter qu'il existe également en Bretagne des dunes dites « perchées » que nous assimilons aux dunes transgressives (Haslett et al., 2000). En effet, dans notre contexte d'étude, la formation de ces dunes perchées est principalement due à la transgression des sables dunaires sur les reliefs côtiers avoisinants. C'est uniquement dans un second temps que ces dunes ont été stabilisées par la végétation et déconnectées du système plage/dune par l'érosion littorale.

I.2.1 Modèle d'évolution des dunes bordières

Un modèle d'évolution morphologique des dunes bordières à court et moyen terme a été proposé par Hesp (Hesp, 2002). Il se base sur de nombreuses classifications précédentes et propose cinq stades d'évolution (e.g. Short et Hesp, 1982 ; Carter, 1988 ; Hesp, 1988 ; Psuty, 1988). Une dune bordière peut rester dans un stade morphologique particulier durant la plus grande partie de son existence. Elle peut également passer d'un stade à l'autre, dans une séquence évolutive, au fur à mesure de l'érosion éolienne et/ou marine, ou de la réduction de la couverture végétale (Fig. I. 11).

Le premier stade morphologique correspond à la dune bordière bien constituée, continue et bien végétalisée. Elle présente une forme stable, rarement entaillée en microfalaise et peut être précédée par une dune embryonnaire. L'accumulation se fait principalement à la base du versant externe. Le deuxième stade morphologique, très similaire au premier, possède une couverture végétale moins dense et des formes mineures d'érosion. Le troisième stade correspond à une morphologie très répandue le long des côtes actuelles (Ruz, 2004). Le versant externe présente une topographie irrégulière avec une alternance de cuvettes de déflation et de surfaces bien végétalisées. En conséquence, le couvert végétal est discontinu. Le quatrième stade morphologique correspond à des dunes bordières très irrégulières excavées par de nombreuses surfaces et cuvettes de déflation. Enfin, le cinquième stade caractérise des dunes soumises à une forte érosion marine et/ou éolienne. Ils subsistent seulement des monticules résiduels, des surfaces de déflation et de vastes caoudeyres. La couverture végétale est très clairsemée, voire inexistante.

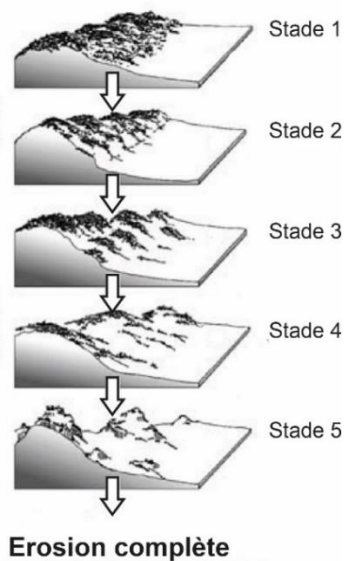


Figure I. 11 : Les cinq principaux stades d'évolution des dunes bordières en érosion (d'après Hesp, 2002)

Selon ce schéma, la progression évolutive peut être inversée dans le cas d'une reconstitution du couvert végétal ou d'une réduction de l'érosion éolienne ou marine. En cas de changements des conditions climatiques, les dunes bordières de stade 3, 4 et 5 peuvent évoluer vers les stades 3b, 4b et 5b (Fig. I. 12). Selon Hesp (2002), il est peu probable qu'une dune de stade 5 revienne un jour à une forme de stade 1 ou 2. Cependant, il est raisonnable d'envisager qu'une dune bordière de stade 5 puisse évoluer vers le stade 4 si les conditions sont réunies. De la même façon, une dune de stade 5 peut continuer à s'éroder pendant qu'une nouvelle dune embryonnaire se forme sur son front pour devenir finalement une dune bordière de stade 1 (Fig. I. 12).

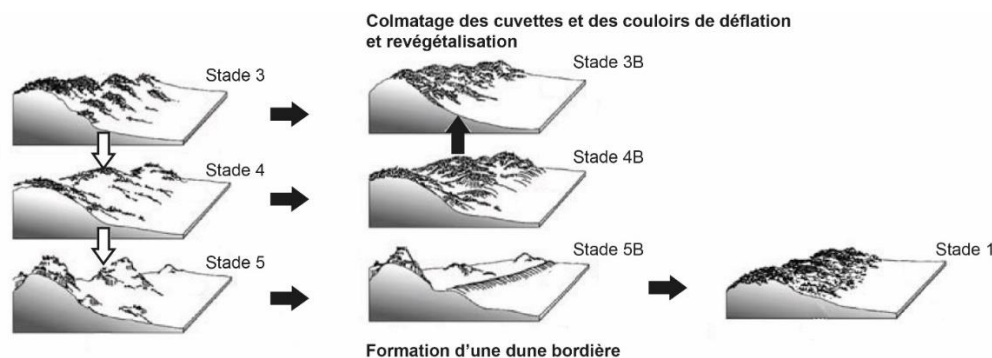


Figure I. 12 : Modèle d'évolution des dunes bordières des stades 3, 4 et 5 en cas de la reconstitution du couvert végétal et/ou de la réduction de l'érosion (d'après Hesp, 2002)

Selon ce modèle évolutif, les dunes bordières peuvent être affectées à court terme par les vagues de tempêtes quel que soit leur stade d'évolution. Cela entraîne soit une érosion de leur base et la formation des microfalaises, soit une érosion partielle ou complète de la dune par les processus de débordement de tempête (Fig. I. 13). Le développement ultérieur de la dune bordière dépendra alors du degré de végétalisation et de sa réimplantation. Selon la disponibilité en sédiments et la fréquence des événements érosifs ultérieurs, les microfalaises seront masquées par des nouveaux apports et la dune bordière sera rétablie (Ruz, 2004). Dans le cas contraire, la dune bordière sera entaillée en falaise vive par les vagues et reculera vers la terre. Après un événement de débordement de tempête, la dune se reconstruira sur place ou reculera vers intérieur des terres.

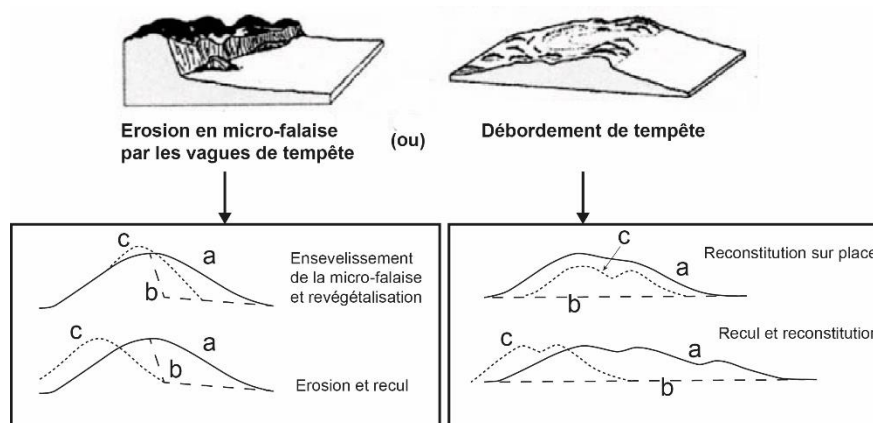


Figure I. 13 : Modèle d'évolution des dunes bordières à court terme en cas de l'érosion par les tempêtes (d'après Hesp, 2002)

Ce modèle évolutif propose également des scénarios à moyen terme. Les dunes bordières des stades 1, 2, et 3 caractérisent habituellement des côtes bien pourvues en sédiments. À long terme, la dune bordière peut alors s'exhausser sur place dans le cas d'une côte stable (Fig. I. 14). Sur les littoraux en accumulation, une nouvelle dune bordière peut se mettre en place en avant de la précédente (Fig. I. 14). Ainsi, au fur à mesure de la progradation du rivage, les crêtes successives se formeront pour donner naissance à un champ de dunes.

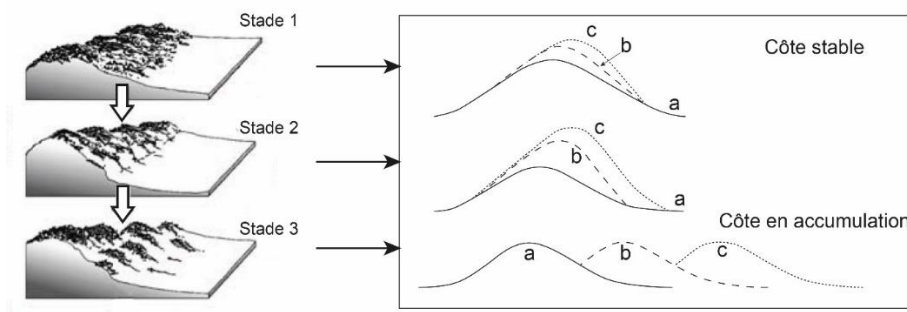


Figure I. 14 : Modèle d'évolution des dunes bordières des stades 1, 2 et 3 à moyen terme (d'après Hesp, 2002)

Les dunes bordières des stades 3, 4, et 5 se trouvent habituellement le long des côtes en érosion. À long terme, si la couverture végétale diminue, mais que l'érosion reste faible, les processus éoliens transporteront le sable vers les parties supérieures et sur les parties internes, faisant reculer la dune vers la terre (Fig. I. 15). Dans le cas d'une érosion plus intense, les dunes deviennent de plus en plus étroites et sont progressivement érodées jusqu'au stade 5 (Fig. I. 15).

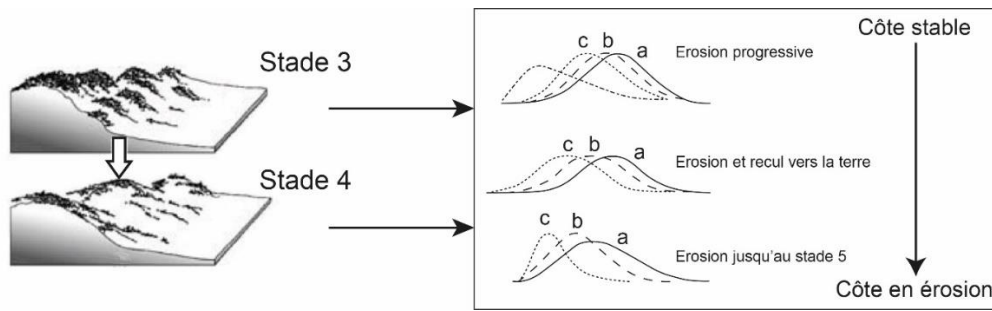


Figure I. 15 : Modèle d'évolution des dunes bordières des stades 3 et 4 à moyen terme (d'après Hesp, 2002)

Une dune bordière de stade 5 peut reculer vers la terre ou disparaître progressivement au fur à mesure que l'érosion éolienne se poursuit (Fig. I. 16).

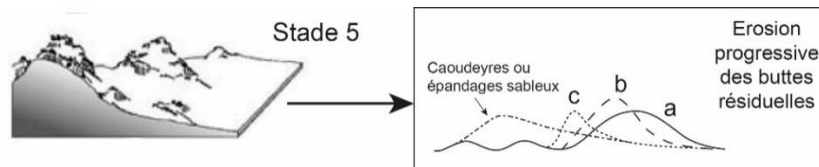


Figure I. 16 : Modèle d'évolution des dunes bordières de stade 5 à moyen terme (d'après Hesp, 2002)

I.2.2 Les dunes transgressives

Les dunes transgressives sont des champs de dunes côtières de grande ampleur, mobiles, qui lorsqu'ils sont actifs, migrent transversalement, obliquement ou le long de la côte en fonction de la direction des vents dominants (e.g. Hesp, 2013) (Fig. I. 17). Ils comprennent divers types de formes d'érosion et d'accrétion et présentent souvent des morphologies dunaires similaires à celles que l'on rencontre dans les déserts. Les épandages sableux transgressifs, quant à eux, présentent des formes tabulaires, plates ou ondulées, généralement sans dune bien développée en surface (Hesp, 2013). L'initiation des dunes transgressives peut résulter d'une multitude de facteurs comme un changement des conditions climatiques, la modification du niveau de la mer, la déstabilisation des avant-dunes, l'érosion du littoral, la perturbation ou la destruction de la couverture végétale, la coalescence de dunes paraboliques. Ainsi, dans une récente synthèse sur les systèmes dunaires transgressifs actuels, Hesp (2013) distingue trois principaux scénarios pour le développement des dunes transgressives :

(1) Dans le premier scénario, ces massifs se forment directement à partir de la plage sans développement d'une dune bordière. Ce type de champs de dunes est caractéristique des côtes à fort excédent sédimentaires ou des côtes sous climat aride et semi-aride.

(2) Dans le second scénario, les champs de dunes transgressifs peuvent se former à partir de dunes paraboliques.

(3) Selon le troisième scénario, le développement de champs de dunes transgressives est initié par la destruction progressive ou totale de la dune bordière. Cela peut se produire également lorsque d'autres dunes précédemment végétalisées (située en arrière du système comme des anciens massifs transgressifs) sont déstabilisées par l'érosion et le recul du littoral, par l'action d'une ou d'une série de tempêtes, par l'érosion des cours d'eau ou des fortes précipitations (Hesp, 2013). Cela peut également se produire lorsqu'une longue période de sécheresse ou un abaissement de la nappe phréatique entraîne la destruction du couvert végétal stabilisateur.



Figure I. 17 : Exemples de dunes transgressives : **(a)** Parc marin national de Cape Howe, Sud-Est de l’Australie ; **(b)** Parc national de Słowiński, Łeba, Nord de Pologne (source : Google Earth)

La stabilisation des massifs transgressifs se produit avec le développement de la végétation. Ainsi, dans le temps, la formation d’une nouvelle dune bordière (dû par exemple au changement des conditions climatiques) entraîne une réduction de l’approvisionnement en sables et une diminution des embruns salés (et/ou d’intrusions de l’eau de mer) dans les systèmes éoliens situés en arrière. Ces conditions conduisent à la végétalisation des systèmes dunaires transgressifs qui sont ainsi fixés sur place. L’érosion du sable entre les crêtes dunaires fossiles, ou l’augmentation du niveau de la nappe phréatique, entraîne alors la création de zones humides et/ou d’étangs.

Short et Hesp (1982), Hesp (1988) et (Ruz, 2004) proposent également un modèle mettant en évidence les interrelations entre l’énergie des vagues, les apports sédimentaires et la morphologie des dunes côtières. Selon eux, les plages très exposées sont susceptibles de bénéficier d’abondants volumes de sable en provenance de l’avant-côte. Puisque ces conditions sont généralement

associées à des plages dissipatives possédant un large estran, le transport éolien serait favorisé expliquant que de telles plages sont souvent associées à de vastes massifs dunaires transgressifs. A l'inverse, dans les secteurs où l'énergie des vagues est faible, les plages reçoivent peu de sédiments en provenance de l'avant-côte. Les estrans sont étroits et présentent une pente souvent prononcée qui ne favorise pas les échanges de sédiments entre le bas de la plage et la zone supratidale. Ces plages sont donc le plus souvent associées à des dunes bordières uniques et peu développées.

I.2.3 L'Âge des dunes en Bretagne

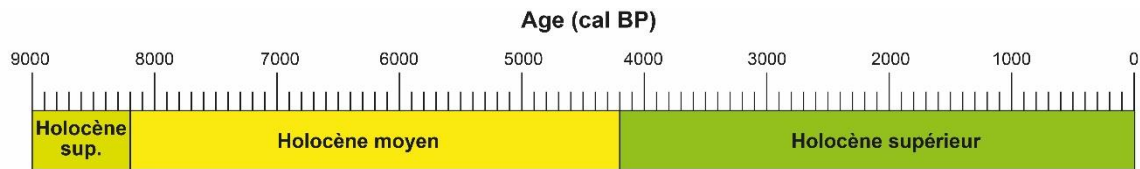
Sur les côtes atlantiques européennes, la mobilité des dunes (phase d'érosion, d'avancée dunaire) s'illustre par des séquences sédimentaires marquées par une succession de dépôts caractéristiques. Ainsi, les dépôts de sables éoliens sont généralement entrecoupés par des niveaux de paléosols correspondant à des phases de stabilité de massifs (e.g. Christiansen et al., 1990 ; Carter et Wilson, 1991 ; Clemmensen et al., 1996, 2001, 2015 ; Jackson et Cooper, 2011). La datation par radiocarbone des horizons humiques, ainsi que la datation par luminescence stimulée optiquement (OSL) des dépôts sableux a permis de proposer des chronologies bien contraintes pour le développement de ces massifs. En Bretagne, le caractère épisodique de la mise en place des massifs dunaires durant l'Holocène a été suggéré depuis de nombreuses années (Giot et Guilcher, 1947; Guilcher et Hallegouet, 1991). Cependant, à ce jour, nous ne nous possédons pas de chronologie bien établie et unifiée à l'échelle régionale.

Les premiers travaux sur la chronologie des massifs dunaires ont été réalisés dans le secteur de la baie d'Audierne (Finistère) d'après un travail mené conjointement par les archéologues et les géomorphologues (Giot et Guilcher, 1947). En effet, de nombreux vestiges archéologiques ont été découverts dans les contextes dunaires présentant souvent un état de conservation exceptionnel du fait de leur enfouissement rapide sous les sables éoliens carbonatés. En l'absence de méthodes de datations absolues à cette époque, les vestiges archéologiques ont été utilisés comme des éléments de chronologie. Ainsi, Giot et Guilcher (1947) ont attribué au second âge du Fer la mise en place de ces dunes, car de nombreux vestiges datant de cette période ont été découverts dans les couches de sables éoliens. Les auteurs ont également indiqué une seconde phase de mobilité dunaire durant l'époque gallo-romaine ou le Moyen Âge. Plus tard, grâce à l'obtention de datations par le radiocarbone sur ces vestiges archéologiques, Giot (1998) a précisé la période d'ensablement de certains sites fouillés, comme la nécropole de Saint-Urnel à Plomeur (Giot et Monnier, 1977). De cette façon, l'auteur a pu reconnaître deux principales périodes de développement des dunes dans le secteur de la baie d'Audierne : une première située entre l'âge du Bronze final et l'âge du Fer, et une seconde durant le Moyen Âge.

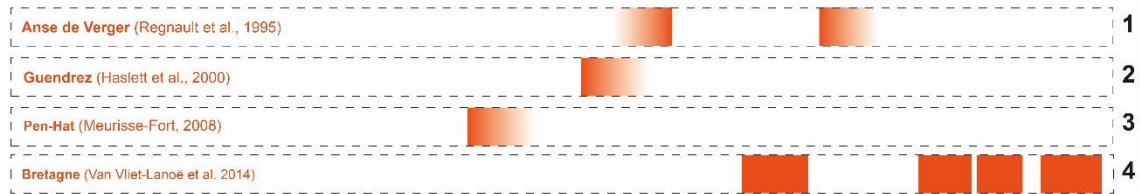
En parallèle, Guilcher et Hallegouet (1991) ont dressé un état de connaissances sur l'âge des dunes en Bretagne et ont identifié trois principales périodes de mobilité. Une première phase a été proposée aux alentours de l'âge du Fer. L'hypothèse avancée par les auteurs pour expliquer cette mobilité dunaire suggère une baisse significative du niveau marin durant cette période ayant permis l'exondation de vastes estrans sableux soumis alors à la déflation éolienne. On sait désormais que cette explication est à rejeter, car aucune baisse significative du niveau de la mer n'a été reconnue en Bretagne durant l'Holocène. Une deuxième phase de remobilisation des sables éoliens a été identifiée aux alentours de l'An Mil. Enfin, une troisième période est identifiée durant le Petit Âge Glaciaire et serait associée à la dégradation des conditions climatiques. En effet, l'ensevelissement des villages littoraux au cours du XVIII^e siècle est connu par les sources historiques.

Plus tard, sur la base de plusieurs datations au radiocarbone des vestiges archéologiques interstratifiés dans les sables éoliens, Regnault et al. (1995) ont identifié deux périodes de mobilité pour la dune de l'anse de Verger (Ille-et-Vilaine) : la première antérieure à 3 600 BP et la seconde postérieure à 2 400 BP (Fig. I. 18a). Puis, deux datations au radiocarbone réalisées sur les paléosols situés à la base des complexes dunaires perchés ont fourni des âges plus anciens de 4 545–4 160 cal BP pour la dune de Guendrez en baie d'Audierne dans le Finistère (Haslett et al., 2000, Fig. I. 18a) et de 5 582-4 961 cal BP pour la dune de Pen-Hat à Crozon dans le Finistère, Meurisse-Fort, 2008, Fig. I. 18a).

Plus récemment, Van Vliet-Lanoë et al. (2016) ont proposé une chronologie de mise en place des massifs dunaires bretons basée sur l'analyse des carottages sédimentaires réalisés dans les zones humides d'arrière barrière. Ils identifient ainsi quatre phases de mobilité des sables éoliens pour les côtes de la Bretagne : entre 3 050 et 2 300 cal BP, entre 1 600 et 1 150 cal BP, entre 1 150 et 750 cal BP et après 600 cal BP (Fig. I. 18a).



a) Périodes de mobilité des dunes



b) Évolution morphologique des vallées estuariennes

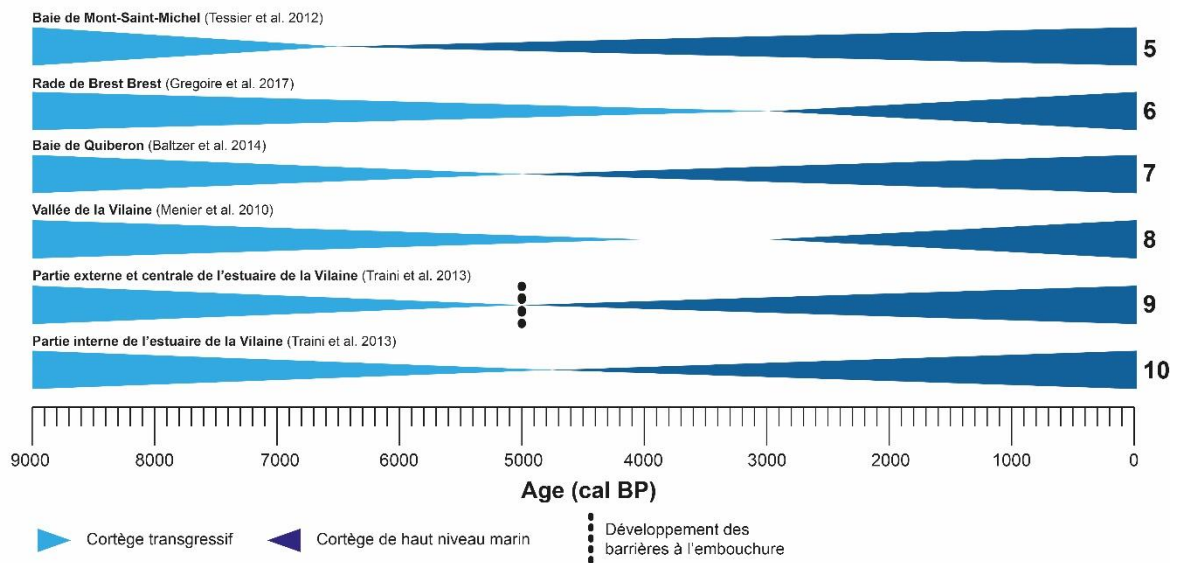


Figure I. 18: Évolution des dunes côtières et des vallées estuariennes en Bretagne. **(a)** Périodes de mobilité des dunes : 1. l'Anse de Verger, Ille-et-Vilaine (Regnault et al., 1995), 2. Dune de Guendrez, Baie d'Audierne, Finistère (Haslett et al., 2000), 3. Dune de Pen-Hat, Crozon, Finistère (Meurisse-Fort, 2008), Bretagne (Van Vliet-Lanoë et al., 2016) ; **(b)** Évolution morphologique des vallées estuariennes : 5. Baie de Mont-Saint-Michel (Tessier et al., 2012), 6. Rade de Brest (Gregoire et al., 2017), 7. Baie de Quiberon (Baltzer et al., 2014), 8. Vallée de la Vilaine (Menier et al., 2010), 9. Partie externe et centrale de l'estuaire de la Vilaine (Traini et al., 2013), 10. Partie interne de l'estuaire de la Vilaine (Traini et al., 2013)

I.3 La dynamique morpho-sédimentaires des estuaires

Les périodes de régression marine du Quaternaire ont entraîné un allongement important des fleuves côtiers dans leur partie aval associé à une forte incision du lit fluvial sous l'effet d'un abaissement du niveau de base. Au cours de la transgression marine post-glaciaire, la mer a progressivement ennoyé la section aval de ces vallées incisées et donné naissance à des estuaires en perpétuelle transformation morphologique, là où la charge fluviatile était insuffisante pour que le colmatage des vallées suive le rythme de la remontée du niveau de la mer (Paskoff, 2010).

À l'échelle de l'Holocène, les estuaires peuvent être considérés comme des environnements côtiers relativement éphémères (Dalrymple et al., 1992), destinés à disparaître complètement par colmatage sédimentaire. Cette évolution s'est réellement amorcée avec le ralentissement de la transgression marine post-glaciaire, vers 7 000 cal BP. Dans de nombreux secteurs, les taux de sédimentation ont été suffisants (par apport de la taille de la vallée) pour compenser les faibles vitesses d'élévation du niveau marin. Certains estuaires se sont alors remplis de sédiments et transformés en deltas, là où les apports fluviaux étaient prédominants. D'autres ont donné naissance à des plaines côtières basses ou des marais maritimes, là où les sédiments étaient principalement redistribués par la dynamique marine (vagues ou marées).

À la différence des deltas dont l'évolution morphologique est principalement dominée par les apports sédimentaires fluviaux, ou à la différence des plaines côtières essentiellement dominées par les vagues, les estuaires occupent une position intermédiaire dans le schéma proposé par Dalrymple et al. (1992) qui classent les environnements côtiers selon l'influence respective de trois principaux facteurs hydrodynamiques : les débits fluviaux, les vagues et les processus tidaux (Fig. I. 19).

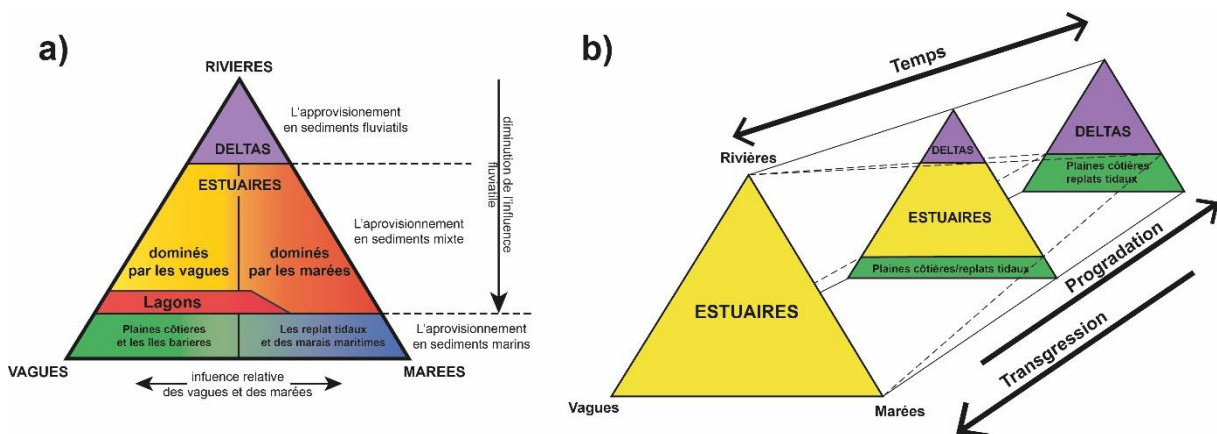


Figure I. 19 : (a) Représentation schématique d'un estuaire et (b) de la distribution de l'énergie (d'après Dalrymple et al., 1992)

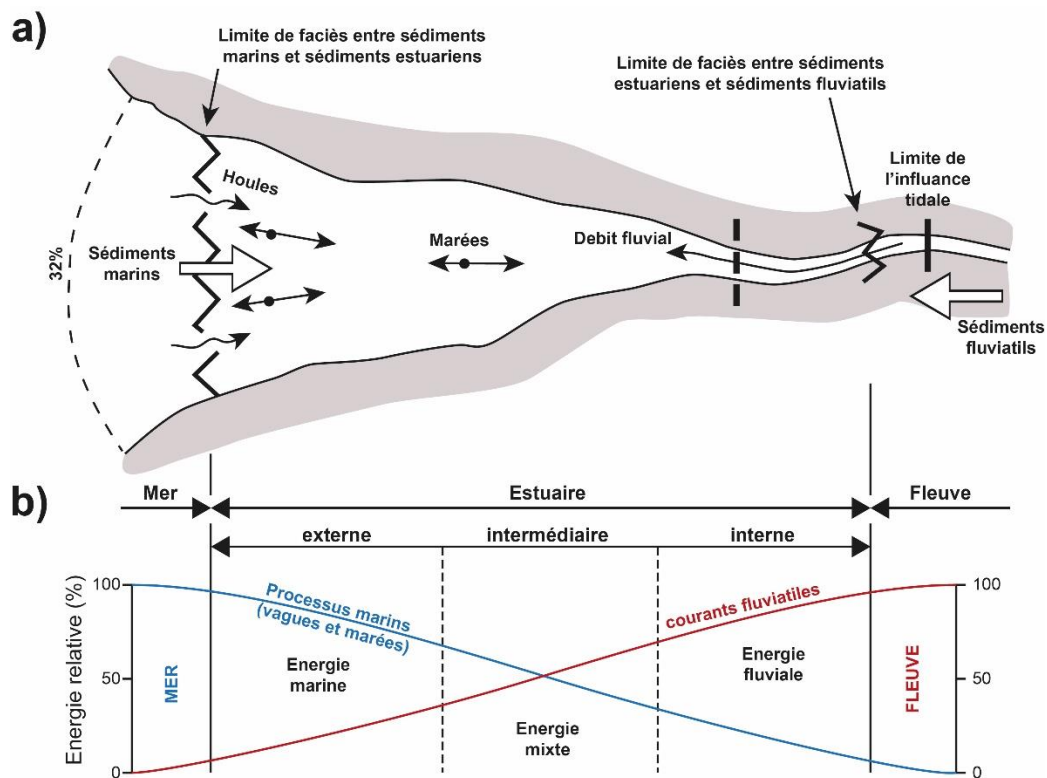


Figure I. 20 : (a) Représentation schématique d'un estuaire et (b) de la distribution de l'énergie (d'après Dalrymple et al., 1992)

Selon la classification proposée par Dalrymple et al. (1992), les estuaires se répartissent en deux grandes catégories selon leur morphologie : (1) les estuaires dominés par la houle et (2) ceux dominés par la marée. Toutefois, notons qu'il existe une multitude de configurations intermédiaires. Sur les côtes atlantiques françaises, certains auteurs emploient le terme d'estuaires « mixtes », signifiant qu'ils sont dominés à la fois par les vagues et par les courants de marée (e.g. Chaumillon et al., 2008, 2010). En effet, cette zone géographique est caractérisée par les marnages très importants et par des conditions de vague énergétique.

Notons qu'à l'échelle de chaque estuaire, il est possible de distinguer trois principaux « domaines » qui se répartissent d'amont en aval, selon qu'ils sont dominés par l'hydrodynamisme fluvial ou marin (Fig. I. 20b). Le domaine interne de l'estuaire est dominé par l'action des courants fluviaux qui tend à s'amoinrir vers l'aval. Le domaine externe, ou embouchure, est soumis à l'action prédominante des vagues et de la marée qui s'amoinrit graduellement vers l'amont, soit parce que l'énergie des vagues est dissipée par une barrière littorale, soit parce que la vitesse des courants de marée diminue en raison de l'amortissement par frottement sur le fond. Enfin, entre

ces deux extrémités, le domaine intermédiaire est dominé par les processus fluvio-marins. Cette distribution longitudinale des différents agents de forçage contrôle la répartition des faciès sédimentaire au sein d'un estuaire.

I.3.1 Les estuaires dominés par les vagues

Dans un estuaire dominé par les vagues, l'influence de la marée est faible et les dynamiques morphosédimentaires qui affectent l'embouchure sont dominées par les processus hydrodynamiques océaniques (Dalrymple et al., 1992). Les vagues, combinées à l'action secondaire des courants de marée, entraînent le déplacement des sédiments le long de la côte jusqu'à l'embouchure de l'estuaire, où se développe une barrière subaérienne, une flèche ou une barrière submergée (Fig. I. 21 et I. 22). Cette barrière empêche la majeure partie de l'énergie des vagues de pénétrer dans l'estuaire. Dans les systèmes avec une faible amplitude de marée et un petit prisme de marée, les courants de marée sont rarement capables de maintenir les brèches causées par les ondes de tempête et/ou les inondations fluviales. Ces brèches se ferment épisodiquement ou de façon permanente formant ainsi des environnements lagunaires. En revanche, l'énergie fluviale diminue vers la mer. Le profil résultant de "l'énergie totale" pour un estuaire dominé par les vagues montre deux maxima, un maximum à l'embouchure causé par l'énergie des vagues, et un second dans sa partie amont produit par les courants fluviaux. Ces deux maxima sont séparés par une zone de faible énergie située dans la partie centrale de l'estuaire (Fig. I. 21a).

Dans la plupart des estuaires, cette distribution de l'énergie détermine la répartition des faciès sédimentaires qui se répartissent en trois zones : des secteurs à sédimentation grossière située en aval et en amont du système et un secteur à sédimentation fine dans sa partie centrale. Dans la zone dominée par l'énergie de vagues (l'embouchure), les corps sableux s'accumulent. Elles constituent des hauts-fonds subtidaux et/ou des dépôts de *washover* sur lesquels se construit un cordon littoral coupé par un ou plusieurs chenaux de marée (Fig. I. 21b et c). En amont de ces formations, un delta de flot se forme si l'influence de la marée est faible. Les sédiments sont également déposés par le fleuve dans le domaine interne de l'estuaire formant parfois un delta fluvial. La partie centrale, à faible énergie, connaît au contraire une sédimentation fine parfois très organique. Dans le cas des estuaires peu profonds, cette zone peut être occupée par de vastes marais maritimes traversés par des chenaux de marées qui rejoignent directement le chenal principal.

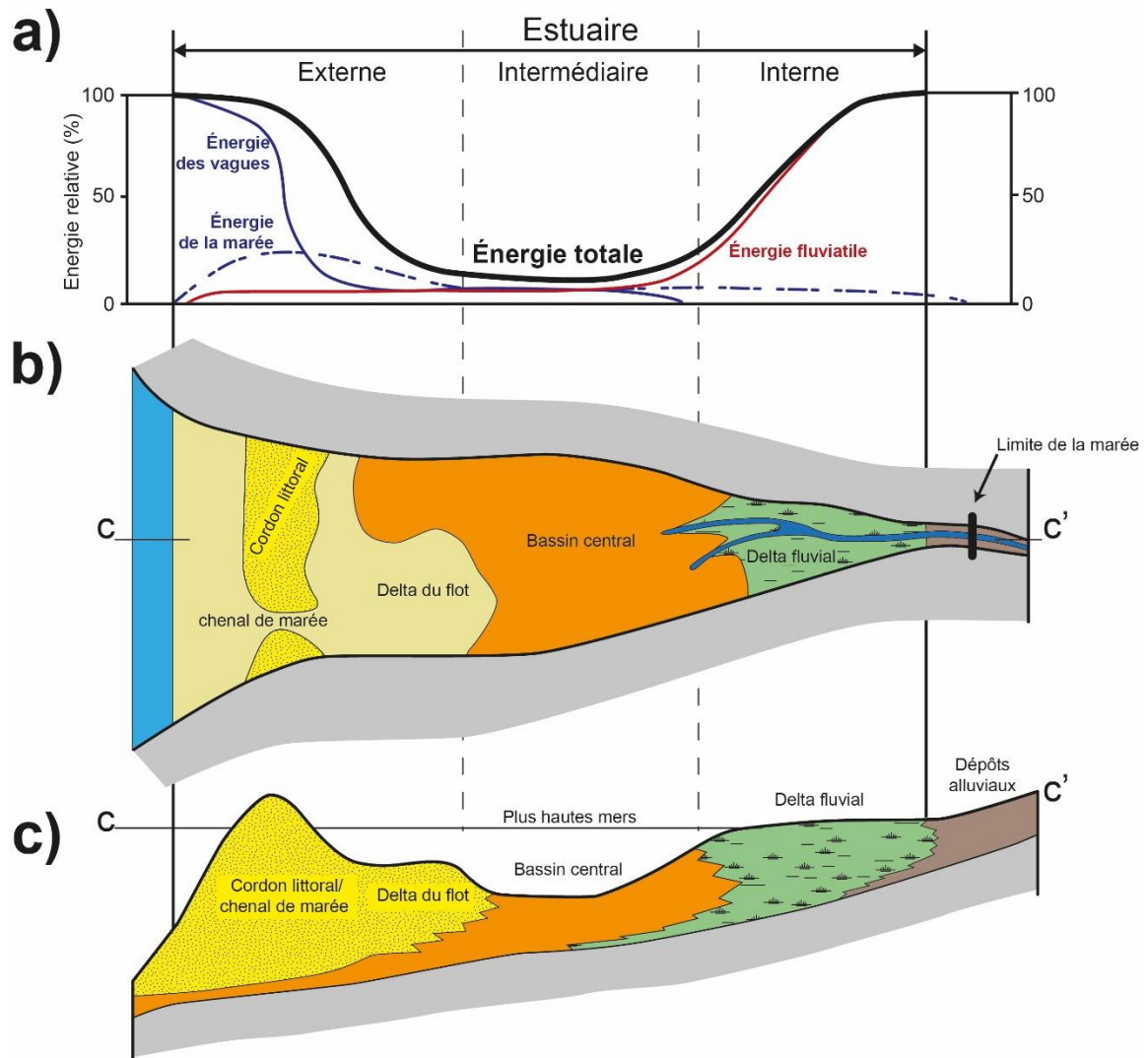


Figure I. 21 : Distribution de l'énergie **(a)**, schéma de caractéristiques morphologiques **(b)** et facies sédimentaires selon une coupe longitudinale **(c)** d'un estuaire dominé par les vagues (d'après Dalrymple et al., 1992)

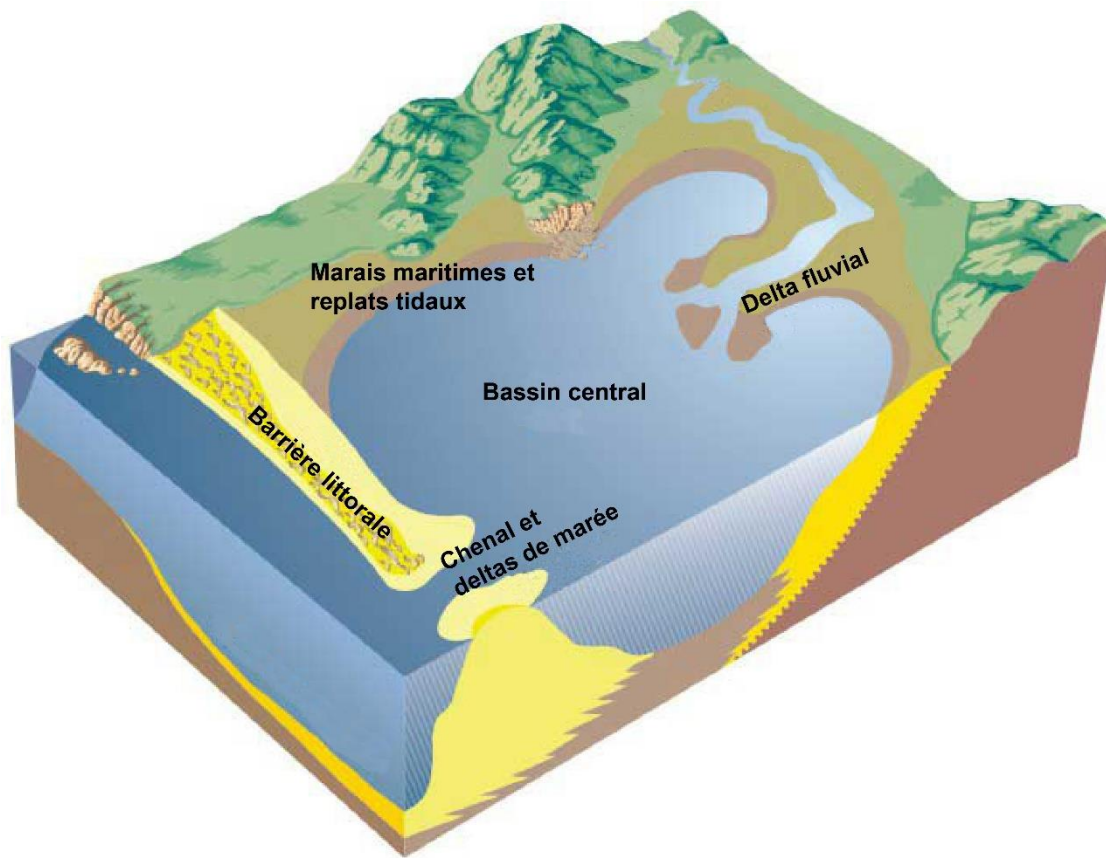


Figure I. 22 : Bloc diagramme d'un estuaire dominé par les vagues (source : <https://ozcoasts.org.au>)

I.3.2 Les estuaires dominés par la marée

Dans les estuaires dominés par la marée, les processus tidaux jouent un rôle prépondérant. Ce type d'estuaires se rencontrent le plus souvent dans des environnements macro-tidaux. Il présente souvent une forme en entonnoir et sa profondeur décroît rapidement vers l'amont. Cette morphologie favorise l'amplification de l'onde de marée. Ces conditions se traduisent par une augmentation soudaine des courants de marée qui diminuent ensuite vers l'amont (Fig. I.23). L'énergie fluviale diminue vers la mer comme dans les systèmes dominés par les vagues. Le point de plus faible énergie des vagues et des courants fluviaux correspond au point de plus faible énergie totale dans l'estuaire.

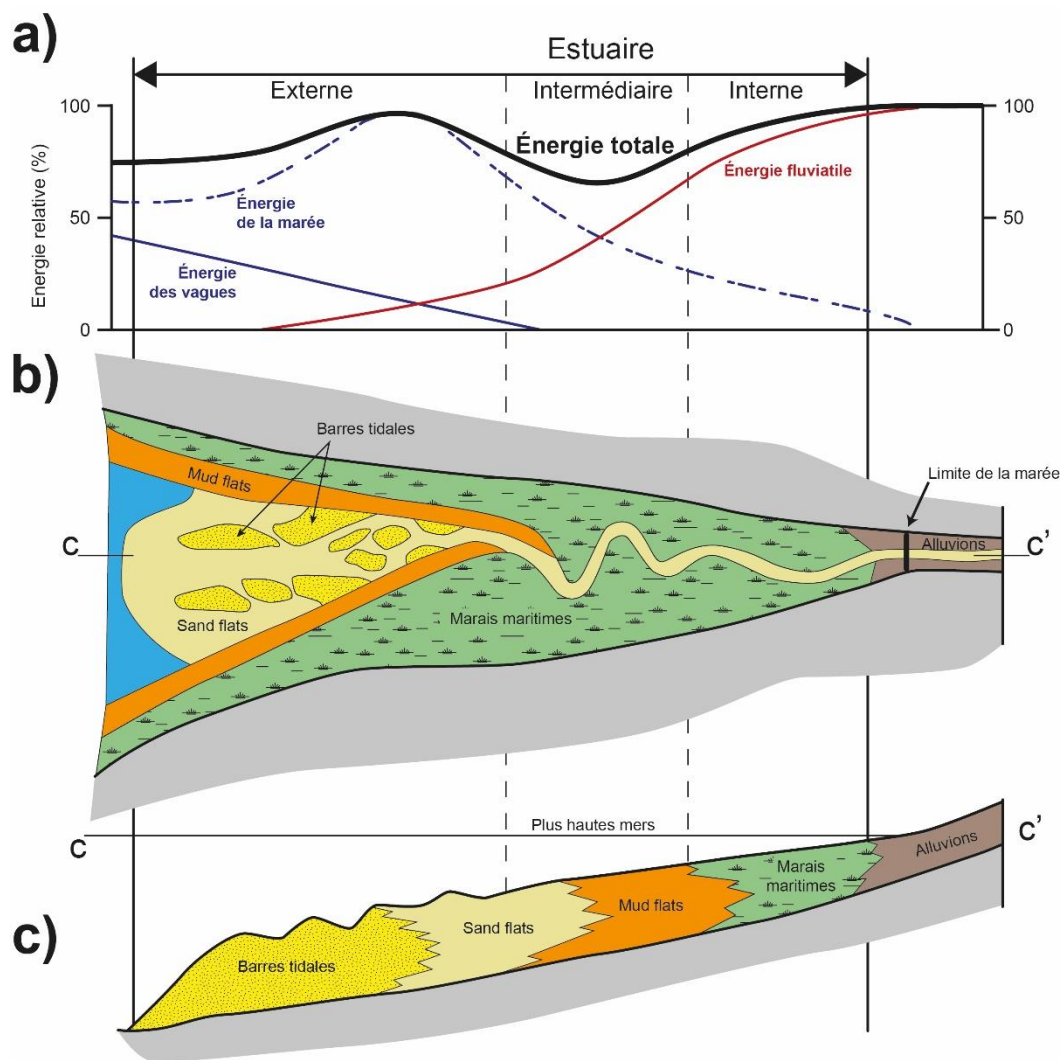


Figure I. 23 : Distribution de l'énergie (a), schéma de caractéristiques morphologiques (b) et faciès sédimentaires selon une coupe longitudinale (c) d'un estuaire dominé par la marée (d'après Dalrymple et al., 1992)

Le point de l'énergie totale minimum n'est pas aussi prononcé que dans le cas des estuaires dominés par les vagues car l'influence de la marée se fait sentir bien plus profondément à l'intérieur du système estuarien. La distribution spatiale des faciès sédimentaires présente une variabilité à la fois latérale et longitudinale. Latéralement, la partie centrale de l'estuaire est occupée par des replats tidaux sableux et un réseau de chenaux, tandis que les marges se caractérisent par le développement de marais maritimes et de replats non végétalisés à sédiments fins de type *mud flats* (Fig. I.24). Longitudinalement, près de l'embouchure, se forment des barres tidales sableuses et allongées induites par la chenalisation des courants de marée. Dans la partie centrale, la géométrie méandrique du chenal est induite par la diminution de l'énergie hydraulique. Ainsi, dans ce secteur, les faciès sédimentaires à faible granulométrie caractérisent des environnements de *schorre*, de *mud flats* et/ou de *sand flats*. La partie interne, quant à elle, est dominée par une sédimentation fluviale et le dépôt d'alluvions.

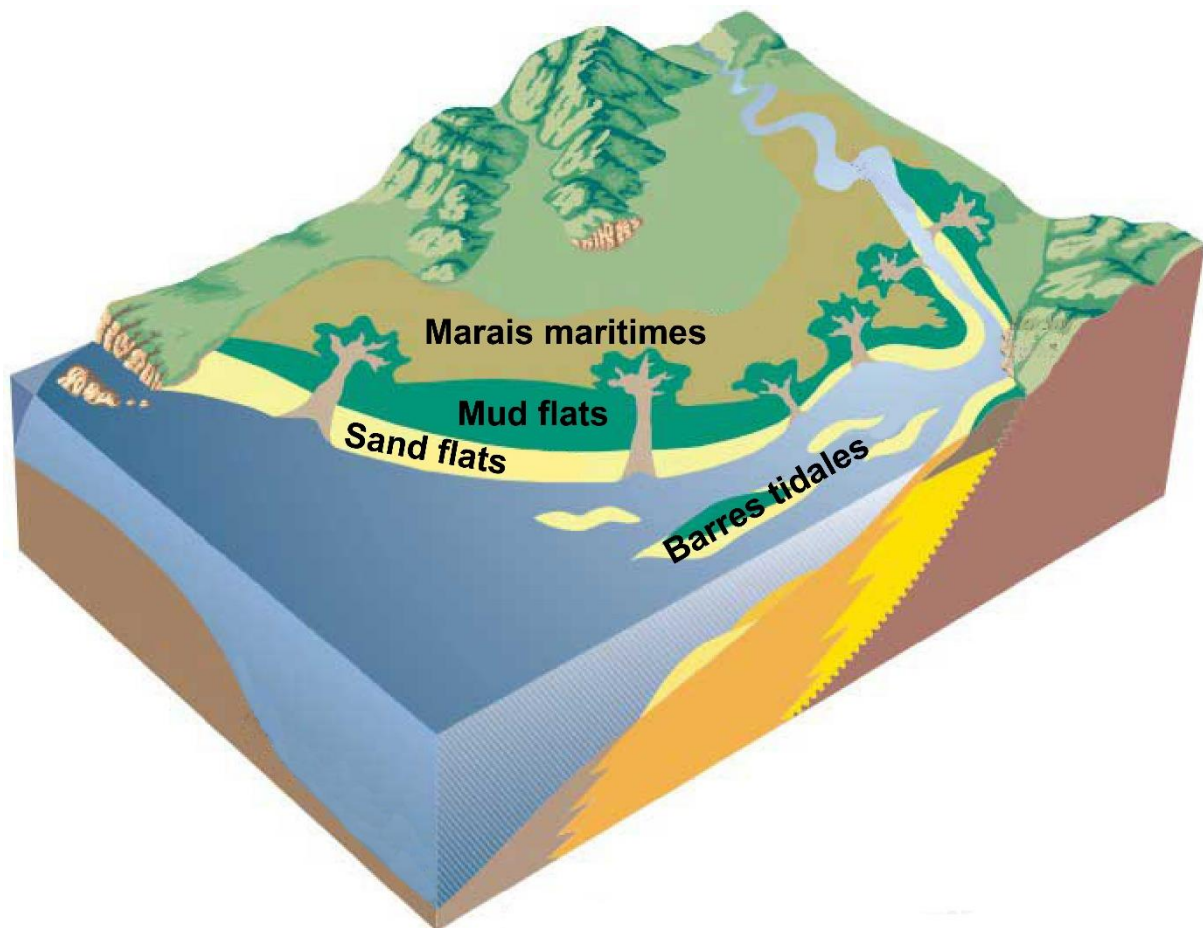


Figure I. 24 : Bloc diagramme d'un estuaire dominé par la marée (source : <https://ozcoasts.org.au>)

I.3.3 Principes et éléments d'étude des séquences sédimentaires estuariennes

I.3.3.1 Transgression et régression

Les termes « transgression » et « régression » désignent ici les processus de la migration horizontale du trait de côte et ont été utilisés en géologie depuis la fin du XVIII^e siècle. Ainsi, une « transgression » désigne une avancée de la mer vers l'intérieur des terres et une régression désigne un retrait de la mer. Initialement, ces processus ont été étudiés pour leur cyclicité au cours des temps géologiques. À ces échelles de temps, l'ampleur des variations du niveau marin sont telles qu'elles constituent le principal déterminant de la succession stratigraphique. C'est pour cette raison qu'en géologie, les termes transgression et régression ont pris le sens de hausse et de baisse du niveau marin respectivement. Cependant, suivant l'échelle de temps sur laquelle on travaille, il est indispensable de considérer que les successions stratigraphiques ne sont pas seulement le fait de l'évolution du niveau marin, mais résultent des nombreux facteurs locaux (comme l'évolution des apports sédimentaires, les phénomènes de tassement ou d'érosion) (Shennan et al., 1983).

I.3.3.2 L'espace d'accommodation et la mobilité du trait de côte

L'évolution d'un système sédimentaire côtier est dépendante de la conjonction entre l'espace d'accommodation (espace total disponible pour la sédimentation) et les apports sédimentaires (Jervey, 1988). De façon très simple, on peut considérer qu'une hausse du niveau marin entraîne l'extension des espaces d'accommodation sous-marine et, par conséquent, un recul du trait de côte. À l'inverse, une diminution du niveau marin provoque une réduction de l'espace d'accommodation et donc une progradation du trait de côte. Cependant, ce schéma est rendu plus complexe par le fait que les apports sédimentaires ne sont pas constants et que leur distribution n'est pas uniforme sur le littoral. Ainsi, les sédiments sont distribués au sein des différents étages littoraux, à la fois subtidaux (dépressions, vallées sous-marines, canyons), intertidaux (estuaires, marais maritimes) et supratidaux (cordons et dunes littorales).

Par ailleurs, les espaces d'accommodation peuvent évoluer dans le temps et s'accroître sous l'effet de l'érosion ou du tassement des dépôts sédimentaires sous-jacents. À l'inverse, le remplissage progressif des zones intertidales entraîne une diminution des espaces d'accommodation intertidaux, mais agrandit les espaces d'accommodation supra-tidaux où peuvent alors se former des cordons littoraux.

En outre, les facteurs qui entrent en jeu dans la distribution initiale (naissance des formes d'accumulation), la remobilisation (érosion) et la redistribution (formation de nouvelles morphologies et leur évolution) des sédiments sont multiples (tempêtes, apports sédimentaires, niveau de la mer) et procèdent souvent d'une combinaison ou d'un relais de processus. Ils interviennent également à différentes échelles spatiales et temporelles. Ainsi, au sein d'un système sédimentaire, le recul du trait de cote n'est pas systématiquement associé à une hausse de niveau marin, tout comme une progradation n'est pas toujours la conséquence d'une baisse de niveau marin (Posamentier et James, 1993).

1.3.3.3 Les principes de la stratigraphie séquentielle appliqués à l'étude des remplissages sédimentaires des petits estuaires

« La stratigraphie séquentielle est l'étude des relations entre les corps sédimentaires à l'intérieur d'un cadre chronostratigraphique constituée de strates répétitives génétiquement liées, délimitées par des surfaces d'érosion ou de non-dépôt, par leur conformité en concordance » (Posamentier et Vail, 1988 ; Wagoner et al., 1988).

L'avantage de la stratigraphie séquentielle est qu'elle permet de décrire d'une manière globale les évolutions sédimentaires qui ont lieu simultanément au sein d'un même bassin sédimentaire en s'affranchissant des irrégularités de facies pouvant intervenir latéralement (Catuneanu, 2006). Ce modèle est basé sur la subdivision du remplissage d'un bassin sédimentaire en cortège de dépôts (ou *system tracts*) correspondant à l'ensemble des dépôts sédimentaires mis en place dans un même bassin pendant une période de temps non soumise à une franche modification de la ligne du rivage (Posamentier et Vail, 1988). Ce modèle a été particulièrement employé pour étudier le remplissage des grands systèmes estuariens et deltaïques sous-marins, à l'aide d'outils géophysiques utilisant la réflexion sismique. La géométrie des corps sédimentaires peut alors être appréhendée, tandis que le cadre chronologique est souvent calibré par des carottages en mer. Les travaux mobilisant la stratigraphie séquentielle couvrent généralement des pas de temps très longs (plusieurs dizaines à centaines de milliers d'années) et s'intéressent à des dépôts de plusieurs dizaines à centaines de mètres d'épaisseur. A cette échelle, les changements stratigraphiques observés sont principalement dus à l'eustatisme.

Le modèle de la stratigraphie séquentielle distingue trois principaux cortèges de dépôts sédimentaires en lien avec l'élévation du niveau marin (Fig. I.22 ; Posamentier et Vail, 1988 ; Catuneanu, 2006) :

- Le cortège dit « de bas niveau » (LST pour *Low System Tract*) se dépose pendant le bas niveau marin. Dans notre contexte d'étude, il correspond le plus souvent aux épandages fluviaux continentaux.
- Le cortège dit « transgressif » (TST pour *Transgressif System Tract*) repose sur le LST et correspond à l'augmentation rapide du niveau marin et des séquences des dépôts rétrogradantes. Dans notre contexte d'étude, nous associons cependant la notion de cortège transgressif aux dépôts sédimentaires associés au recul du trait de côte et donc à l'augmentation de l'influence marine au sein d'une séquence sédimentaire. A l'échelle de l'Holocène moyen et final, ce type de séquences de dépôts sédimentaires n'est pas forcément lié à l'élévation rapide du niveau marin, mais peut découler de facteurs locaux.
- Le cortège dit de « haut niveau marin » (HST pour *High System Tract*) correspond à la stabilisation ou à un fort ralentissement de la remontée du niveau marin. Il suppose une réduction des espaces d'accommodation et une forte disponibilité en sédiments. Il se traduit par le retour à des conditions régressives. Ainsi, dans notre cas d'étude, il peut être associé à des « séquences de dépôts progradantes » (régression) reflétant une diminution de l'influence marine dans les estuaires étudiés. Localement, ce cortège peut correspondre à des dépôts tourbeux mis en place suite à la fermeture des bassins tidaux par des barrières littorales.

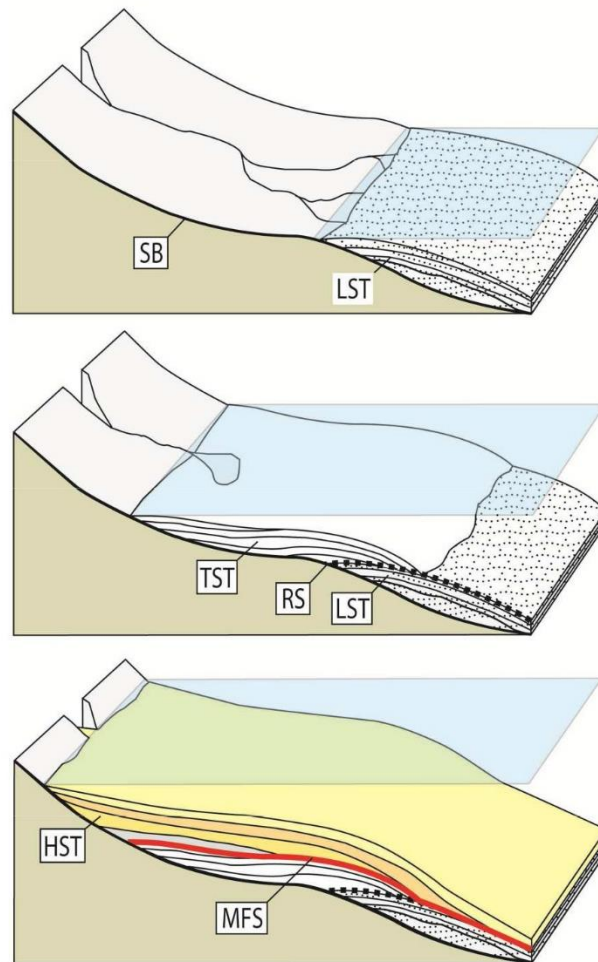


Figure I. 25 : Schéma de l'organisation des « cortèges de dépôts » utilisé en stratigraphie séquentielle. LST : cortège de bas niveau, TST : cortège transgressif HST : cortège du haut niveau, SB : limite de séquence, RS : Ravinement Surface, MFS : surface d'envoieement maximum (Goslin, 2014; d'après Posamentier et Vail, 1988)

Dans le modèle de la stratigraphie séquentielle basé sur la sismique réflexion, ces cortèges sont séparés par des surfaces stratigraphiques repérables (Fig. I.25):

- La limite de séquence (SB pour *Surface Boundary*) détermine la limite inférieure de la séquence et donc du cortège du bas niveau. Elle traduit l'érosion continentale réalisée au cours du dernier bas niveau marin. Elle est définie par le fond de la paléo-vallée.
- La surface transgressive (TS pour *Transgressive Surface*) est une surface de transgression présente à la base du cortège transgressif. Elle est souvent difficilement repérable et s'observe seulement si l'action des vagues ou des courants a permis d'exercer des processus de ravinement ou de troncature. Elle est appelée surface de ravinement par les vagues (WST

pour *Wave Ravinement Surface*) ou surface de ravinement par les marées (TRS *Tidal Ravinement Surface*).

- La surface d'enneiement maximum (MFS pour *Maximum Flooding Surface*) se matérialise au toit du cortège transgressif et correspond à la stabilisation du niveau marin ou une forte baisse du rythme de la remontée.

Selon le modèle de la stratigraphie séquentielle, plusieurs systèmes de ce type peuvent se superposer, matérialisant ainsi des cycles de baisse et de hausse du niveau marin sur des pas de temps de plusieurs centaines de milliers d'années.

Dans le cadre de ce travail de thèse, les pas de temps considérés sont nettement plus courts et couvrent seulement les 8 000 dernières années environ, période durant laquelle le niveau marin n'a pas connu de fluctuations significatives, mais seulement une remontée graduelle à un rythme décroissant jusqu'à aujourd'hui. Par conséquent, la succession de cortèges transgressifs et régressifs sera principalement interprétée à la lumière de changements dans l'approvisionnement et dans la redistribution des sédiments sur le littoral.

I.3.4 L'évolution des systèmes estuariens et lagunaires sur les côtes de la Bretagne

Durant les dernières décennies, plusieurs études ont été menées sur les grands systèmes estuariens submergés (e.g. Menier et al., 2010 ; Tessier et al., 2012; Traini et al., 2013 ; Baltzer et al., 2014 ; Gregoire et al., 2017) (Fig. I. 18b) et sur des environnements lagunaires (Goslin et al., 2015 ; Stéphan et al., 2015) situés sur le littoral de la Bretagne.

La première phase de remplissage des vallées incisées est marquée par des dépôts continentaux associés aux bas niveaux marins. Ces dépôts sont faiblement préservés en particulier dans les secteurs largement exposés aux houles océaniques ou soumis à une forte amplification des courants tidaux (par exemple la Baie du Mont-Saint-Michel) (Tessier et al., 2012).

L'enneiement des systèmes estuariens, actuellement situé sous 20 à 40 m de profondeur ne débute qu'à partir de 10 000 cal BP environ (Tessier et al., 2012). La vitesse de remontée du niveau marin encore rapide durant cette période augmente le potentiel d'accommodation et favorise l'installation des larges replats tidaux dans les environnements estuariens internes.

Aux alentours de 7 000-6 000 cal BP, la diminution de la vitesse de remontée du niveau marin entraîne une diminution des espaces d'accommodation (García-Artola et al., 2018). Les premiers environnements lagunaires et saumâtres se mettent en place le long du littoral de la Bretagne traduisant la formation et la stabilisation des premières barrières littorales (Goslin et al., 2015 ; Stéphan et al., 2015). Dans les grands systèmes estuariens, les parties aval (embouchure) enregistrent des conditions énergétiques plus fortes matérialisées principalement par des surfaces de ravinement. Dans certains systèmes, ou les apports sédimentaires sont importants, cette période correspond à l'installation de la surface d'enneigement maximum et à la mise en place des cortèges de dépôts de haut niveau marin (Tessier et al., 2010, 2012, Fig. I. 18b). Cependant, dans de nombreux systèmes estuariens, les séquences de dépôts transgressives sont toujours en développement et l'installation des cortèges de haut niveau marin apparaît plus tardivement : vers 4 000-3 000 cal BP dans la vallée de la Vilaine (Menier et al., 2010), vers 3 000 cal BP dans la rade de Brest (Gregoire et al., 2017).

Entre 6 000 et 3 000 cal BP, les environnements estuariens enregistrent une forte influence des houles océaniques dans les secteurs ouverts (domaines externe et central) qui se traduit par la construction de corps sédimentaires sableux à l'embouchure et par la croissance des *tidal flats* dans les parties internes (Tessier et al., 2010 ; Traini et al., 2013) (Fig I. 18b). Dans les environnements lagunaires et saumâtres, cette phase correspond à l'extension latérale des marais maritimes traduisant la stabilisation et la croissance des barrières littorales (Stéphan et al., 2015).

Aux alentours de 3 000-2 7000 cal BP, les marais maritimes et les lagunes enregistrent des modifications morphosédimentaires profondes liées à l'augmentation du régime de tempêtes. Ainsi, de nombreuses barrières littorales sont rompues entraînant l'inondation et l'érosion des environnements situées en arrière (Fernane et al., 2015 ; Goslin et al., 2015 ; Stéphan et al., 2015). Le renforcement des conditions hydrodynamiques au sein des estuaires se traduit également par l'érosion des dépôts sus-jacents et la formation des surfaces de ravinement par les vagues (Baltzer et al., 2014 ; Gregoire et al., 2017).

Après cet épisode, les environnements lagunaires et estuariens enregistrent une sédimentation continue par accrétion qui semble dès lors davantage contrôlée par les facteurs locaux et marquée par une influence anthropique croissante (Chaumillon et al., 2010 ; Gregoire, 2016 ; Stéphan et al., 2015 ; Tessier et al., 2012).

Conclusions

L'objectif de ce chapitre introductif était de dresser un état de connaissances sur l'évolution des dunes et des estuaires sur les côtes de la Bretagne au cours de huit derniers millénaires.

Dans un premier temps, nous avons présenté l'état de connaissances sur les trois principaux forçages qui déterminent l'évolution des systèmes sédimentaires côtiers en Bretagne à l'échelle de l'Holocène : (1) les changements du niveau de la mer, (2) les apports sédimentaires et (3) le climat.

(1) Ainsi nous avons vu que l'évolution du niveau de la mer au cours de l'Holocène est caractérisée par une montée progressive suivant un rythme décroissant jusqu'à aujourd'hui. Une diminution notable de vitesses est observée entre 7 000 et 6 000 cal BP. Aucune baisse significative du niveau de la mer n'est enregistrée durant les derniers huit millénaires et à aucun moment il n'a dépassé son niveau actuel.

(2) Les apports sédimentaires qui contribuent à la construction des différentes formes d'accumulation sur les côtes de la Bretagne sont majoritairement issus des stocks sédimentaires hérités du Quaternaire et remobilisés par la transgression marine. Il est généralement admis que les fleuves côtiers contribuent très faiblement à l'alimentation des rivages de Bretagne, mais il n'existe à ce jour aucune quantification des apports fluviaux à l'échelle régionale et locale. Les données sur la dynamique des petits fleuves bretons durant les derniers millénaires sont peu nombreuses, mais elles soulignent plusieurs périodes de renforcement des décharges fluviales, potentiellement pourvoyeuses de matériel sédimentaire à la côte. Les éléments biodétritiques, issus de test et de coquilles d'organismes marins peuvent également contribuer significativement aux apports sédimentaires. Cependant, la variabilité temporelle de la productivité des organismes marins au cours des derniers millénaires est encore largement méconnue dans notre région.

(3) Les études récentes ont permis d'identifier plusieurs périodes de renforcement des conditions de tempête durant l'Holocène sur les côtes de l'Atlantique Nord-Est. Ils seraient responsables de profonds changements morpho-sédimentaires côtiers en Bretagne. Dans de nombreux marais maritimes et lagunes, des changements dans le mode de sédimentation (dépôts de tempête et hiatus sédimentaires) traduisent la rupture de barrières littorales et une plus grande ouverture de ces milieux aux influences marines. Certains systèmes estuariens ont également montré des changements notables dans la sédimentation marine à travers la présence de dépôts grossiers au sein des stratigraphies. Enfin, la mise en place et/ou la remobilisation des massifs dunaires sur les côtes atlantiques européennes sont également attribuées aux tempêtes.

Dans un second temps, nous avons caractérisé les deux environnements spécifiquement étudiés dans le cadre de ce travail doctoral: (1) les dunes et (2) les estuaires.

(1) Nous avons vu que sur les côtes de la Bretagne on distingue deux principaux types de morphologies dunaires : les dunes bordières et les champs de dunes aujourd'hui stabilisés par la végétation. Ainsi nous avons exposé les modèles d'évolution de ces deux types des dunes côtières. Également nous avons souligné qu'en Bretagne, le caractère épisodique de la mise en place des massifs dunaires durant l'Holocène a été suggéré depuis de nombreuses années. Plusieurs études ont également été consacrées à la datation de ces massifs. Cependant, malgré ces efforts, à ce jour, nous ne nous possédons pas de chronologie bien établie et unifiée à l'échelle régionale.

(2) Enfin nous nous sommes intéressés à l'évolution des systèmes estuariens. Les deux principaux types d'estuaires : dominée par les vagues et dominée par la marée ont été caractérisées. Nous avons également présenté quelques principes de la stratigraphie séquentielle appliqués à l'étude des remplissages sédimentaires des petits estuaires. En dernier lieu, un état de connaissances sur l'évolution des systèmes estuariennes et lagunaires sur les côtes de la Bretagne a été proposé.

Après cette brève synthèse sur les dynamiques morphosédimentaires des littoraux de la Bretagne au cours des derniers millénaires, dans le chapitre suivant nous allons présenter le premier axe de recherche développée au cours de ce travail de thèse qui porte sur l'évolution des massifs dunaires en Bretagne.

CHAPITRE II:

**Holocene evolution of coastal dunes in western
France: regional reconstruction from archaeological
and historical data**

Dans ce chapitre, nous allons présenter le premier axe de recherche développé au cours de ce travail doctoral qui porte sur l'évolution des massifs dunaires de Bretagne au cours de l'Holocène.

L'un des objectifs de cette recherche doctorale a été de voir dans quelle mesure les vestiges archéologiques peuvent être de bons indicateurs des changements environnementaux sur le littoral. Ainsi deux types de sites ont été examinés : (1) les vestiges archéologiques situés dans l'espace intertidal en tant que marqueurs de la remontée du niveau marin et (2) les vestiges archéologiques découverts en contexte dunaire, en tant qu'indicateurs de la mise en place et de l'évolution de ces environnements.

Afin de répondre à cet objectif, nous avons réalisé un inventaire de ces deux types de sites à partir de la documentation archéologique existante. Cependant, l'étude des vestiges archéologiques submergés par la transgression marine n'a pas été menée à son terme en raison de plusieurs écueils méthodologiques difficiles à contourner. En premier lieu, la position géographique de ce type de vestiges est rarement donnée avec précision dans la littérature archéologique. De ce fait, l'altitude des structures est très difficile à estimer. Or, cette donnée est essentielle pour positionner les anciens niveaux marins. Par ailleurs, si certaines structures comme des monuments mégalithiques sont toujours visibles sur le terrain et peuvent éventuellement faire l'objet d'un nouveau relevé de leur position, un bon nombre de vestiges a disparu depuis la période de leur découverte. Enfin, d'autres approches bien plus robustes ont été mises en œuvre ces dernières années pour reconstituer les changements du niveau de la mer, à partir de bioindicateurs comme les foraminifères benthiques.

Par conséquent, nous avons concentré nos efforts sur les vestiges archéologiques dunaires et sur l'établissement d'une chronologie régionale de mise en place et d'évolution des dunes côtières. Une méthodologie originale basée sur l'utilisation du diagramme de Harris, un outil conceptuel propre à l'archéologie, a été développée pour dater les dunes de Bretagne. Ce chapitre présentera donc les résultats de cette recherche sous la forme d'un article scientifique rédigé en langue anglaise et soumis à la revue scientifique *Aeolian Research*. Ce papier a été accepté pour publication sous réserve de modifications mineures. Cet article a été coécrit en collaboration avec plusieurs chercheurs dont les noms, les affiliations ainsi que les contributions respectives dans ce travail sont détaillés ci-dessous :

Aneta Gorczynska (*Université de Bretagne Occidentale, CNRS, Ifremer, Laboratoire Geo-Ocean, UMR 6538, F-29280 Plouzané, France*): Conceptualization, Methodology, Writing- Original draft preparation, Data curation, Visualization, Investigation.

Pierre Stéphan (*CNRS, Laboratoire LETG-UMR6554 CNRS, Université de Bretagne Occidentale*): Conceptualization, Methodology, Writing- Original draft preparation, Supervision.

Yvan Pailler (*INRAP, Chaire ARMERIE, UBO-INRAP, Laboratoire LETG - UMR6554 CNRS, Université de Bretagne Occidentale*): Conceptualization, Writing- Reviewing and Editing, Supervision.

Clément Nicolas (*CNRS, Laboratoire Trajectoires – UMR8215 CNRS, Université Paris 1-Panthéon Sorbonne*): Writing- Reviewing and Editing.

Aurélié Penaud (*Université de Bretagne Occidentale, CNRS, Ifremer, Laboratoire Geo-Ocean, UMR 6538, F-29280 Plouzané, France*): Writing- Reviewing and Editing.

Ophélie David (*Université de Bretagne Occidentale, CNRS, Ifremer, Laboratoire Geo-Ocean, UMR 6538, F-29280 Plouzané, France*): Writing- Reviewing and Editing.

Muriel Vidal (*Université de Bretagne Occidentale, CNRS, Ifremer, Laboratoire Geo-Ocean, UMR 6538, F-29280 Plouzané, France*): Writing- Reviewing and Editing.

Bernard Le Gall (*CNRS, Ifremer, Université de Bretagne Occidentale, Laboratoire Geo-Ocean, UMR 6538, F-29280 Plouzané, France*): Writing- Reviewing and Editing, Supervision.

Abstract

The link between episodic sand invasion and changes in climate conditions (enhanced storminess) has been previously evidenced along the Atlantic coasts of Europe from stratigraphical, geomorphological and chronological investigations of recent aeolian sand-dune deposits. While well-constrained timing templates of dune accretion during Holocene were reconstructed in Portugal, Spain and Ireland, available data about the French Atlantic coast are limited to the Aquitaine dune complex (SW France). This lack of data is mainly due to the absence of well-developed palaeosoils interbedded within the aeolian sand deposits, especially in Brittany where only thin humic layers are preserved within the coastal dune sediment sequences. An alternative approach is here applied to the coastal dunes of Brittany by also integrating available and partly revised archaeological dataset, excavated from the end of the 19th century, and used as chrono-stratigraphical markers to reconstruct at a regional scale the periods of coastal dunes mobility during the last ca. 7,000 years. This analysis was further completed with historical data about the last few centuries. 221 sites have been selected to provide chrono-stratigraphic data about 78 coastal sand-dune systems. Four main episodes of aeolian activity identified during the mid- to late-Holocene period are dated at 4,250-4,100 cal BP (phase 1), 3,250-2,400 cal BP (phase 2), 1,050-700 cal BP (phase 3), and 350-110 cal BP (phase 4). Despite some methodological limitations, archaeological remains appear to be relevant chronological indicators and may be used to reconstruct ancient periods of coastal dune mobility.

Introduction

The formation, stabilization, and mobility of coastal sand-dune systems are controlled by a combination of several driving mechanisms such as coastal sediment supply and distribution, relative sea level (RSL) changes, wind speed, storm-induced erosion and vegetation cover stability (Hesp, 2011), as well as by anthropogenic pressures on these drivers. Numerous morpho-stratigraphic and geochronological studies have attempted to define the respective contribution of these factors to the morphological behaviour of coastal dunes at different spatial and temporal scales. Along the Atlantic coasts of Europe, periods of coastal dune mobility have been well reconstructed for the Holocene period in Portugal (Clarke and Rendell, 2006; Costas et al., 2012), Ireland (e.g. Wilson et al., 2004), and the Great Britain (e.g. Wilson et al., 2001; Sommerville et al., 2007). Such reconstructions remained limited about the French Atlantic coasts, as being restricted to geochronological investigations of dune systems in the Aquitaine region (SW France, e.g. Clarke et al., 2002; Bertran et al., 2020; Stéphan et al., 2019c).

Most of these studies have demonstrated that the morphodynamic of Holocene coastal dunes is characterized by a succession of sand-drift events associated to the deposition of aeolian sand inland alternating with periods of dune stabilization that led to the formation of organic sandy soils. Periods of dune stability have been reconstructed by the radiocarbon dating of dune paleosols interbedded within aeolian sand deposits (e.g. Wilson et al., 2001, 2004; Clemmensen et al., 2009), while Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating has been used on sandy material to date sand-drift events (e.g. Sommerville et al., 2007; Costas et al., 2012). A few works have also relied on the analysis of archaeological remains and available historical data to consolidate the local chronologies of coastal dune morphological changes (e.g. Sommerville et al., 2007; Bampton et al., 2017).

Along the western coasts of France, the dune sedimentary sequences still stay to be accurately dated despite some dating works have been attempted over the last decades (Regnault et al., 1995; Haslett et al., 2000; Meurisse-Fort, 2008; Van Vliet-Lanoë et al., 2014a, 2014b, 2016). The absence of well-developed palaeosols within aeolian sand deposits limited the use of radiocarbon dating, except for several interbedded organic-rich humic layers, while no OSL dating was attempted on aeolian sand deposits.

Since the end of the 19th century, numerous archaeological remains have been discovered, excavated and documented within the coastal sand-dune complexes of Brittany. These remains attest to a long-lasting human occupation of coastal sandy environments covering cultural periods

that range in age from the Neolithic to the Modern periods. Consequently, the analysis of archaeological remains as chrono-stratigraphic markers appears as an alternative method to identify the stability/mobility phases of dune complexes in this area. Furthermore, a great number of historical sources indicate coastal sand inundations during the last centuries are well-documented. Numerous detailed descriptions of sand-drift events inundating villages, churches and cultivated fields during the 18th century are available for the northern coast of Brittany (Charpentier, 2009). Lageat et al. (2019) also present a review of all archived catastrophic flooding and sand-blow events that occurred in the region during the 18th century.

The aim of this paper is to establish the accurate chronology of coastal dune mobility periods based on the re-evaluation of available archaeological and historical data in Brittany. First, a geoarchaeological database (GAD) was constructed in order to get a complete inventory of archaeological discoveries about the coastal sand-dune systems. The archaeological remains considered in this study concern the different cultural periods over the last 7,000 years, starting from the beginning of the Neolithic up to the present. Second, the archaeological observations previously made during the excavation operations have been systematically reviewed to extract relevant stratigraphic and chronological data. Third, the Harris diagram was used to estimate the periods of sand deposition on a large number of dune complexes. This approach was complemented by a review of historical data and furthermore by a series of radiocarbon dates devoted to beach/dune systems. Finally, all these data were compiled to reconstruct the main periods of coastal dune mobility in western France during the mid- to late-Holocene.

II.1 Environmental setting of the study area

II.1.1 Coastal dune morphology

The geological context in Brittany, West Armorican Massif, is dominated by Proterozoic and Paleozoic series that recorded the Variscan orogenic events (Le Corre et al., 1991; Ballevre et al., 2013). The diversity of the rocks largely accounts for the varying coastal morphology with alternating hard cliffs on rocky headlands, sandy or gravelly beach/dune systems in bays, and estuarine mouths in the lower parts of incised river valleys. As a result, a great number of sedimentary cells is present and display a large diversity in terms of lithology, morphology, hydrodynamic and sedimentology (Stéphan et al., 2019a).

Brittany coastal dunes stretch over 310 km long, i.e. 12.6% of the present-day coastline (Guilcher and Hallegouet, 1991; Stéphan et al., 2019a) (Fig. I.1a). In northern Brittany, dune complexes are less numerous and they occupy small-sized bays sheltered between rocky headlands (Meur, 1993). Normally, the morphology of coastal dunes corresponds to a single sandy ridge isolating lagoons and/or salt marshes from the sea. The dunes culminate between 5 and 6 m above the highest astronomical tide level (HAT). The mean grain size ranges from 200 to 315 μm (Stéphan et al., 2019a). In the southern and western parts of Brittany, dune massifs cover larger areas, usually stretching over several kilometres long. The topography of the largest dune field is characterized by transgressive dunes that are now completely stabilized by vegetation. For example, in the Audierne Bay (Fig. II.1a), a >11 km-long dune barrier stretches along the coastline whilst sandy deposits extend up to 2 km inland (Hallégouët and Bodéré, 1993). In SW Brittany, several perched dune complexes are now disconnected from current beaches and occupy coastal slopes up to 25-30 m above sea level (Haslett et al., 2000).

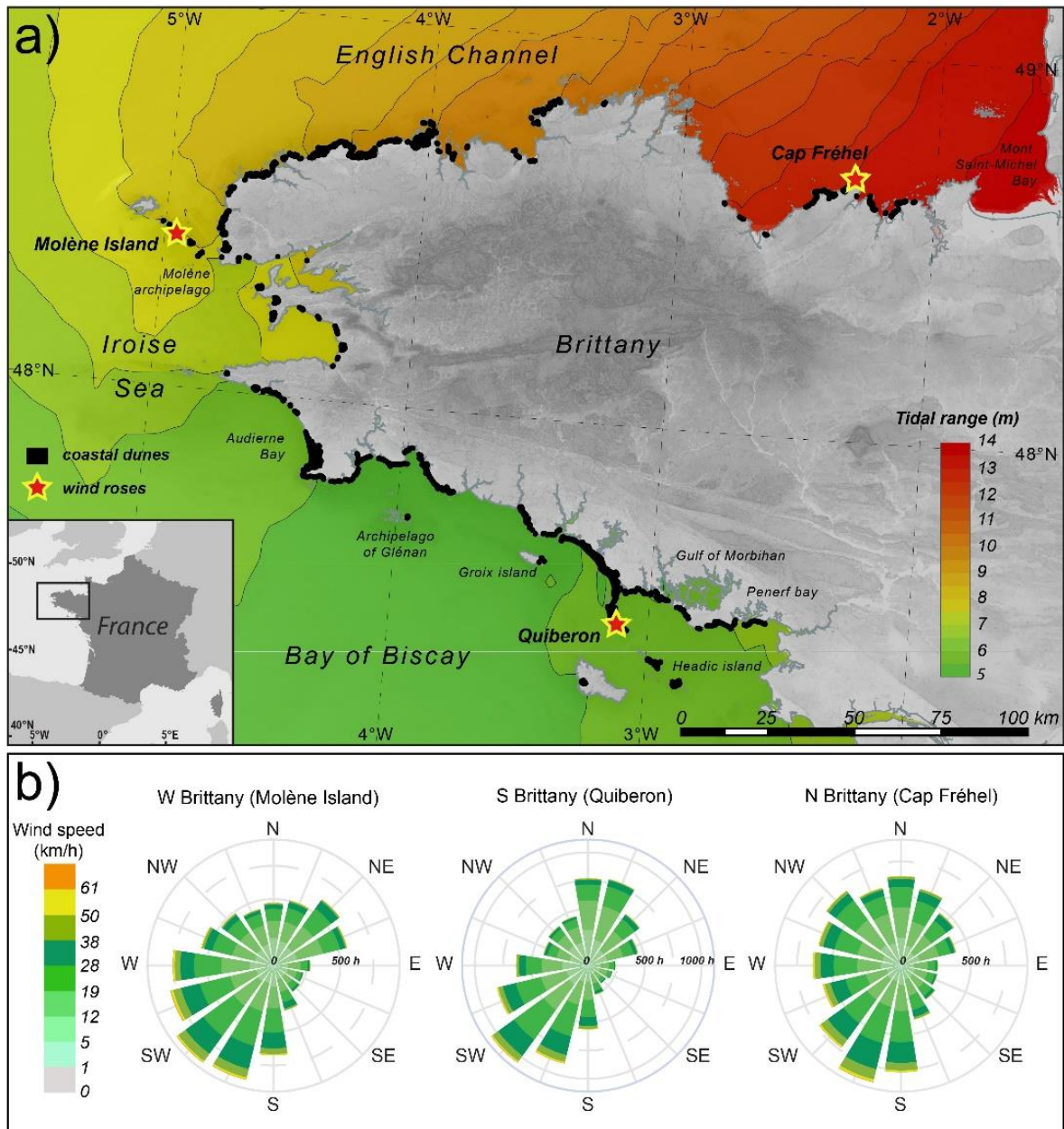


Figure II. 1 : (a) Distribution of the coastal sand-dune systems in western France (source: 1:50 000 geological map, BRGM, <http://infoterre.brgm.fr>); (b) Wind roses from 30 years of modelled wind data for the north, south and west coasts of Brittany (source: <https://www.meteoblue.com>). Tide data is obtained from the Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, SHOM-Brest.

During the 20th century, the intensification of human activities along the coasts led to a large range of morphogenetic impacts on dune barriers. Farmers massively exploited calcareous marine sand on beaches for soil amendment (Guilcher and Hallégouët, 1991; Hallégouët and Hénaff, 1995; Yoni and Hallégouët, 1998; Blanken, 2020). Coastal sands were also exploited in many quarries for industry purposes. During the 1970s and 1980s, the rapid extension of urbanized areas along the coasts led to the installation of residential housing and its infrastructures and facilities close to the coastal dunes (Le Berre et al., 2017). Coastal urbanisation and sand extraction led to the incidental

discovery of many archaeological sites. Between the 1960s and the 1980s, the rapidly increasing number of tourist on beaches led to a strong degradation of the dune vegetation and a remobilization of the sand, caused by trampling, camping, riding, driving, motorcycling, etc.

Besides, over the last few decades, the vast majority of coastal dunes have experienced a shoreline retreat in Brittany (Stéphan et al., 2019a), especially when severe storm events are combined with high spring tide levels (Suanez et al., 2016; Stéphan et al., 2019a). The erosion trend of many beach/dune systems reflects a scarcity of coastal sand supplies that have been aggravated by human actions during the last three centuries. Due to the high elevations of the dune ridge, erosional processes led to the formation of scarps on the dune front, in turn favouring the discoveries of buried archaeological remains.

From the 1980s onward, the creation of the Coastal Conservancy (Conservatoire du Littoral) in 1975, conducted after the National Trust of Britain, facilitated the practice of “soft management” of dune environments. This public agency either bought or received coastal lands and delegated their management to public councils or private nature conservation societies (Deboudt et al., 2008). Marram grass plantations and wooden fences were installed on the most degraded dunes. These soft solutions were very efficient in preventing aeolian erosion and blowouts and in channeling pedestrian flows through the coastal dunes (Guilcher and Hallégouët, 1991). Where legislation protects the coastal environment, smaller number of archaeological artefacts are discovered. However, a few archaeological sites have been the subject of specific scientific research programs and have provided fruitful data (e.g. Beg ar Loued site, Molène Island, W Brittany: Pailler and Nicolas, 2019; Le Douet site, Hoëdic Island, S Brittany: Large, 2014).

Currently, many coastal dunes are a part of the natural protected areas in Brittany. The dunes are stabilized by dense vegetation cover and only the foredunes are partly mobile (Meur, 1993; Suanez et al., 2012). During the summer period, the upper beaches are colonized by annual halonitrophilous species (e.g. *Atriplex laciniata*, *Cakile maritima*, *Salsola kali*). The vegetation of the foredunes is mainly composed of psammophilous herbaceous species such as *Ammophila arenaria* or *Agropyrum junceum* (Meur, 1993; Favennec, 1998). In the inner parts of the dune complexes are colonized by dense grasslands with a wide variety of plant species. The more sheltered and partially decalcified sectors are colonized by vegetation dominated by eagle ferns (*Pteridium aquilinum*), gorse (*Ulex* spp.), and heather (*Erica* spp., *Calluna vulgaris*). Finally, some dunes have a wooded cover mainly composed of coniferous trees such as maritime pine (*Pinus pinaster*) and Lambert cypress (*Cupressus macrocarpa*).

II.1.2 Holocene coastal changes

The post-glacial RSL changes were recently reconstructed along the western coast of France, based on a reappraisal of 66 sea level index points (Stéphan and Goslin, 2014; García-Artola et al., 2018). Slight differences in the rates of RSL rise were attributed to glacio-isostatic adjustments and reflect the migration of the European peripheral forebulge from the northeast to the northwest of Brittany during the Holocene (Goslin et al., 2015; García-Artola et al., 2018). A similar pattern of RSL change was depicted from spatio-temporal statistical model predictions for north, west and south Brittany. The rate of marine transgression slowed down at 7,000 cal BP, with RSL positions at -6.50 ± 1.1 m, at -7.35 ± 0.9 m, at -5.75 ± 1 m in north, west and south Brittany, respectively (García-Artola et al., 2018). In response to the RSL rise slowdown, modern coastline and coastal barriers formed, with basal Phragmites peats occupying the base of the coastal sequences. In Brittany, these deposits have been dated in the range 7,000–4,500 cal BP and suggest a large extension of swampy environments behind relatively stable coastal barriers (Morzadec-Kerfourn, 1974; Goslin et al., 2013; Stéphan et al., 2015). Estuaries infilled with tidal flat and salt-marsh sediments (Menier et al., 2010; Penaud et al., 2020). With the stabilization of the RSL in the mid- to late-Holocene, alongshore sediment transport favoured the development of coastal spits and associated salt-marshes in low-lying coastal areas (Lespez et al., 2010; Stéphan and Laforge, 2013; Stéphan et al., 2015). In some embayed beaches, sand supply locally favoured the coastal sand-dune movement on surrounding slopes, as evidenced by the perched dunes dated to ca. 5,280 cal BP and ca. 4,350 cal BP at Pen Hat beach (Meurisse-Fort, 2008) and Gwendrez beach (Haslett et al., 2000), respectively. Between 2,900 and 2,700 cal BP, subtidal sedimentary prisms and coastal barriers recorded deep morphosedimentary changes. Sharp erosional contacts and/or sedimentary hiatuses were systematically observed in the coastal sedimentary sequences, indicating increased hydrodynamics and barrier breaching (Fernane et al., 2014; Goslin et al., 2013, 2015; Stéphan et al., 2015; Ehrhold et al., 2021). After ca. 2,700 cal BP, marsh sedimentary sequences record continuous accretion to the present day, suggesting a new period of coastal barrier stabilization (Stéphan, 2011; Stéphan et al., 2015). However, coastal sand-dune systems appear to have experienced several phases of destabilization over the past 3,000 years. Based on the analysis of 18 sediment cores distributed along the coast of Brittany, Van Vliet-Lanoë et al. (2016) recently identified four periods of aeolian sand movement during the following periods: ca. 3,050-2,300 cal BP (Phase 1), ca. 1,600-1,150 cal BP (Phase 2), ca. 1,150-750 cal BP (Phase 3) and from ca. 600 cal BP (Phase 4).

II.1.3 Wind, wave and tide conditions

In western France, the coastal hydrodynamic pattern jointly depends on tides, wind and wave conditions. The climate of Brittany is characterized by temperate oceanic conditions with generally mild, wet winters and cool summers. Westerly- and south-westerly-directed winds are dominant (Fig. II.1b). Wind speeds are strongly seasonally-modulated, with winter wind speeds almost 50% higher than summer values offshore (Bentamy and Croize-Fillon, 2014). The mean wind speed values are about 9 m/s and 5.50 m/s during the winter and summer seasons, respectively. During severe winter storm events, wind speeds can reach 50 to 60 m/s. On average, winds are mostly westerly-directed in winter. In spring, dominant winds are north-westerly- and south-westerly-directed in S and N Brittany, respectively, whereas they are mostly north-westerly-directed over the area during summer and fall (Bentamy and Croize-Fillon, 2014).

As similarly displayed by wind conditions, the wave climate is energetic and strongly seasonally-modulated, especially in western Brittany where high-energy winter swells and storm waves come from the W-NW with significant wave height frequently exceeding 5 m. Wave refraction and diffraction are significant near the coast due to the presence of numerous islands and reefs.

The coast is typically a meso- to macro-tidal environment with a highly variable tidal range from the NE to the W (Fig. II.1a). The maximum tidal range reaches up to 14 m during spring tides in the Mont-Saint-Michel Bay and gradually decreases westward with a maximum ranging from 6.9 m to 7.6 m in the Iroise Sea. Along the southern coast of Brittany, the tidal range goes from 6.1 m in the Bay of Peneff to a minimum value of 3.3 m in the Gulf of Morbihan (Fig. II.1a).

II.2 The Geoarchaeological Database (GAD) : methodology

II.2.1 General presentation

A geoarchaeological database (GAD) (Annexe 1) grouping all archaeological remains discovered in the coastal dunes of western France has been created from three main sources of information which are: (i) the national archaeological geodatabase (called "carte archéologique nationale") that has inventoried archaeological discoveries in France since the 1975s (Chaillou and Thomas, 2007; Lorho, 2014); (ii) archaeological operation archives (reports and notes taken in the field during excavations); and (iii) scientific papers published in local and national journals from the end of the 19th century. Three main criteria were utilised: (i) the location of the archaeological remains, (ii) their stratigraphic position within the aeolian sand deposits, and (iii) their age or chronological attribution (Fig. II.2a and II.2b).

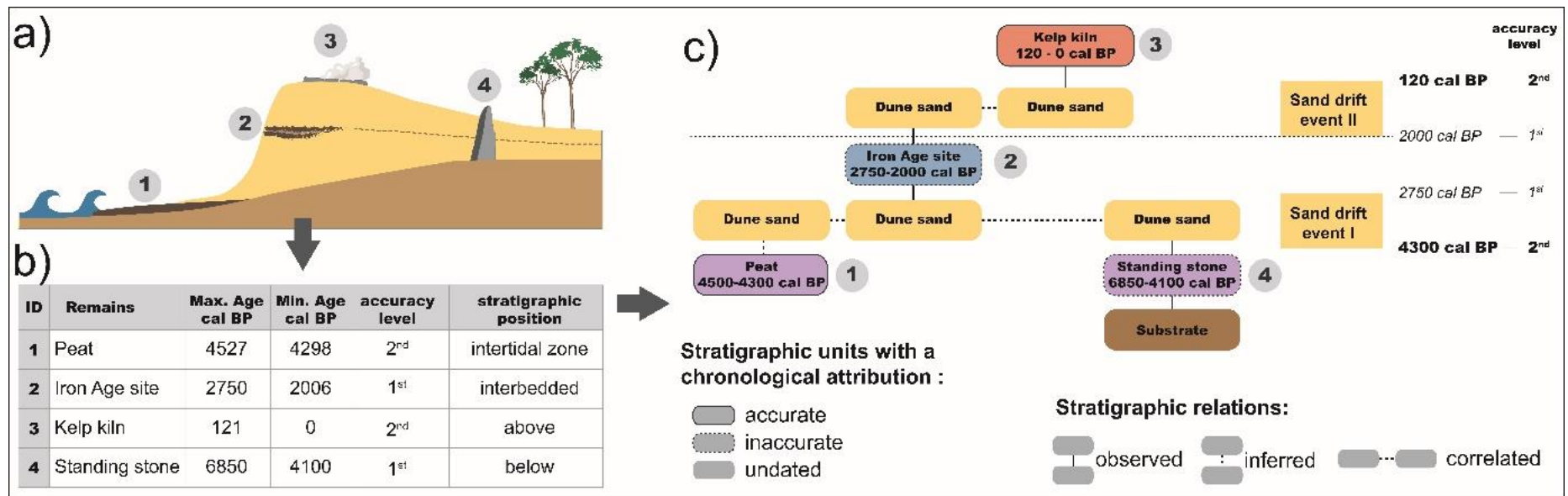


Figure II. 2 : Methodological approach applied in the present work. **(a)** Distribution of archaeological, historical and sedimentological remains associated to a theoretical coastal dune complex; **(b)** Organization of the geoarchaeological database (GAD); **(c)** Harris matrix deduced from available stratigraphical data. The numbers refer to newly-discovered remains.

II.2.2 Site location

In this study, we have only considered the archaeological finds located within the Holocene coastal sandy formations, whose spatial extension inland is provided by the 1:50,000 geological maps edited by the BRGM (Geological and Mining Research Institute). Most of the locations of discoveries made before the 1980s are poorly described and the geographical position of the archaeological sites was deduced from iconographic sources available in publications (maps, plans, photographs) and from local place names. For the most recent discoveries, the location of archaeological remains is based on more precise GPS or DPGS measurements. The local geographic coordinates have been converted into the international WGS84 system. The GAD includes 221 archaeological sites covering cultural periods from the Neolithic to present. These remains are located within 78 dune complexes, evenly distributed along the northern, western and southern coasts of Brittany (Fig. II.3, Tab. II.1).

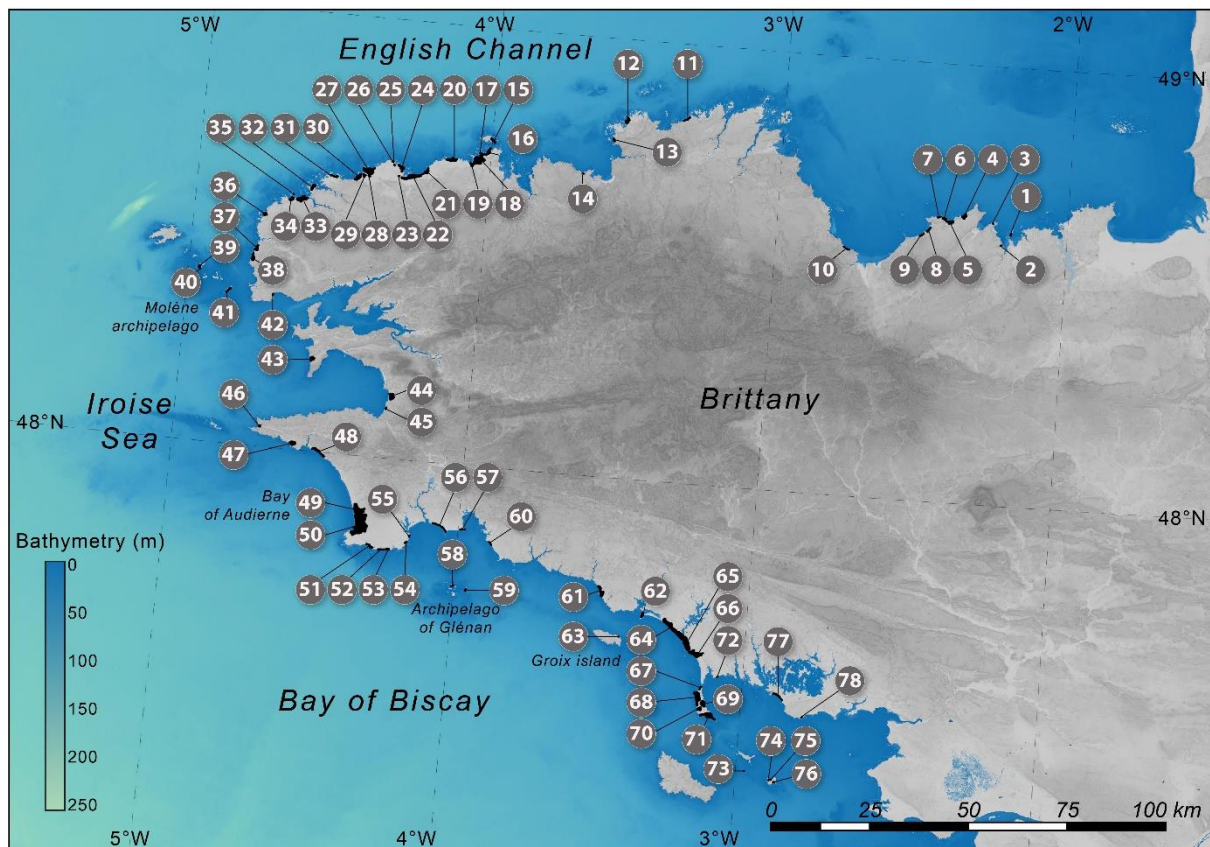


Figure II. 3 : Location map of the studied coastal sand-dune systems. The numbers refer to sites listed in Table 1.

Coastal dune ID	Name of coastal dunes	Location	Locality	Beginning			End		
				age cal BP	deduced from	accuracy level	age cal BP	deduced from	accuracy level
1	Ébihens Island	North Brittany	Saint-Jacut-de-la-Mer	1850	archeological data	2nd	0	aerial photography	1st
2	Beach of Quatre Vaux	North Brittany	Saint-Cast-le-Guildo	1650	archeological data	2nd	0	aerial photography	1st
3	Beach of La Mare	North Brittany	Saint-Cast-le-Guildo	2006	archeological data	2nd	40	postcard	1st
4	Bay of Croc	North Brittany	Fréhel	2006	archeological data	1st	102	Etat-Major map	1st
5	Les Sables d'Or	North Brittany	Fréhel	1474	archeological data	2nd	102	Etat-Major map	1st
6	Les Hôpitaux	North Brittany	Erquy	2006	archeological data	1st	0	aerial photography	1st
7	Beach of Guen	North Brittany	Erquy	2006	archeological data	2nd	0	aerial photography	1st
8	Beach of Caroual	North Brittany	Erquy	1474	archeological data	1st	102	Etat-Major map	1st
9	La Ville Berneuf	North Brittany	Pleneuf-Val-Andre	2006	archeological data	2nd	102	Etat-Major map	1st
10	Beach of Rosaires	North Brittany	Plerin	2006	archeological data	2nd	0	aerial photography	1st
11	Les Dunes	North Brittany	Penvenan	3550	archeological data	2nd	0	aerial photography	1st
12	Landrelles	North Brittany	Plomeur-Boudou	2006	archeological data	2nd	0	aerial photography	1st
13	Trozoul	North Brittany	Trébeurden	2006	archeological data	2nd	0	aerial photography	2nd
14	Moulin de la Rive	North-West Brittany	Locquirec	2006	archeological data	2nd	40	postcard	1st
14	Moulin de la Rive	North-West Brittany	Locquirec	2750	archeological data	1st	2100	archeological data	2nd
15	Aod Venn	North-West Brittany	Batz Island	350	archeological data	2nd	121	archeological data	2nd
16	Plage de Pouldu	North-West Brittany	Santec	1750	archeological data	2nd	101	Etat-Major map	1st
17	Roc'h Croum	North-West Brittany	Santec	2006	archeological data	2nd	0	aerial photography	1st
17	Roc'h Croum	North-West Brittany	Santec	3550	archeological data	2nd	2400	archeological data	2nd
18	Mechou Rouz	North-West Brittany	Santec	3550	archeological data	2nd	101	Etat-Major map	1st
19	Theven	North-West Brittany	Plougoum	2006	archeological data	1st	1474	archeological data	1st
19	Theven	North-West Brittany	Plougoum	3550	archeological data	1nd	2750	archeological data	1st
19	Theven	North-West Brittany	Plougoum	458	archeological data	1st	101	Etat-Major map	1st
20	Theven-Kerbat	North-West Brittany	Cleder	4100	archeological data	1st	121	archeological data	2nd
21	Kernic	North-West Brittany	Plouescat	2006	archeological data	1st	121	archeological data	2nd
22	Keremma	North-West Brittany	Tréfleze	450	archeological data	1st	80	archeological data	2nd
23	Trégueiller	North-West Brittany	Plounéour-Trez	1750	archeological data	2nd	0	aerial photography	1st
24	Beach of Lividic	North-West Brittany	Plounéour-Trez	1072	sedimentological data	2nd	101	Etat-Major map	1st
25	Le Scluz	North-West Brittany	Brignogan-Plage	5327	archeological data	2nd	101	Etat-Major map	1st
26	Chardons Bleu	North-West Brittany	Brignogan-Plage	5472	sedimentological data	2nd	101	Etat-Major map	1st
27	Mentoul	North-West Brittany	Kerlouan	1650	archeological data	2nd	101	Etat-Major map	1st
28	La Grève	North-West Brittany	Guisseny	1474	archeological data	1st	101	Etat-Major map	1st

Coastal dune ID	Name of coastal dunes	Location	Locality	Beginning			End		
				age cal BP	deduced from	accuracy level	age cal BP	deduced from	accuracy level
29	Trerohan	North-West Brittany	Guisseny	no data	archeological data	no data	2400	archeological data	1st
29	Trerohan	North-West Brittany	Guisseny	1474	archeological data	1st	101	Etat-Major map	1st
30	Le Vougot	North-West Brittany	Guisseny	1620	archeological data	2nd	101	Etat-Major map	1st
31	La Grève Blanche	North-West Brittany	Plouguerneau	250	archeological data	1st	101	Etat-Major map	1st
32	Sainte-Marguerite	North-West Brittany	Landeda	3550	archeological data	2nd	121	archeological data	2nd
33	Corn ar Gazel	West Brittany	Lampaul-Ploudalmezeau	737	archeological data	1st	164	Cassini map	1st
34	Teven	West Brittany	Lampaul-Ploudalmezeau	1474	archeological data	1st	121	archeological data	2nd
35	Bec Island	West Brittany	Lampaul-Ploudalmezeau	2006	archeological data	2nd	0	aerial photography	1st
35	Bec Island	West Brittany	Lampaul-Ploudalmezeau	no data	archeological data	1st	2250	archeological data	2nd
36	Saint-Gonvel	West Brittany	Landunvez	1873	sedimentological data	2nd	121	archeological data	2nd
37	Beach of Porspaul	West Brittany	Lampaul-Plouarzel	190	archeological data	2nd	121	Historicals sources	2nd
38	Porz Tévigé	West Brittany	Plouarzel	3640	sedimentological data	2nd	121	archeological data	2nd
39	Beg ar Loued	West Brittany	Molène Island	3251	archeological data	2nd	100	archeological data	2nd
40	Le Bourg	West Brittany	Molène Island	1810	archeological data	2nd	0	aerial photography	1st
41	Béniguet Island	West Brittany	Le Conquet	4404	archeological data	2nd	3908	archeological data	2nd
41	Béniguet Island	West Brittany	Le Conquet	3908	archeological data	2nd	1298	archeological data	2nd
42	Le Trez Hir	West Brittany	Plougonvelin	1474	archeological data	1st	101	Etat-Major map	1st
43	Lostmarc'h	West Brittany	Crozon	737	archeological data	1st	0	aerial photography	1st
43	Lostmarc'h	West Brittany	Crozon	no data	archeological data	no data	1475	archeological data	1st
44	Tréguier Vihan	West Brittany	Ploéven	1716	sedimentological data	2nd	0	aerial photography	1st
45	Plage de Kervel	West Brittany	Plonevez-Porzay	1474	archeological data	1st	0	aerial photography	1st
46	Bay of Trépassés	West Brittany	Cléden-Cap-Sizun	1474	archeological data	1st	84	Etat-Major map	1st
47	Beach of Trez Goarem	West Brittany	Esquibien	1474	archeological data	1st	101	Etat-Major map	1st
48	Mesperleuc	West Brittany	Plouhinec	4100	archeological data	1st	2400	archeological data	2nd
48	Mesperleuc	West Brittany	Plouhinec	2006	archeological data	2nd	101	Etat-Major map	1st
49	Parc ar Hastel	West Brittany	Tréguennec	3550	archeological data	1st	167	Cassini map	2nd
50	La Torche	West Brittany	Plomeur	3550	archeological data	2nd	2400	archeological data	2nd
50	La Torche	West Brittany	Plomeur	1065	archeological data	2nd	690	archeological data	2nd
50	La Torche	West Brittany	Plomeur	690	archeological data	2nd	121	archeological data	2nd
51	La Grève Blanche	South-West Brittany	Guilvinec	458	archeological data	1st	101	Etat-Major map	1st
52	Léhan	South-West Brittany	Treffiat	2006	archeological data	2nd	167	Cassini map	1st
53	Beach of Kersaux	South-West Brittany	Plobannalec-Lesconil	2750	archeological data	1st	101	Etat-Major map	1st

Coastal dune ID	Name of coastal dunes	Location	Locality	Beginning			End		
				age cal BP	deduced from	accuracy level	age cal BP	deduced from	accuracy level
54	Beach of Lodonnec	South-West Brittany	Loctudy	5750	archeological data	1st	101	Etat-Major map	1st
55	Beach of Langoz	South-West Brittany	Loctudy	3550	archeological data	2nd	101	Etat-Major map	1st
56	Mousterlin	South-West Brittany	Fouesnant	3550	archeological data	2nd	167	Cassini map	2nd
57	Beg-Meil	South-West Brittany	Fouesnant	4100	archeological data	1st	0	aerial photography	1st
58	Saint-Nicolas Island	South-West Brittany	Fouesnant	2006	archeological data	2nd	121	archeological data	1st
58	Saint-Nicolas Island	South-West Brittany	Fouesnant	3550	archeological data	2nd	2100	archeological data	2nd
58	Saint-Nicolas Island	South-West Brittany	Fouesnant	5050	archeological data	2nd	4100	archeological data	2nd
59	Penfret Island	South-West Brittany	Fouesnant	2750	archeological data	1st	121	archeological data	2nd
60	Corn-Pao	South-West Brittany	Trégunc	4100	archeological data	1st	167	Cassini map	1st
61	Pen er Malo	South Brittany	Guidel	567	archeological data	2nd	101	Etat-Major map	1st
62	La Grande Plage	South Brittany	Gâvres	1750	archeological data	2nd	161	Map of Cassini	1st
63	Port Mélite	South Brittany	Groix Island	2006	archeological data	1st	0	aerial photography	1st
64	Magouëro	South Brittany	Plouhinec	3900	archeological data	2nd	161	Cassini map	1st
65	Kerminihy	South Brittany	Erdeven	3300	archeological data	1st	102	Etat-Major map	1st
66	Kerhillio	South Brittany	Erdeven	4100	archeological data	1st	2750	archeological data	1st
66	Kerhillio	South Brittany	Erdeven	1474	archeological data	1st	102	Etat-Major map	1st
67	Keriaker	South Brittany	Saint-Pierre-Quiberon	1550	archeological data	1st	0	aerial photography	1st
67	Keriaker	South Brittany	Saint-Pierre-Quiberon	2006	archeological data	1st	1800	archeological data	2nd
68	Kergroix	South Brittany	Saint-Pierre-Quiberon	1850	archeological data	2nd	102	Etat-Major map	1st
68	Kergroix	South Brittany	Saint-Pierre-Quiberon	3550	archeological data	2nd	2400	archeological data	2nd
69	Le Petit Rohu	South Brittany	Saint-Pierre-Quiberon	4100	archeological data	1st	0	aerial photography	1st
70	Goulvars	South Brittany	Quiberon	3550	archeological data	1st	2400	archeological data	2nd
70	Goulvars	South Brittany	Quiberon	2006	archeological data	2nd	102	Etat-Major map	1st
71	Beg er Vil	South Brittany	Quiberon	1474	archeological data	1st	121	archeological data	2nd
71	Beg er Vil	South Brittany	Quiberon	3550	archeological data	2nd	2060	archeological data	2nd
72	Beach of Légenèse	South Brittany	Carnac	no data	archeological data	no data	2006	archeological data	1st
72	Beach of Légenèse	South Brittany	Carnac	1474	archeological data	1st	102	Etat-Major map	1st
73	Island of Chevaux	South Brittany	Houat Island	1474	archeological data	1st	0	aerial photography	1st
73	Island of Chevaux	South Brittany	Houat Island	4648	archeological data	2nd	2400	archeological data	1st
74	Port Blanc	South Brittany	Hoedic Island	2006	archeological data	2nd	102	Etat-Major map	1st
75	Le Douet	South Brittany	Hoedic Island	3716	archeological data	2nd	111	Etat-Major map	2nd
76	Stefland	South Brittany	Hoedic Island	2006	archeological data	2nd	121	archeological data	2nd

Coastal dune ID	Name of coastal dunes	Location	Locality	Beginning			End		
				age cal BP	deduced from	accuracy level	age cal BP	deduced from	accuracy level
77	Kerjouanno	South Brittany	Arzon	6850	archeological data	1st	102	Etat-Major map	1st
78	Port-Saint-Jacques	South Brittany	Sarzeau	2006	archeological data	1st	0	aerial photography	1st

Tableau II. 1 : Chronological boundaries of sand drift events deduced from archaeological, historical and sedimentological data for western France.

II.2.3 Stratigraphic position within the sandy sequences

Stratigraphic positions of the archaeological remains within the aeolian sand deposits were systematically integrated into the database according to three main configurations which are below, interbedded between and above (an) aeolian sand deposit(s) (Fig.II.2b). Only archaeological sites with a clearly established stratigraphic context were included. Sites without significant sandy deposits (thickness < 0.2 m) were not taken into account.

II.2.4 Chronological attribution

Ages of the remains were determined from a reappraisal of available archaeological data (absolute dating, architectural elements, type of monuments, and presence of ceramic, lithic and/or metallic materials). Based on the quality of these data, two degrees of chronological precision were attributed. The first precision degree characterizes poorly documented remains whose ages can only be related to the major cultural periods recognized in Brittany (Fig. II.4). In this case, chronological attributions show large uncertainties, especially for the Neolithic ($\pm 1,500$ years) and Bronze Age (± 700 years) periods. The second precision degree characterizes well-documented remains, with detailed archaeological information and, in some cases, absolute dating data (AMS-14C and OSL dates, archaeomagnetism). Ages of the remains were then related to different subdivisions of the major cultural periods in Brittany (Fig. II.4). This second temporal division offers chronological attributions of a three centuries or less.

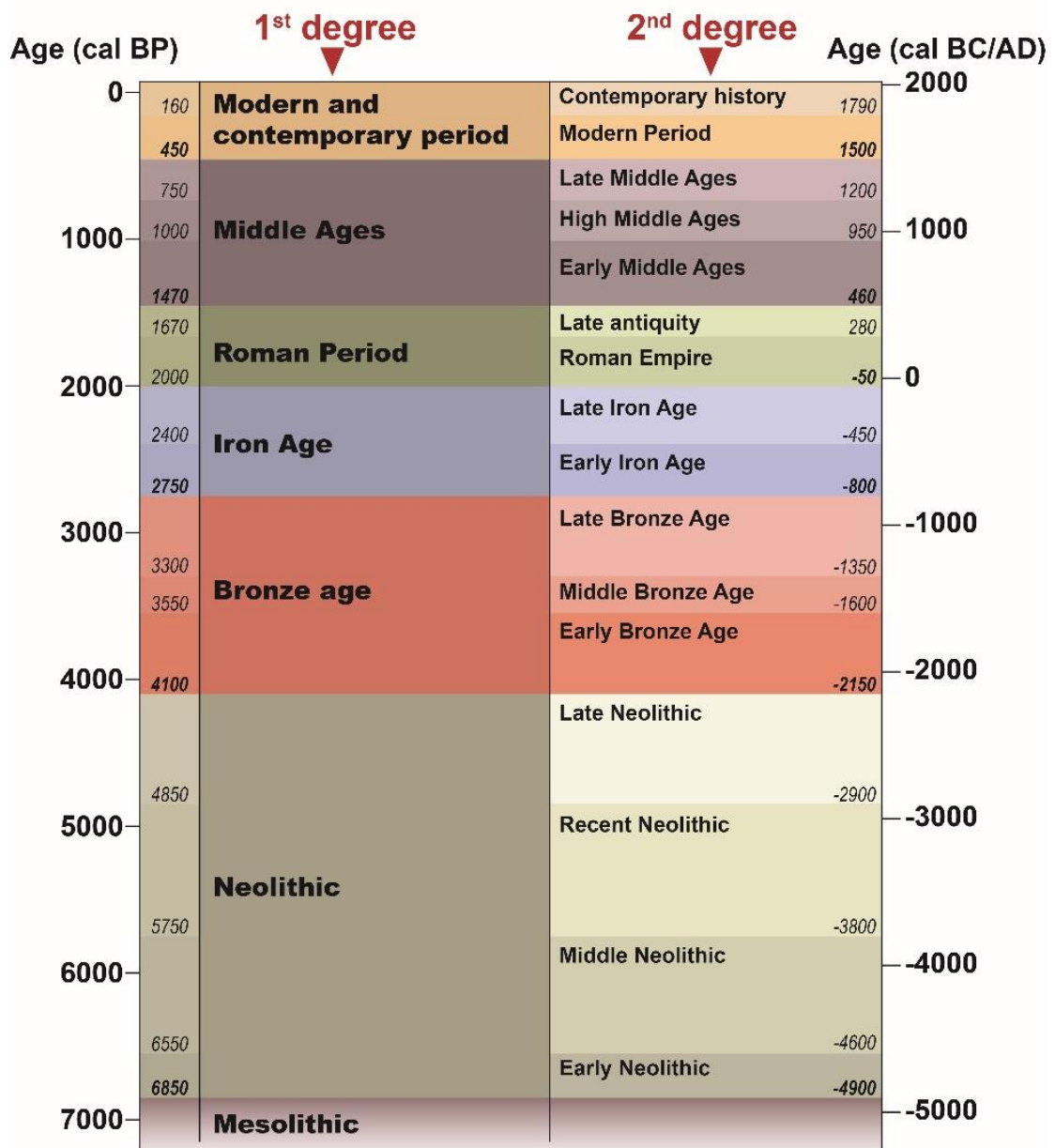


Figure II. 4 : Chronological boundaries of archaeological and historical periods in western France. Chronological attributions of remains are subdivided into two precision degrees corresponding to major cultural periods (first degree) and to subdivisions of the latter (second degree).

II.2.5 Additional data

Three types of additional data were integrated into our GAD: (i) archaeological, (ii) sedimentological, and (iii) historical (Annexe 1 and 2). First, some archaeological discoveries carried out on the beaches of the studied beach/dune systems were taken into account as the remains systematically corresponded to ancient terrestrial sites (habitats, burial sites) that were buried under the present-day coastal dunes. Therefore, they constitute temporal markers that pre-date the aeolian sand deposits and which are used for calibrating the first phases of coastal dunes mobility. Additional chrono-stratigraphic markers are supplied by accurately dated (radiocarbon) intertidal organic-rich peat deposits outcropping on the beaches of the studied beach/dune systems where they are commonly associated with the development of back-barrier marshes (Morzadec-Kerfourn, 1969, 1974; Visset and Bernard, 2006; Goslin, 2014). In direct contact with the bedrock, these deposits form the base of coastal sedimentary sequences, pre-dating the overlying aeolian sand deposits. Third, historical data (archives, old maps, historical photos) available from the last three centuries have been used to chronologically constrain the most recent phases of dune mobility. The Cassini map (produced between 1683 and 1744) and the Etat-Major map (edited between 1820 and 1866) were used to identify the extension of the dunes during this period. However, with regards to the criteria above, they are considered to be 1st degree chronological markers (not very precise) (Fig. II.4) because the dune morphologies are not represented with sufficient detail as to distinguish between mobile and fixed dunes. For the last few decades, aerial photos produced by the Institut Géographique National (IGN) have been examined to complete the observations. Locally, images of coastal landscapes represented on old postcards were also studied. Lastly, we used recent historical syntheses that provide an in-depth analysis of coastal dune dynamics over the last centuries in Brittany (Charpentier, 2009; Lageat et al., 2019).

II.2.6 Radiocarbon dates

AMS-14C dates available in literature were included in the GAD because they provide information on the chronology of archaeological sites (92 dates) and on the age of peat deposits (14 dates) located in the intertidal zone (Annexe 3). About organic sediments, conventional radiocarbon ages were calibrated with OxCal v.4.4.4 software (Ramsey, 2021) using the IntCal20 calibration curve (Reimer et al., 2020). Three dates obtained on marine shells in the Hoedic Island site were calibrated using the Marine20 curve (Heaton et al., 2020). Besides, the marine reservoir correction database was used (Reimer and Reimer, 2001) to determine the average reservoir age along the coasts of Brittany. An error-weighted mean of five ΔR values from sites located within

ca. 150 km of the archaeological sites concerned yielded an average ΔR of -95 ± 62 years (Tisnérat-Laborde et al., 2010). Calibrated radiocarbon ages were reported in calendar years before present (cal BP) relative to 1950 AD with an uncertainty of 2 sigma. Despite a large number of dates ($n=106$), no statistical analysis of the chronological distribution of ages was attempted due to the over-representation of some archaeological sites documented by a large number of AMS-14C dates (e.g. 36 AMS-14C dates for Beg ar Loued site on Molène Island, 21 AMS-14C dates for Groah Denn site on Hoedic Island).

II.2.7 Archaeological-based dune stratigraphic reconstruction:

Harris matrix

A Harris matrix (Harris, 1989) has been applied to each dune complex under study in order to reconstruct the local chronology of dune mobility periods (Fig. II.2b). Conceptualized in the 1970s, the Harris matrix is widely used in archaeological research to document and represent stratigraphic relationships during excavations (e.g. Kobyliński, 1993; Trócoli, 1993; Dye and Buck, 2015). The Harris matrix is a sequence diagram that represents the relative temporal succession of all stratification units observed within an archaeological site (e.g. sedimentary layers, constructions, removal or erosional surfaces). In this paper, we consider each coastal dune as an archaeological site, i.e. as a coherent set of long-lasting deposits resulting from various natural and anthropogenic events. The archaeological remains are considered as uniform stratigraphic features in relation to the bedrock and to the lower and/or upper sand dune layers. Three main stratigraphic relationships are represented (Fig. II.2b): (i) superposition of layers observed in the field; (ii) lateral correlation between layers of the same nature (especially dune sand layers), and (iii) stratigraphic relationships not observed in the field, but inferred from the nature and location of the stratigraphic units (e.g. foreshore sites pre-dating the formation of coastal dunes). Chronological data (age of archaeological sites and AMS-14C dates) were integrated into the Harris matrix to infer the maximum age of each aeolian sand layer. The beginning of a sand-drift event was defined from the age of the archaeological remains subsequently buried by the corresponding aeolian sand deposit. The end of a sand-drift event corresponds to the human settlements at the top of the corresponding aeolian sand deposit.

II.3 Results

This section describes the information provided by several of the archaeological discoveries in the coastal dunes of Brittany according to cultural periods (Fig. II.4 and II.5). Then, the Harris matrix applied to several dune complexes is described to illustrate the approach used to reconstruct the dune chrono-stratigraphy. Finally, an evolutionary temporal template of dune mobility phases is proposed based on the compilation of the corresponding Harris matrices.

II.3.1 Coastal dune archaeological remains

II.3.1.1 Neolithic period (ca. 6,850-4,100 cal BP)

The Neolithic archaeological remains correspond either to megalithic monuments (n=28) found at the base of dune sedimentary sequences, or to lithic and ceramic material found within the underlying clayey-silty palaeosols (n=12). Because of their basal stratigraphic positions, the Neolithic remains can be considered only as terminus post-quem that provide information on the earliest aeolian sand-drift events. The Neolithic megaliths discovered in the coastal dunes of Brittany correspond to either (i) burial monuments of the mound/cairn type (n=17), or (ii) a series of standing stones (n=8). The available archaeological data suggest that these monuments are associated with long periods of human occupation and multiple reuses subsequent to their construction. Without numerous AMS-14C dates, ages of the megalithic monuments are difficult to precisely establish from the archaeological data.

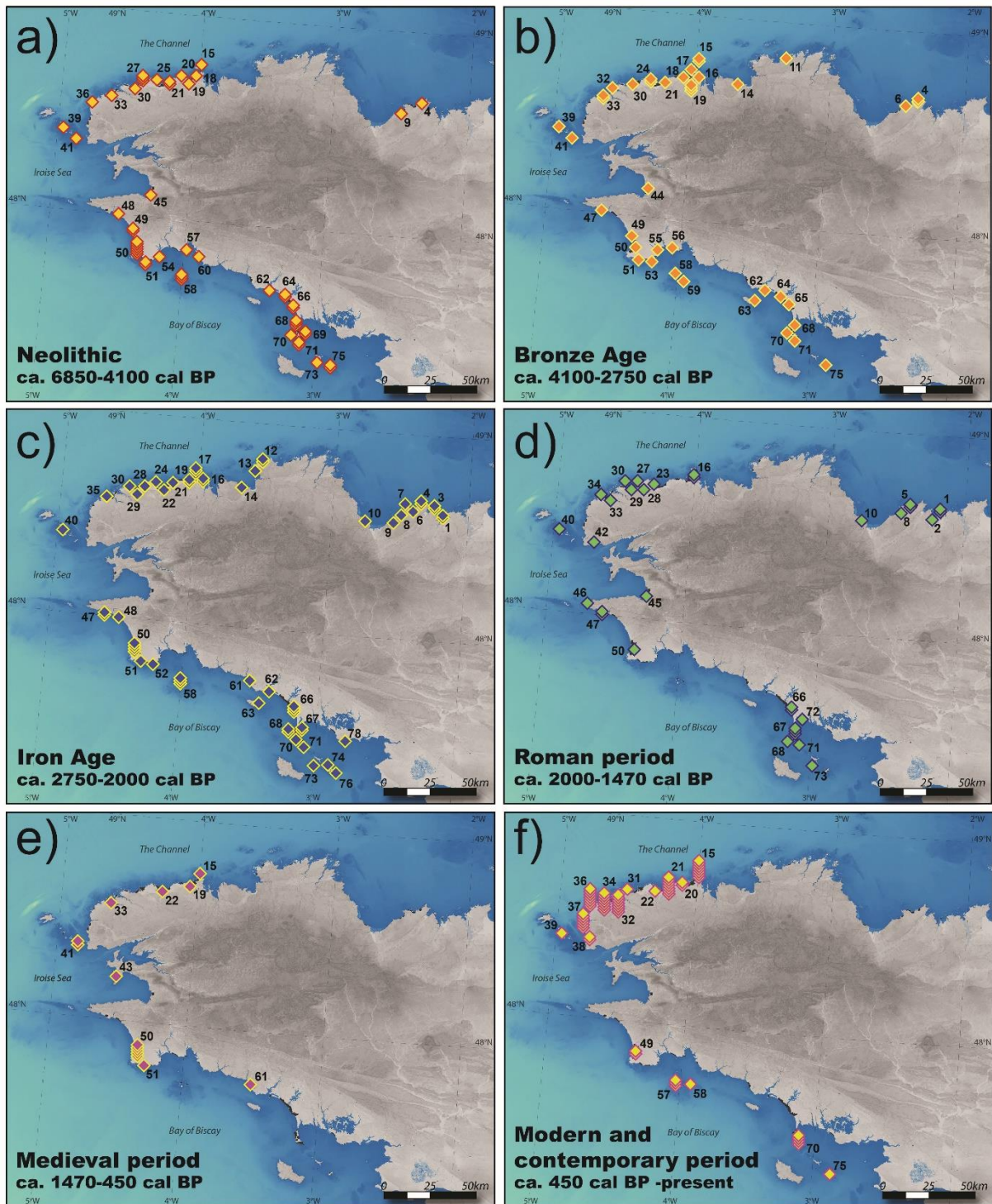


Figure II. 5 : Location maps of archaeological remains for : **(a)** the Neolithic period; **(b)** Bronze Age period; **(c)** Iron Age period; **(d)** Roman period; **(e)** Medieval period; **(f)** Modern and contemporary periods. The numbers refer to coastal dune sites listed in Table 1.

II.3.1.2 The Bronze Age period (ca. 4,100-2,750 cal BP)

Most of the Bronze Age sites date to the Early Bronze Age (ca. 4,100 to ca. 3,550 cal BP) and were found at the base of aeolian sand deposit sequences (n=33) within silty-clayey paleosoils. They represent terminus post-quem to the overlying aeolian sand deposits. These remains mainly correspond to stone cists (individual burials: Briard, 1984; Blanchet et al., 2019) discovered along the dune fronts affected by marine erosion. At Port-Blanc (Penvénan, N Brittany, site no.11 on Fig. II.5b), after episodes of shoreline retreat, numerous cists forming part of a necropolis have been discovered since the 1930s (Merlet, 1935; Giot, 1960; Le Roux, 1975). These burials were dug in paleosoil covered by a ca. 2 m-thick aeolian sandy deposit (Fig. II.6a and II.6b). At Port-Mélite (Groix Island, S Brittany, site no.63 on Fig. II.5b), a similar burial cist contained a well preserved female skeleton which yielded a radiocarbon age of 3,888–3,692 cal BP (Le Roux, 1969; Nicolas et al., 2015; Nicolas, 2016). The burial was dug into silty paleosoil in turn overlaid by a 0.5 m-thick aeolian sand deposit.

Four discovered archaeological sites are interbedded within the aeolian sand deposits. On the Kerminihy dunes (Erdeven, S Brittany, site no.65 on Fig. II.5b), numerous scatters of coastal flint debitage have been found in an extensive sand quarry (Chapuy, 1973, 1975). Large quantities of lithic material and ceramic fragments indicated temporary settlements between the Final Neolithic and the Early Bronze Age (4,850–3,550 cal BP; Chapuy, 1976). This archaeological level is interbedded with two aeolian sand deposits. As the remains are not associated with a humic horizon, these data suggest a human presence during a phase of aeolian sand deposition. On the Saint-Nicolas Island dune (Glénan archipelago, SW Brittany, site no.58 on Fig. II.5b), the remains of a wall dating from the Early Bronze Age are interbedded with two sand-dune deposits, indicating perennial occupation during dune stabilization (see section 4.2). On the Béniguet Island (Molène archipelago, SW Brittany, site no.41 on Fig. II.5b), a shell-midden dated to the Early Bronze Age (4,140–3,908 cal BP) is also interbedded within aeolian sand deposits (see section 4.2). Its upper part clearly shows a layer of humic sand, which also indicates stabilization of the dune massif during this period (Cudennec, 2019; Paillet and Nicolas, 2022).

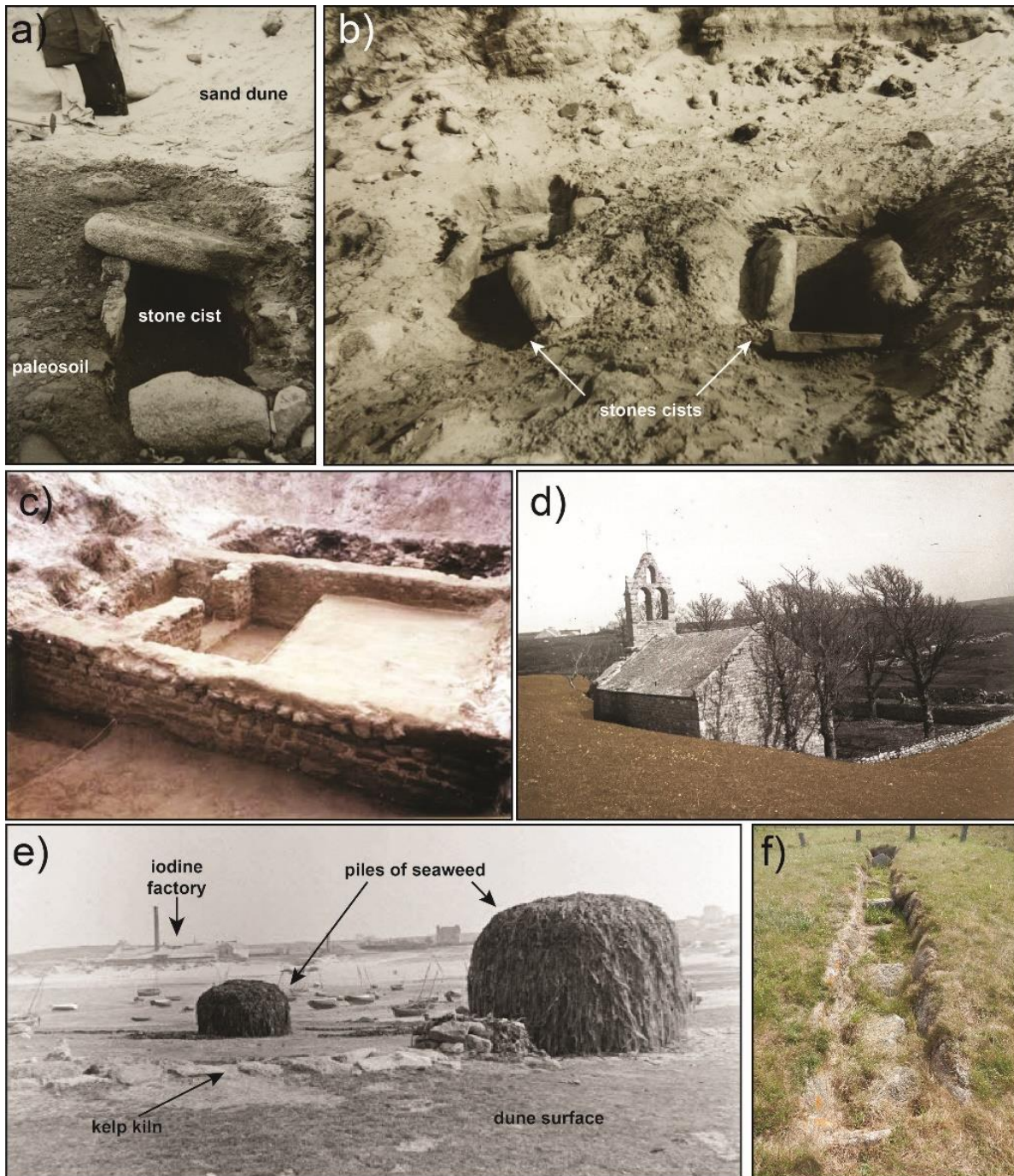


Figure II. 6 : Examples of archaeological remains discovered in the coastal dunes of Brittany. **(a, b)** Stone cists discovered around 1923 in the coastal dune of Port-Blanc (Penvénan, N Brittany) (source: Archives du service Régional d'Archéologie, Rennes); **(c)** Villa maritima dated to the High Roman Empire during excavation on the dune of Sables d'Or les Pins (Fréhel, N Brittany) (source: Langouët, 1979); **(d)** Photography of the Saint-Egarec church around 1924 (Lampaul-Plouarzel, W Brittany) (source: Yroise, Bibliothèque numérique patrimoniale de Brest); **(e)** Kelp kilns and iodine factory at Porspaul in Lampaul-Plouarzel around 1938 (author: Pierre Toulgouat; source: Museum of European and Mediterranean Civilizations - MUCEM); **(f)** Kelp kiln at Porspaul in Lampaul-Plouarzel in 2016 (author: Yves Gruet; source: Service Régional de l'Inventaire du Patrimoine en Bretagne).

II.3.1.3 The Iron Age period (ca. 2,750-2,000 cal BP)

A total of 54 archaeological sites attributed to the Iron Age have been inventoried within 35 coastal dune complexes in Brittany (Fig. II.5c). A large number of these remains are interbedded within aeolian sand deposits (n=20) and were mainly dated at the Late Iron Age (ca. 2,400–2,000 cal BP). The sea salt industry developed along the Brittany coasts during this period is documented by remains, called “briquetages”, containing large quantities of terracotta waste, containers and characteristic oven remains (Daire, 2003). For example, the Moulin de la Rive site (Locquirec, W Brittany, site no.14 on Fig. II.5c), corresponds to a vast complex of habitats and sea salt production workshops attributed to the end of the Late Iron Age (2,100–2,000 cal BP) (Giot et al., 1958, 1986). The archaeological levels are interbedded with two layers of aeolian sand, reaching 2.5 m- and 1.5 m-thick for the lower and upper deposit, respectively.

II.3.1.4 Gallo-Roman period (ca. 2,000-1,470 cal BP)

For the Gallo-Roman period, the most characteristic archaeological remains discovered in the coastal dunes correspond to villae maritimae dated to the High Roman Empire (between ca. 1,970 and 1,660 cal BP). On the dunes of Sables-d'Or-les-Pins (Fréhel, NE Brittany, site no.5 on Fig. II.5d), such a villa associated to a thermal complex was dated at ca. 1,775–1,755 cal BP (Fig. II.6c). The abandonment appears to have been caused by a fire dated to ca. 1,680 cal BP (Langouët, 1979). Archaeological excavations shown that the residences were built on a paleosoil covered by a 2.3 m-thick aeolian sand deposit (Langouët, 1979; Bizien-Jaglin et al., 2002; Le Bot, 2003). At the Légenèse site (Carnac, S Brittany, site no. 72 on Fig. II.5d), a similar thermal complex dated between 1,850 and 1,650 cal BP was discovered after an episode of shoreline retreat (Le Rouzic, 1910). The foundations of this villa overlaid aeolian sand deposits. The site was also abandoned after a fire and the remains were later buried under an aeolian sand deposit about 2.5 m-thick (Le Bot, 2003).

II.3.1.5 The medieval period (ca. 1,470-450 cal BP)

Only 12 medieval archaeological sites distributed within 8 dune complexes have been discovered on the coastal dunes of Brittany (Fig. II.5e). Two medieval habitats have been particularly well documented. The site of Pen-er-Malo (Guidel, S Brittany, site no.61 on Fig. II.5e) shows a group of 6 dry-stone houses built on a basal paleosoil overlaid by aeolian sand deposits (Bertrand, 1972, 1975). The archaeological remains were radiocarbon-dated between 972 and 567 cal BP. The abandonment of the houses has been attributed to a sand inundation that buried the

entire hamlet (Bertrand, 1972, 1975). At the Tronoën site (Plomeur, SW Brittany, site no.50 on Fig. II.4) two houses dates at ca. 950 to 750 cal BP were buried beneath aeolian sand deposits (see section 4.2.5). The most accurate data for this period comes from a necropolis located at Saint-Urnel (Plomeur, SW Brittany, site no.50 on Fig. II.5e) where three levels of burials are interbedded in an aeolian sand deposit (see section 4.2.5).

II.3.1.6 Modern and contemporary periods (ca. 450-0 cal BP to present)

Between the 16th and 17th centuries, the destruction of arable land, houses and churches by aeolian-sand inundation is reported in many archival documents. In the village of Tréménac'h (Plouguerneau, NW Brittany, site no.31 on Fig. II.5f), the first invasions of aeolian sand occurred during the mid-16th century (Lageat et al., 2019). In 1722, nearly two-thirds of the area was inundated by sand dunes (Lageat et al., 2019). Historical sources indicate that the church was abandoned in 1728 after being buried under 3 m-thick deposit of wind-blown sand (Perennec, 2004; Charpentier, 2009; Reille-Taillefert, 2010). On the Batz Island (NW Brittany, site no.15 on Fig. II.5f), the church of Sainte-Anne, built around the 10th century, was severely damaged under the weight of dune sands and abandoned in the 17th century (Moret, 1993; Charpentier, 2009; Lageat et al., 2019). Similarly, the chapel of Saint-Guevroc (Tréfléz, NW Brittany, site no.22 on Fig. II.5f), built between the 15th and 16th centuries, was quickly abandoned because of its burial under sand deposits. In 1869, the church was almost invisible under the sandy cover (Madeleneau, 1875). Other localities in western Brittany (e.g. Landeda, Santec) also experienced sand inundation during the 18th century (Charpentier, 2009). In the village of Lampaul-Plouarzel (NW Brittany, site no.37 on Fig. II.5f), historical documents dating from the 18th century mention the frequent destruction of agricultural crops due to the deposition of aeolian sands (Charpentier, 2009). The migration of the mobile coastal dunes reached the church of the village in 1760. The religious authorities then decided to move the services to another church because the building may have collapsed under the weight of the sand. From the 19th century, numerous historical archives indicate a progressive stabilization of coastal dunes. In 1838, a new church was built on the ruins of the old church of Lampaul-Plouarzel (Thomas, 1889) (Fig. II.6d). In the area of Tréfléz, the church of Saint-Guevroc was unearthed in 1872 and rebuilt from 1895 to 1898 once the dunes were stabilized (Menant, 1985). The stabilization of the dunes from the 19th century is also indicated by the presence of numerous seaweed ovens built on the surface of the coastal dunes to produce soda (Arzel, 1987) (Fig. II.6e and II.6f). In this study, 47 seaweed ovens were inventoried and provide evidence of local stability of coastal dunes since the 19th century.

II.3.2 Chrono-stratigraphical reconstructions of coastal dune complexes

II.3.2.1 Dunes of the Molène Island

The recent excavation of a Bronze Age habitat in the coastal dunes of the Molène Island (W Brittany, site no.39 on Figs. II.3 and II.7) provided numerous precise archaeological and stratigraphic data. The different phases of human occupation have been reconstructed based on 36 AMS-14C dates (Pailler and Nicolas, 2019). The earliest evidence of occupation was attributed to the Early Neolithic, but the most abundant remains are associated with two oval houses composed of dry stone walls (Fig. II.7b) dated to the Early Bronze Age. The oldest house was occupied between ca. 4,150 and ca. 3,900 cal BP and the youngest one between ca. 3,950 and ca. 3,700 cal BP (Pailler and Nicolas, 2019).

After abandonment, the ruins of these houses were used as sheep barns between ca. 3,800 and ca. 3,250 cal BP. The stratigraphic data reveal that much of the site was subsequently buried by a 1 m-thick aeolian sand deposit. Several contemporary remains associated with hunting, seaweed harvesting, and agricultural activities have been found at the top of these sandy sequences (Fig. II.7e). A well-preserved human skeleton dated from the 18th to 19th centuries was also discovered in a pit dug into the dune and the buried soil. From these data, a single sand-drift event was identified between ca. 3,250 and 200 cal BP (Fig. II.7d).

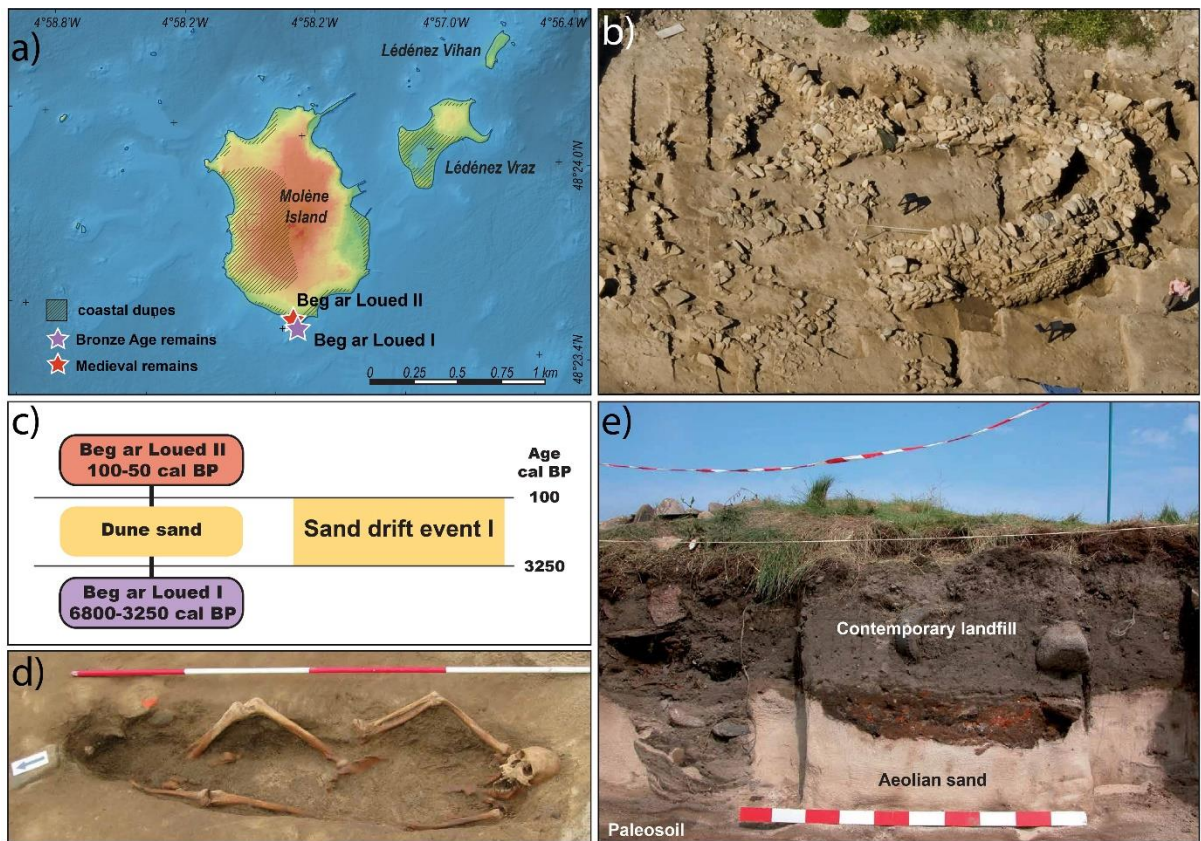


Figure II. 7 : Coastal dunes of Molène Island (W Brittany, site no.39). **(a)** Location map of the archaeological remains; **(b)** Aerial photography of the dry stone oval houses of Beg ar Loued I site during excavation (author : Marine nationale; source: Pailler and Nicolas, 2019); **(c)** Harris matrix based on observations at the Beg ar Loued I and II archaeological sites; **(d)** Modern tomb discovered in aeolian sand during excavation of the Beg ar Loued site (source: Pailler and Nicolas, 2019). **(e)** Stratigraphic section in the northwestern part of the Beg ar Loued site (author: Y. Sparfel; source: Pailler and Nicolas, 2019).

II.3.2.2 Dunes of Goulvars

In the Goulvars site (Quiberon, S Brittany, site no.70 on Figs II.3 and II.8), the stratigraphic sequence was reconstructed from the analysis of 6 archaeological sites. Two Neolithic megalithic sites (Conguel and Roc'h Priol sites) and an Early Bronze Age stone-cists cemetery (Beg er Vil site) are associated with the clayey palaeosol at the base of the aeolian deposits.

A late Iron Age settlement (Goulvars II site; ca. 2,060-2,000 cal BP) was discovered interbedded within sandy sediments indicating the stabilisation of the dune complex at this period. Several dry-stone houses whose foundations were dug in underlying aeolian sand deposits occur beneath two layers of white aeolian sands (Figs II.8c, II.8d and II.8e). The latter are 2.5 m-thick and are separated by an undated humic horizon (Fig. II.8e). From these records, the first sand-drift event is identified between the Early Bronze Age and the Late Iron Age, i.e. in the range ca. 3,550 and 2,060 cal BP. A further Roman-age settlement (Goulvars I site) has been discovered at the base of the aeolian stratigraphic sequence. This is the most recent site positioned below the sand deposit and it represents terminus post-quem for the second sand-drift event. At the top of the Goulvars dunes, 4 kelp kilns indicate the stabilisation of the massif during the 19th century. From these data, a second sand-drift event has been identified between the Roman and the Contemporary period ca. 1,450-120 cal BP.

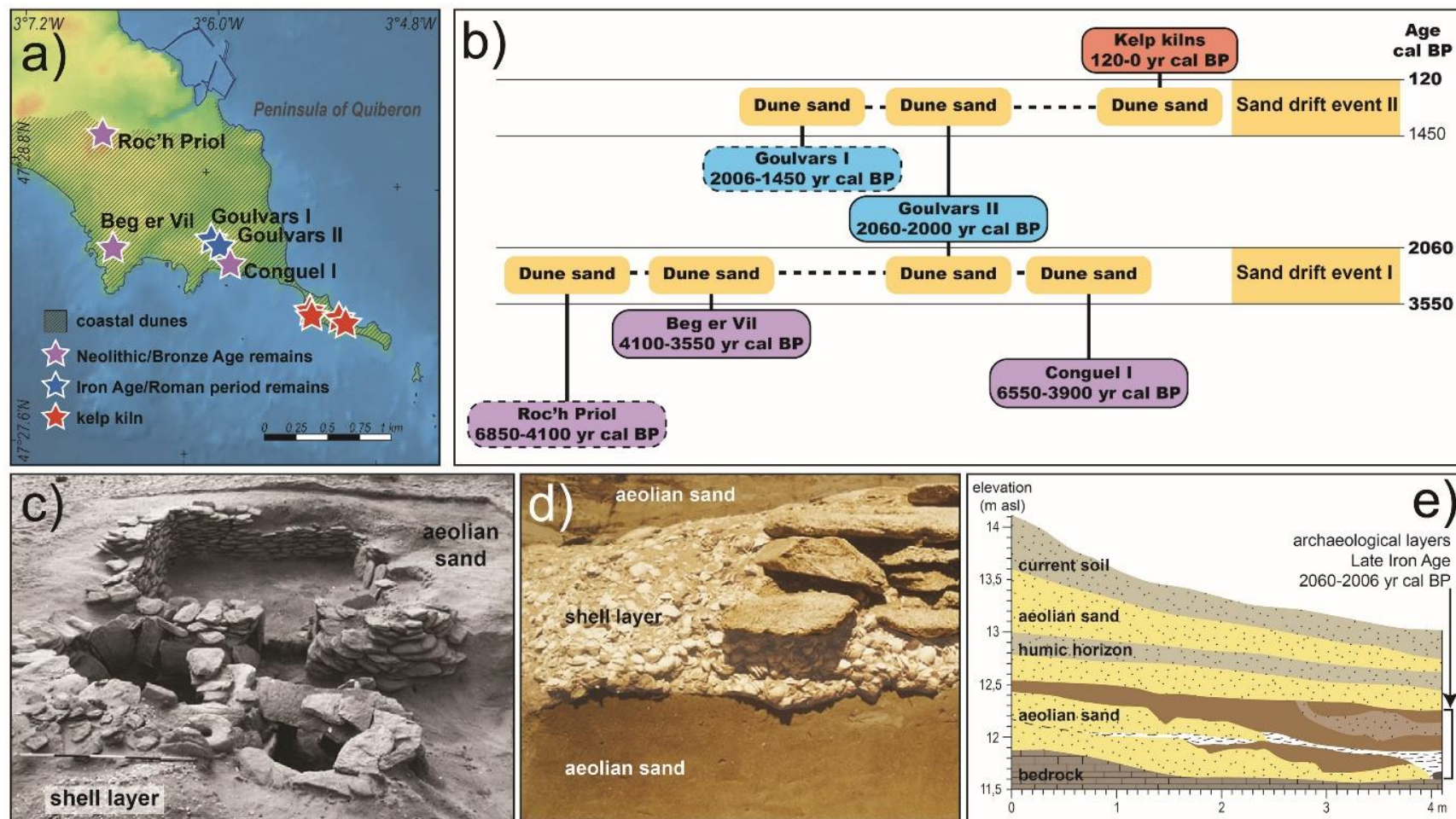


Figure II. 8 : Coastal dunes of Goulvars (Quiberon, S Brittany, site no.70). **(a)** Location map of the archaeological remains; **(b)** Harris matrix based on observations of archaeological sites discovered in the dune complex; **(c)** Photography of the Goulvars II site (house S11) during the excavation stage (source: Hyvert, 1987); **(d)** Photography of the stratigraphic section of the M3 wall and the marine shell deposits interbedded in the eolian sand at the Goulvars II site (source: Hyvert, 1985); **(e)** Simplified stratigraphic section of the Goulvars II site, after Hyvert (1985).

II.3.2.3 Dunes of the Béniguet Island

On the Béniguet Island (Le Conquet, W Brittany, site no.41 on Fig. II.3), a loessic paleosoil is overlaid by 3 shell-middens interbedded within aeolian sand deposits (Cudennec, 2019; Paillet and Nicolas, 2022; Fig. II.9). The basal shell-midden has been radiocarbon-dated from 4,404–4,150 cal BP, i.e. the end of the Neolithic period (bell beaker culture). This anthropogenic deposit is overlaid by a 0.3 m-thick aeolian sand layer, at the top of which an intermediate shell-midden has been dated to the Early Bronze Age, from 4,140 to 3,908 cal BP. This succession of sedimentary deposits suggests a sand-drift episode between ca. 4,250 and ca. 4,000 cal BP (Fig. II.9c). A humic aeolian sand deposit, about 0.2 m-thick and without archaeological remains, overlies this second shelly level. Its upper part is composed of a 1.05 m-thick layer of white aeolian sand, and an upper shell-midden dated between 1,286 and 1,123 cal BP, indicating a second sand-drift event between ca. 4,000 and ca.1,200 cal BP (Fig. II.9c). Finally, the top of the sedimentary sequence is formed by a layer of humic aeolian sand.

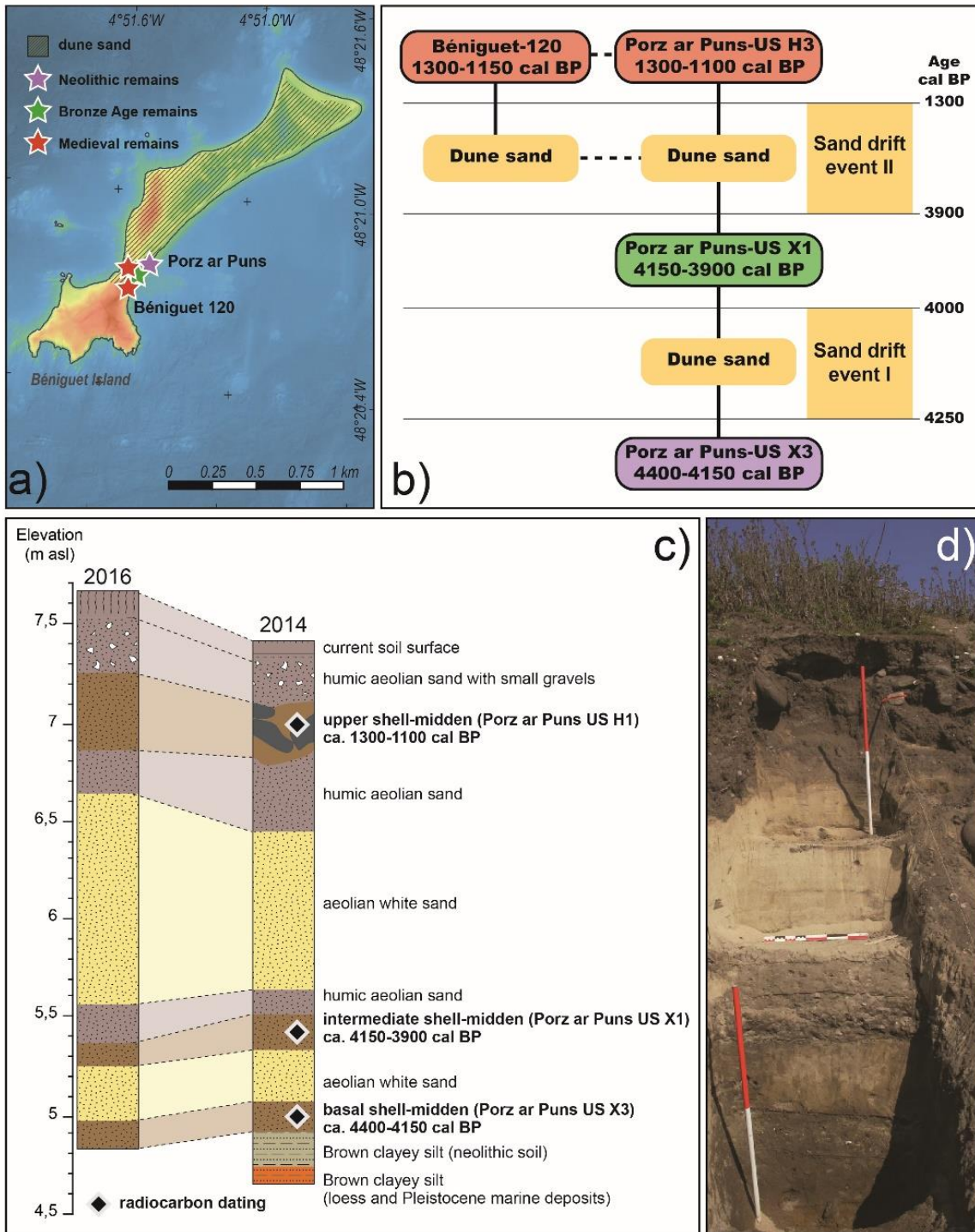


Figure II. 9 : Coastal dunes of Béniguet Island (Le Conquet, W Brittany, site no.41). **(a)** Location map of the archaeological remains; **(b)** Harris matrix based on observations at the archaeological sites on Béniguet Island; **(c)** Stratigraphic sections observed in 2014 and 2016, after Cudennec, (2019) and Pailler and Nicolas (2022); **(d)** Photography of the stratigraphic section observed in 2014, (source: Cudennec, 2019).

II.3.2.4 Dunes of the Saint-Nicolas Island

The stratigraphic sequence of the aeolian sand deposits of the Saint-Nicolas Island (Fouesnant, W Brittany, site no.58 on Fig. II.3) was reconstructed from the analysis of 6 archaeological sites named Saint-Nicolas I, II, III, IV, V and VI, respectively (Fig. II.10).

The most detailed data has been obtained from the Saint-Nicolas IV,V, VI sites (Hamon, 2006, 2007), where a basal paleosoil is overlaid by 4 successive sand dune deposits with interbedded humic horizons containing a high number of archaeological materials (Fig. 10c). The paleosoil situated at the base of the sequence contained numerous ceramic and lithic remains attributed to the Recent Neolithic (ca. 5,750–5,050 cal BP). A Late Neolithic settlement has been also discovered in the basal palaeosol of Saint-Nicolas III site (Hamon, 2006). This deposit is overlaid by a 0.15 m-thick aeolian sand layer, at the top of which the first humic horizon contains a dry stone wall and ceramics characteristic of the Early Bronze Age (ca. 4,100-3,550 cal BP), both indicating a stabilisation of the dune complex during this period. This succession of sedimentary deposits indicates that the first sand-drift episode occurred between ca. 5,050 and ca. 4,100 cal BP (between Late Neolithic and Early Bronze Age). This sequence is overlaid by a 0.18 m-thick aeolian sand layer at the top of which a second humic horizon that contains fragments of ceramics dating from the Late Iron Age (ca. 2,400-2,000 cal BP). Two other settlements located at the north of the island have been attributed to the same period (Saint-Nicolas I and II sites). One of which has been discovered in a humic horizon interbedded in the dune sands. These data indicate a second period of dune stabilization during the Late Iron Age. A second sand-drift event is consequently identified between ca. 3,550 and 2,100 cal BP (between Early Bronze Age and Late Iron Age). These remains are covered by two successive aeolian deposits with an interbedded humic horizon. A stone construction associated with fragments of *Pecten maximus* shells is present within this humic layer, but no dating was carried out. Finally, the upper humic horizon corresponds to the current dune soil. Four kelp kilns observed on this island indicate the stabilization of the dune complex in the 19th century. Since the dating of the interbedded humic horizon is not yet available, only one sand-drift event can be identified between the Late Iron Age and the 19th century (ca. 2,000 and 120 cal BP).

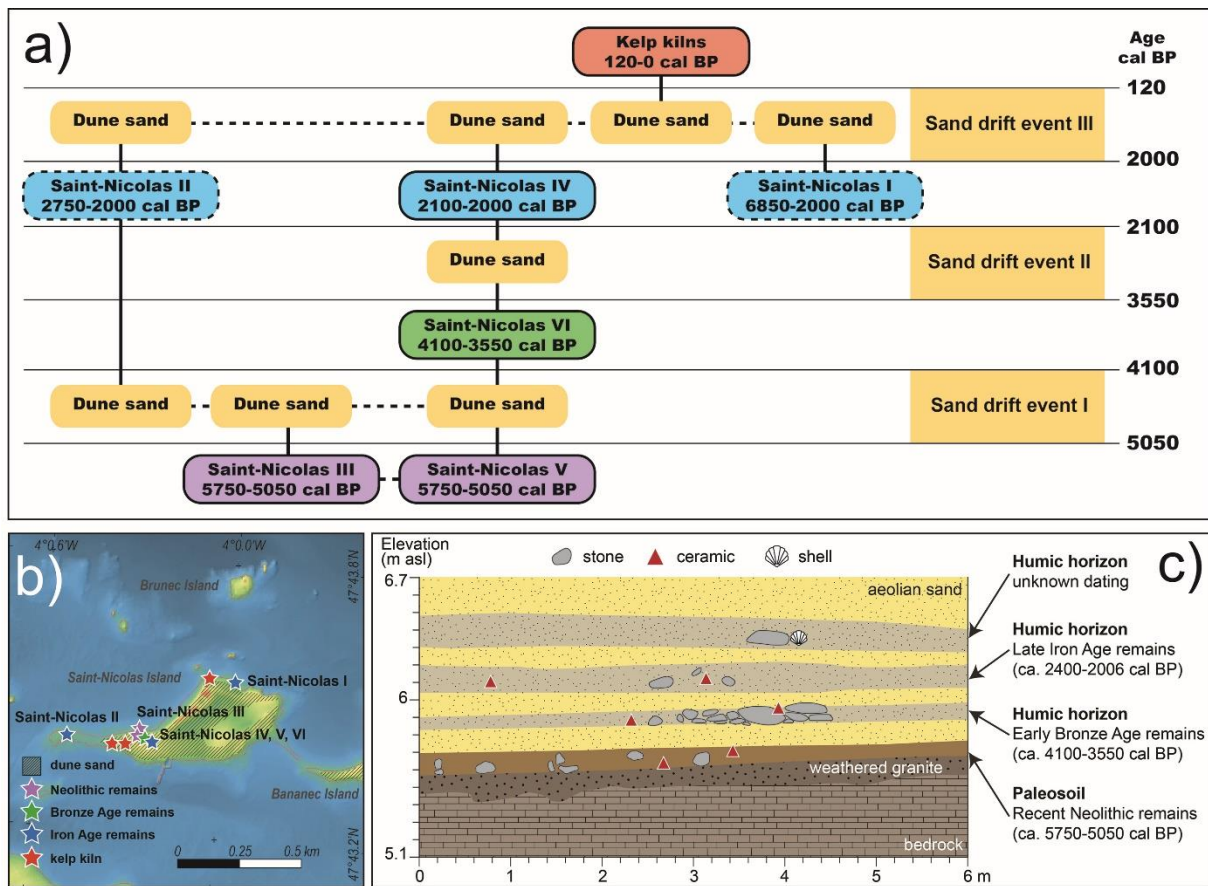


Figure II. 10 : Coastal dunes of Saint-Nicolas Island (Fouesnant, W Brittany, site no.58). **(a)** Harris matrix based on observations of archaeological sites discovered in the dune complex; **(b)** Location map of the archaeological remains; **(c)** Stratigraphic section of the Saint-Nicolas IV, V and VI sites, after Hamon (2007).

II.3.2.5 Dunes of the Audierne Bay

Among all the studied dune complexes, those of the Audierne Bay (Plomeur, SW Brittany, site no.50 on Figs II.3 and II.11) contain the largest number of archaeological remains (n=15). Neolithic megalithic monuments as well as Bronze Age stone cist has been discovered in a clayey paleosoil forming the base of the aeolian sequences (Fig. II.11c). There, 4 Iron Age settlements have been identified, two of which were interbedded in the aeolian deposits. The oldest well-dated remains are a Late Iron Age necropolis (La Torche, Plomeur: Kayser 1984, 1986, 1987), which indicates that the dune was stabilised between 2,400 and 2,000 cal BP (Fig. II.11d). From these data, the first sand-drift event at this site is identified as occurring between 3,550 and 2,400 cal BP, i.e. between the end of the Early Bronze Age and the beginning of the Late Iron Age. An extensive medieval necropolis has been excavated in the Saint-Urnel site (Plomeur locality, Fig. II.11e and II.11f). The sedimentary sequence shows aeolian sand deposits with three interbedded levels of burials (levels I to III in Fig. II.11e) (Giot and Monnier, 1977). Level I is associated with remains of wooden and dry stone constructions built on a ca. 0.9 m-thick sand layer. A humic horizon at the top of this sandy deposit indicates that the dune was stabilised by vegetative cover from 1,708 to 979 cal BP. Level II is observed in a sedimentary deposit ca. 0.4 m-thick that encloses alternating layers of humic horizons and white sand, indicating an episodic invasion of aeolian sand. A AMS-14C date on bones provided ages ranging from 1,065 to 691 cal BP. Level II is overlaid by a ca. 0.7 m-thick homogeneous aeolian sand deposit.

Finally, the level III occurring at the top of this sandy layer yields ages between 1,059 and 692 cal BP. AMS-14C dates from levels II and III are quite similar, suggesting the continuous use of this necropolis despite the increasing invasion of dune sands. Consequently, a second sand-drift event has been identified during this period between ca. 1,050 and 700 cal BP. Level III of the Saint-Urnel necropolis is overlaid by a layer of aeolian sand about 0.4 m-thick. Another medieval settlement has also been investigated at the Tronoën site where two dry stone houses dated from ca. 950 to 750 cal BP are buried beneath a sandy cover ca. 0.5 m-thick (Villard, 2008). At the top of this last aeolian deposit, i.e. at the present-day dune soil, 2 kelp kilns have been identified, indicating the stabilisation of the complex during the 19th century. A third sand-drift event is then defined between 700 and 120 cal BP.

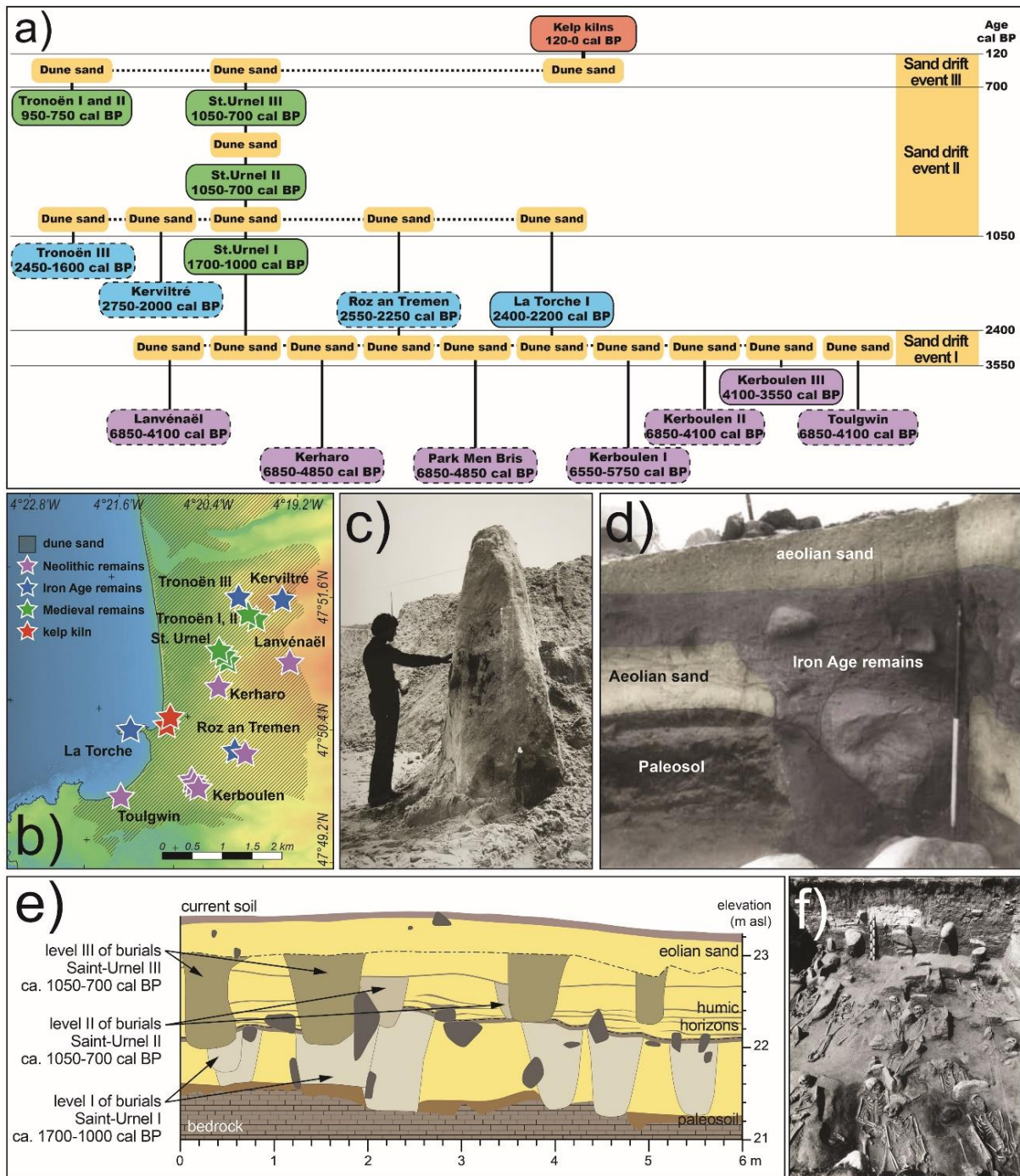


Figure II. 11 : Coastal dunes of the Audierne Bay (Plomeur, W Brittany, site no.50). **(a)** Harris matrix based on observations of archaeological sites discovered in the dune complex; **(b)** Location map of the archaeological remains; **(c)** Photography of the Kerharo standing stone when it was discovered in 1978 (unknown author; source: Service Régional de l'Archéologie Bretagne); **(d)** Photography of the Iron Age settlement of La Torche during the excavation stage (source: Kayser 1987); **(e)** Stratigraphic section of the Saint-Urnel site, after Giot and Monnier (1977); **(f)** Photography of the Saint-Urnel necropolis during the excavation stage (source: Giot and Monnier, 1975).

II.3.3 Regional chronology of coastal dunes mobility

Archaeological and historical data supplied by most of coastal dunes in Brittany (n=60) are too limited to identify more than one sand-drift event at a regional scale. Two sand-drift events have been accurately documented at only 14 studied sites, whereas three coastal dune sites are sufficiently well-documented to highlight three successive chronologically well-constrained sand-drift events (Tab. 1). Although these events cover a wide time-period ranging from 6,700 to 50 cal BP, the compilation of all these data clearly shows 4 main periods of coastal dune mobility (Fig. II.12).

A first period is identified at the end of the Neolithic, between ca. 4,250 and ca. 4,100 cal BP, although being evidenced by a limited number of archaeological sites. The beginning of this period is in the time-range 4,404–4,150 cal BP from one AMS-14C date obtained on a paleosol at the base of the aeolian sand deposit sequence on the Béniguet Island site (W Brittany). The end of this period of dune mobility is supported by Early Bronze Age (ca. 4,100 to ca. 3,550 cal BP) archaeological remains interbedded within aeolian sand deposits on the Saint-Nicolas Island (SW Brittany).

A second period of coastal dune mobility is recognized between the end of the Bronze Age and the beginning of the Iron Age, between ca. 3,250 and ca. 2,400 cal BP. Numerous Early Bronze Age sites have been discovered at the base of dune deposit sequences (e.g. Port Blanc I site, Penvénan) or correspond to the final use of Neolithic megalithic tombs (e.g. Conguel I site, Quiberon). The most recent date for the beginning of this period comes from the Beg-ar-Loued habitat site (Molène Island) and it ranges 3,446 to 3,251 cal BP. This radiocarbon dating is used to define the beginning of this mobility phase. The end of this period takes place during the Late Iron Age (ca. 2,400–2,000 cal BP), as suggested by the numerous remains of settlements discovered on top of the sandy deposits of this period (e.g. Mesperleuch site, Plouhinec; La Torche site, Plomeur).

A third phase of dune mobility is highlighted during the Middle Ages, between ca. 1050 and ca. 700 cal BP. However, this phase is only identified on the coastal dune of the Audierne Bay where burial levels II and III of the Saint-Urnel necropolis provide dates for the beginning and end of this period, respectively.

A fourth period of dune mobility is identified between ca. 350 and ca. 110 cal BP from historical data. The beginning of this period is represented by the abandonment of the church of St-Anne (Batz Island, no. 15 on Fig. II.3) in the 17th century caused by the invasion of the coastal

dune sands. For this last period, the end is defined by the reconstruction of the chapel of Lampaul-Plouarzel in 1838.

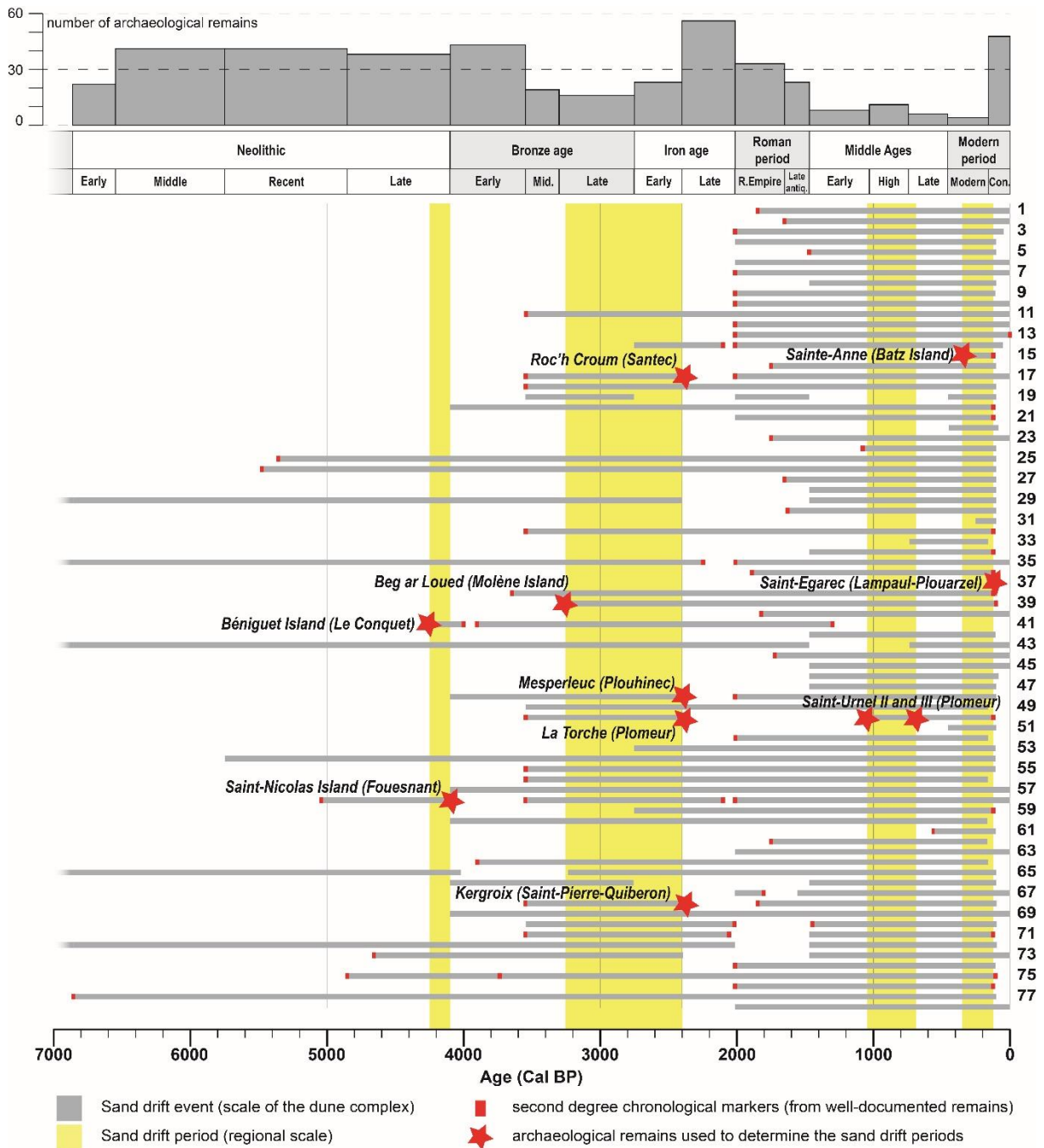


Figure II. 12 : Compiled data about sand-drift events obtained for each dune massif (for numbers refer to Tab. II.1 and Fig. II.3). Yellow bands represent major sand-drift periods identified at a regional scale.

II.4 Discussion

II.4.1 Methodological issues

The geoarchaeological approach used in this study is based on the analysis and synthesis of abundant scientific literature devoted to archaeological sites and further completed by an extensive historical dataset. Such an approach is only made possible in countries, which benefit from a long-lasting tradition of archaeological and historical researches that permit a large amount of data to be re-examined in order to question regional-scale environmental changes. Along the UK coastlines, for instance, numerous excavations of multi-period archaeological sites in machair and coastal dunes areas were coupled with abundant historical references to weather events in chronicles, hagiographies and laws in order to finely reconstruct the dynamics of coastal sand-dune systems in Holocene times (e.g. Wilson and Braley, 1997; Wintle et al., 1998; Gilbertson et al., 1999; Wilson et al., 2001, 2004; Sommerville et al., 2003, 2007; Griffiths, 2015).

One of the difficulties in analysing archaeological and historical data is the great heterogeneity of the available information, which concerns diverse cultural periods and various types of corresponding material (e.g., temporary camps, perennial habitats, cult and funerary sites, sites related to the exploitation of marine resources). For archaeological purposes, chronological attributions are primarily based on the nature of the remains which makes it possible to associate objects with material cultures. Absolute dating (AMS-14C, dendrochronology, archaeometry, etc.) is only used to confirm initial interpretations and to precise the chronological attribution. In Brittany, the succession of material cultures is now accurately established and the chronological division into cultural periods and sub-periods has become much more precise since the pioneer archaeological work more than a century ago (e.g. Boujot and Cassen, 1992; Milcent, 2012; Menez and Lorho, 2013; Blanchard, 2017; Stéphan et al. 2017; Nicolas et al. 2019). Consequently, a systematic reappraisal of the earliest available dataset has been carried out in order to correct potentially erroneous interpretations, especially about previous chronological attributions (e.g. De Closmadeuc, 1886; Du Chatellier, 1907). Despite these efforts, the age of many remains is still very imprecise, due to their nature or poor state of preservation. This has justified to take into account two degrees of dating precision for all the studied archaeological sites.

About the coastal dunes systems in Brittany, some archaeological remains are clearly associated with organic levels interbedded within the aeolian sand deposits (e.g. sites of Saint-Nicolas Island, Fouesnant). Thus, they represent useful chrono-stratigraphic markers in the absence of absolute dating. However, stratigraphic data are poorly detailed in the archaeological

litterature. Prior to the 2000s, the remains discovered in the coastal dunes of Brittany were most often excavated and analysed without any considerations about their sedimentary and stratigraphic contexts (e.g. Du Chatellier, 1896; Quinio, 1971; Langouët, 1980). Therefore, observations and interpretations were strictly devoted to archaeological issues. The Harris diagram used in the present work aims to partly fill this stratigraphic/chronological gap. Despite its frequent use in archaeological studies (e.g. Kobyliński, 1993; Trócoli, 1993; Dye and Buck, 2015), this tool had never been used to reconstruct the chrono-stratigraphy of coastal dunes. From available archaeological and historical information, this method is highly relevant to estimate the age of aeolian sand deposits and then to establish the accurate chronology of sand-drift events. This approach is applied here to coastal sand dune systems in Brittany using archaeological remains as chrono-stratigraphic markers of dune stabilization. We assumed that past human coastal communities favoured fixed dunes for permanent settlement. Therefore, a re-examination of previous archaeological dataset was also carried out to reinterpret the duration of human occupation in the coastal dunes of Brittany. These periods of occupation are very variable from sites to sites, ranging from temporary visitations (e.g. site of Kerminihy, Erdeven) to human settlements covering a few hundred years to several millennia (e.g. site of Goerem, Gâvres). In the case of perennial settlements, it is possible to associate the presence of archaeological remains with periods of dune stabilisation. About temporary settlements, it much less clear whether they fit in time with periods of dune stabilization or mobility.

The adaptive ability (or resilience) of past human communities to manage environmental stress (Bradt Möller et al., 2017) may have induced an abandonment of human settlements long after the initiation of sand dune migration. Data obtained from the Saint-Urnel medieval site clearly show that populations continued to use the necropolis despite sand inundation. Similarly, religious monuments buried by aeolian sands from the 15th and 16th centuries were regularly maintained for several decades before being permanently abandoned. Such a mismatch between the environmental constraint (sand invasion) and the societal response (abandonment) is much more difficult to argue for Prehistoric or Protohistoric periods because attempts to stabilize the coastal dunes have left no known archaeological evidence.

II.4.2 Regional comparison

Between 4,250 and 4,100 cal BP, the oldest phase of dune mobility (Fig. II.12) has been identified from a limited number of sites located only on the southern (e.g. sites of Saint-Nicolas Island, Hoëdic Island, Ile aux Chevaux and Kerminihi beaches) and the western coasts of Brittany (Beniguet Island).

This phase of aeolian sand deposition has also been recognized by previous studies on the western coast of Brittany (Fig. II.13a). A AMS-14C date from the base of a perched dune in the Audierne Bay provided an age between 4,545 and 4,160 cal BP (Haslett et al., 2000). On the northern coast of Brittany, a shell-midden interbedded within aeolian sand deposits was dated between 3,600 and 2,400 cal BP at the Anse de Verger site (Cancale) (Regnault et al., 1995) and attested to dune mobility before 3,600 cal BP. More recently, a phase of aeolian activity has also been documented at around 4,000 cal BP on the Herm Island (English Channel) by Bailiff et al. (2014). Finally, only 7 coastal dune systems recording a period of mobility between 4,600 and 3,600 cal BP have yet been evidenced along the coasts of Brittany. The paucity of such dated aeolian sites likely results from the poor preservation of supratidal sedimentary deposits. Around 4,150 cal BP, the RSL was approximately -3.86 ± 0.7 m below the present-day level (García-Artola et al., 2018; Stéphan et al., 2019b) (Fig. II.13h). Since this time, it is likely that many coastal dune systems were affected by marine erosion induced by the still rapid RSL rise so that sandy sedimentary material was in turn extensively redistributed during later phases of coastal dune mobility.

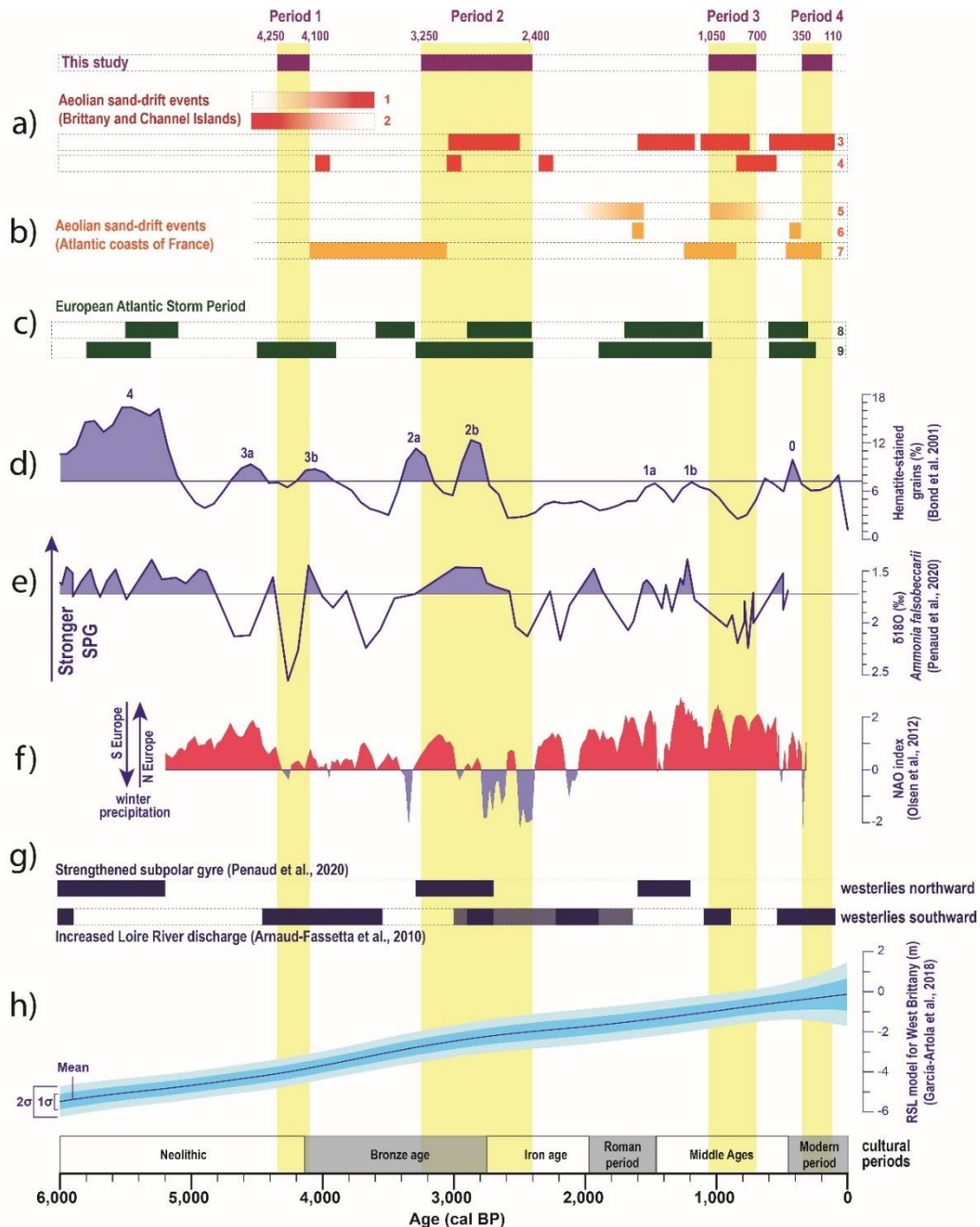


Figure II. 13 : Aeolian sand-drift events on the Brittany and Atlantic coasts of France and North Atlantic climate records: Yellow and purple bands represent aeolian sand-drift events identified in this study. **(a)** Aeolian sand-drift events identified in Brittany and the Channel Islands: 1. Verger Bay, Cancale, North Brittany (Regnault et al., 1995) 2. Beach of Guendrez, Plouhinec, West Brittany (Haslett et al., 2000) 3. Dunes building phases in Brittany (Van Vliet-Lanoë et al., 2016) 4. Herm Island, Channel Islands (Bailiff et al., 2014); **(b)** Aeolian sand-drift events identified on the Atlantic coasts of France : 5. Picardy, North France (Meurisse et al., 2005) 6. Aquitaine, South-West France (Bertran et al., 2020) 7. Aquitaine, South-West France (Clarke et al., 2002); **(c)** European Atlantic Storm Periods: 8. European Atlantic storm events from Pouzet et al. (2018) 9. Holocene storm periods in northern Europe from Sorrel et al. (2012); **(d)** Hematite-stained quartz percentages record from stacked North Atlantic Ocean cores with Bond events numbered (Bond et al., 2001); **(e)** $\delta^{18}\text{O}$ curve acquired on *Ammonia falsobeccarii* benthic foraminifera from CBT-CS11 core, Northern Bay of Biscay, North-East Atlantic Ocean (Penaud et al., 2020), negative anomalies has been established in reference with the average of the considered dataset: blue (more IRD or stronger SPG) ; **(f)** North Atlantic Oscillation (NAO) index (Olsen et al., 2012) (red : positive NAO-like conditions, blue : negative NAO-like conditions); **(g)** Strengthened subpolar gyre in Bay of Biscay, North-East Atlantic Ocean (Penaud et al., 2020) and increased river activity of Middle Loire River (Arnaud-Fassetta et al., 2010); **(h)** RSL model for West Brittany (García-Artola et al., 2018).

The second phase of coastal dune mobility is identified between 3,250-2,400 cal BP, i.e. from the Middle Bronze Age to the end of the First Iron Age (Fig. II.12). These results are consistent with previous geomorphological and sedimentological observations along the coasts of Brittany (Giot, 1970; Guilcher and Hallégouët, 1991) (Fig. II.13a). Based on the analysis of several sedimentary cores, Van Vliet-Lanoë et al. (2016) identified a mobility phase of dune massifs between 3,050 and 2,300 cal BP (Fig. II.13a). On the Herm Island, two distinct phases of aeolian activity were recognized around 3,000 and around 2,300 cal BP, respectively (Bailiff et al., 2014) (Fig. II.12). These results suggest several pulses of dune mobility during a ca. 800 years-long-lasting phase. The thickness of aeolian sand deposited during this second phase is relatively significant, reaching up to 2.5 m at the Moulin de la Rive site. These deposits also cover extensive areas and were observed on archaeological sites located far away onshore from the current coastline. At Saint-Urnel (Plomeur; Fig. II.11), the medieval necropolis is located more than 1 km away from the present coastline and lies on aeolian sand deposits attributed to this second period of dune mobility (Giot and Monnier, 1977). At Kerhilio (Erdeven, S Brittany, site no.66 on Fig. II.3) a paleosol dated at the Late Iron Age and interbedded with 2 aeolian sand deposits was uncovered at about 900 m inland (Blanchet, 2003). These observations highlight the local extent of sand inundation and suggest the development of transgressive dune fields that migrated over great distances away from the coastline. The 3,000–2,500 cal BP period has long been recognized as a phase of dramatic changes for morpho-sedimentary systems along the coasts of western France. In NW Brittany, erosional surfaces and sedimentary hiatuses recorded in marine and coastal sedimentary sequences reflect enhanced hydrodynamic conditions between 3,000 and 2,500 cal BP (Fernane et al., 2014; Stéphan et al., 2015; Ehrhold et al., 2021). Contemporaneous disruptions of coastal sedimentary environments along the English Channel (Billeaud et al., 2009; Sorrel et al., 2009; Lespez et al., 2010; Tessier et al., 2012) and the Atlantic coasts of France (Pontee et al., 1998; Clavé et al., 2001; Stéphan et al., 2019c; Tastet and Pontee, 1998) as regarded as the morphogenic impact of intense storms (Pouzet et al., 2018).

The third period of dune mobility recognized in this study between 1,050 and 700 cal BP (Fig. II.12) is only argued from the Saint-Urnel site (Plomeur) in the Audierne Bay. Supplementary stratigraphic evidences at Saint-Nicolas Island (Fouesnant, Fig. II.10) and Goulvars (Quiberon, Fig. II.8) also suggests a destabilization of coastal dunes between 2,000 and 350 cal BP. Stratigraphical data clearly show a layer of aeolian sand deposited between 2,000 cal BP (end of the Late Iron Age) and 350 cal BP, i.e. the Little Ice Age (LIA) period. Although no absolute dating or chronological markers are available on these both sites, the sand deposition during the medieval period is likely as several aeolian sand deposits have been dated by Van Vliet-Lanoë et al. (2016)

between 1,150 and 750 cal BP (Fig. II.13a). On the Herm Island, aeolian sand deposits dated at around 1,200 cal BP are genetically related to an early dune mobility phase during the LIA period (Bailiff et al., 2014) (Fig. II.13a). On the Picardie coast (northern France), coastal dunes appear to have been reactivated between 1,060 and 720 cal BP (Meurisse et al., 2005). Dunes on the Aquitaine coast (SW France) also show an increasing mobility between 1,250 and 850 cal BP (Clarke et al., 2002) (Fig. II.13b). Other dune complexes of the European Atlantic coasts also show a period of increased sand movement around 900 cal BP in Denmark (Clemmensen et al., 2009) and between 1,100 and 1,000 cal BP in N Ireland (Wilson, 1990). However, the phase of dune mobility recorded between the late Roman and early medieval periods (ca. 1,700–1,150 cal BP) along the European Atlantic coasts (Gilbertson et al., 1999; Meurisse et al., 2005; Clemmensen et al., 2009; Van Vliet-Lanoë et al., 2016) was not clearly identified in this study.

The most recent phase (phase 4) of dune mobility was evidenced here between ca. 350 and 110 cal BP, i.e. during the LIA period (Fig. II.12), is consistent with previous works in Brittany (Guilcher and Hallegouet, 1991; Meur, 1993; Van Vliet-Lanoë et al., 2016; Lageat et al., 2019). However, the timing of the onset of this mobility phase is still poorly defined with our dataset. Based on the analysis of several sedimentary cores collected from the coasts of Brittany, Van Vliet-Lanoë et al. (2016) suggest that dune movement started around 600 cal BP and continued through a series of sand-drift pulses until present (Fig. II.13a). One of these pulses appears to be centered on the 18th century, as noted by Lageat et al. (2019) from the analysis of the historical records. On Herm Island, OSL dating revealed a period of sand-drift between ca. 750 and 350 cal BP that has been attributed to an early LIA phase (Bailiff et al., 2014) (Fig. II.13a). Along the Atlantic coasts of France, sand movements dating from this period have also been recorded in Picardie (Meurisse et al. 2005) and Aquitaine (Clarke et al., 2002; Bertran et al., 2020) (Fig. II.13b). On the coastal sand-dune systems of Brittany, the LIA phase is associated with very thick sand deposits which can reach several meters at the Saint-Egarec church (Lampaul-Plouarzel, Fig. II.6) and at the Saint-Guévroc church (Tréfléz, site no.22 on Fig. II.3). These sandy deposits cover very large areas, as shown by the position of the buried houses and churches relative to the current shoreline. The abovementioned Saint-Egarec church and the Tréménéac'h church (Plouguerneau, NW Brittany, site no.31 on Fig. II.3) are located at about 400 m and 350 m from the present coastline, respectively. In the Audierne Bay, the aeolian sand cover extends more than 2 km inland. The initiation and migration of transgressive coastal sand-dune systems during the LIA period have been recognized as the last major phase of aeolian sand mobilization on many western European coasts (e.g. Clarke and Rendell, 2006; Jackson et al., 2019). These large-scale transgressive dune systems inherited from the LIA period have also been observed in Denmark (Clemmensen et al.,

1996, 2009, 2015; Clemmensen and Murray, 2006; Aagaard et al., 2007), in Britain (Gilbertson et al., 1999; Bailey et al., 2001; Wilson et al., 2001; Wilson, 2002; Bateman and Godby, 2004; Sommerville et al., 2007; McIlvenny et al., 2013; Bampton et al., 2017), in northern Ireland (Wilson and Braley, 1997; Wilson et al., 2004;) and in Portugal (Clarke and Rendell, 2006; Costas et al., 2012).

II.4.3 Driving mechanisms of coastal dune mobility

According to Hesp (2011), the development of coastal dunes requires two basic environmental prerequisites: (i) a supply of suitable grain-sized beach sediment from aeolian transport and (ii) wind speeds capable to initiating saltation transport of particles towards the supratidal stage. At long time-scales (decades, century to millennia), several intricate driving mechanisms have long been identified about the coastal dune mobility process, such as RSL changes, climate and anthropogenic forcing (Christiansen et al., 1990; Klijn, 1990; Wilson and Braley, 1997).

II.4.3.1 Relative sea level changes

RSL changes are a key factor in the morphodynamics of coastal dune systems by controlling sediment supply and redistribution processes (Hesp, 2011). According to previous works, sand-drift events are commonly associated with marine transgressive pulses that could promote high rates of sand supply and/or reworking of pre-existing dunes by marine erosion (e.g. Aagaard et al., 2007; Szkornik et al., 2008). Conversely, some other works have shown that a regressive trend in RSL can lead to coastal dune formation and landward sand-drift events by exposing large intertidal sandy areas to wind deflation (e.g. Christiansen and Bowman, 1986; Clemmensen et al., 1996; Wilson et al., 2001). In Brittany, the RSL curve produced by Morzadec-Kerfourn (1969) suggested a significant RSL decrease around 3,000 cal BP. The period of coastal dune mobility identified at the end of the Bronze Age period was initially interpreted as the result of processes linked to this marine regression (Giot, 1970; Guilcher and Hallégouët, 1991). However, a recent re-examination of RSL index points produced in Brittany clearly demonstrated the absence of a regressive trend in RSL over the last 7,000 years (Stéphan and Goslin, 2014; Goslin et al., 2015; Stéphan et al., 2015). In addition, statistical modelling performed on RSL records showed that RSL rise rates gradually decreased during the mid- and late-Holocene (García-Artola et al., 2018) (Fig. II.13h). The analysis of some back-barrier sediment infillings demonstrated that the RSL rise favoured the landward migration of coastal barriers in NW Brittany (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Stéphan et al., 2015). This landward translation of beach/dune systems was associated to a vertical accretion of back-

barrier swampy environments that created an accommodation space for aeolian sand deposits and the episodic mobility of transgressive dunes.

II.4.3.2 Storminess

Because the wind forcing is a primary driving mechanism of coastal dune erosion and mobility (Hesp, 2011), the chronology of mid- to late-Holocene sand-drift events was frequently associated with enhanced coastal storminess (e.g. Clarke and Rendell, 2006; Costas et al., 2012). Five main “storm periods” have been recognized along the north-east Atlantic coasts over the last 7,000 years (Sorrel et al., 2012; Van Vliet-Lanoë et al., 2014b; Pouzet et al., 2018) which further coincide with phases I, II, and IV of coastal dune mobility in Brittany (Fig. II.13c).

A study of a lake sediments from southwest Greenland (Olsen et al., 2012) (Fig. II.13f) suggested a shift from predominantly positive to negative NAO-like conditions over the period 4,500–2,000 cal BP. In particular, a significant strengthening of NAO- conditions was shown first around 4,300 cal BP, and then between 3,400 and 2,000 cal BP, which corresponds to phases I and II of dune mobility, as identified in this study (Fig. II.13f). A negative decadal NAO mode is associated with cold and dry winter conditions over northern Europe due to a southward shift of the westerly wind belt (Van Vliet-Lanoë et al., 2014b; Lambert et al., 2020; Penaud et al., 2020). In parallel, storm events are considered more intense due to the abrupt atmospheric front between tropical and Arctic air masses (Trouet et al., 2012 ; Van Vliet-Lanoë et al., 2014b). A similar negative decadal NAO mode is revealed during the LIA (Trouet et al., 2012), also characterized by an increase in storm strength (Fig. II.13c). Based on the analysis of a set of historic aerial photographs, Mathew et al. (2010) documented the development of an extensive transgressive dunefield produced by a catastrophic overwash on Greenwich Dunes, Prince Edward Island National Park (Canada). These authors clearly show that the subsequent stabilization of the beach-dune system took place 8 decades after an intense storm event. It is thus assessed here that, moreso than the frequency, the intensity of storms is an essential parameter in the dynamics of dune systems in Brittany.

II.4.3.3 Climate and vegetation cover interaction

With regards to well-vegetated dunes, Jackson et al. (2019) point out that the morphological impact of storms alone does not explain the widespread destabilization of coastal dune complexes over several decades or centuries. Massive aeolian sediment transport also implies a significant degradation of the vegetation cover due to climatic and/or anthropogenic factors. In the North

Atlantic Ocean, Bond et al. (2001) identified several ice-rafted debris (IRD) events reflecting advectations of colder surface waters eastwards from the Labrador Sea and southwards from the northern sea (Fig. II.13d). In the Bay of Biscay, IRD events are closely associated with a strengthening of the subpolar Gyre (SPG) dynamic, which in turn results in colder climatic conditions along the Brittany coast (Penaud et al., 2020) (Fig. II.13e). These periods of local climate cooling roughly correspond to mobility phases I, II, and IV identified in this study. Jackson and Cooper (2011) demonstrated that North Atlantic coastal dune vegetation is highly sensitive to changes in climate conditions. Decreases in temperature and changes in soil salinity both alter the growth of dune plants such as *Ammophila arenaria* (Chergui et al., 2018) and reduce the development of the vegetation cover. Such climate changes directly reduce the role of vegetation in dune stabilization. Based on these considerations, Jackson et al. (2019) proposed a conceptual model of the transgressive behaviour of dune massifs during the LIA period for the western European coasts. According to this model, the vegetation cover of dune systems was progressively destroyed under the combined action of increased storm strength and decreased temperatures. Large quantities of sands thus moved landward from the coastal dunes by aeolian deflation, rapidly leading to the formation of highly mobile transgressive systems. Similar processes may have affected the coastal dunes of Brittany during phases I, II and IV identified in this study. Only phase III identified between 1,060 and 700 yr cal BP is associated with significantly higher temperatures in western Europe which corresponds to the Medieval Warm Period (Lamb, 1965 ; Bradley et al., 2003). However, more recent studies have shown that this period of climate warming was discontinuous and spatially heterogeneous (Bradley et al., 2003; Guiot et al., 2010). Tree ring analysis in the European Alps and Scandinavia has indicated cool conditions between 900 and 800 cal BP (Büntgen et al., 2006; Grudd, 2008; Corona et al., 2010) with reconstructed temperatures similar to the LIA. Phase III was recorded only at the Saint-Urnel dune in the Audierne Bay and may not be representative of the dynamics of coastal dunes in Brittany as a whole.

II.4.3.4 Detritism and fluvial sediment input

An increase in detritism has been suggested to explain the development of coastal dunes in Brittany through episodic inputs of fluvial sediments to the coast during the mid- to late-Holocene period (Van Vliet-Lanoë et al., 2016). Significant palynological evidences in western France highlighted that the major retreat of mixed temperate forest is recorded between 4,500 and 4,000 cal BP, i.e. at the start of the Bronze Age (David, 2014; Fernane et al., 2015; Penaud et al., 2020). In Normandy, evidences of detrital sedimentation has been observed since the Bronze Age in many coastal valleys (Lespez, 2012). The landscape opening was then intensified at the Bronze-Iron Age

transition and, with more significance, at the start of the Middle Age (Penaud et al., 2020), leading to soil erosion and episodic inputs of river sediments to the coastal waters (Marguerie, 1992; Larue et al., 1996; Germain-Vallée and Lespez, 2011; Penaud et al., 2020). However, fluvial sediment supplies to the coast seems to have been modulated by variations in the hydrological regime of coastal rivers. A synthesis of the fluvial activity in the middle and lower Loire valley highlighted several periods of higher flood frequency and/or magnitude during the Holocene, reflecting wetter conditions over the Loire watersheds (Arnaud-Fassetta et al., 2010). These periods correspond in part to phases of dune mobility identified in this study (Fig. II.13g). Strengthened of the Loire River discharge occurred during time intervals characterized by a southward deflection of westerlies (Penaud et al., 2020) (Fig. II.13g). Surprisingly, this situation would provide favourable conditions for coastal dune mobility in Brittany.

In Brittany, the size of coastal rivers and the watersheds areas are very limited and not conduce to abrupt detritic events. Furthermore, the incised morphology of the lower parts of these river valleys favoured the trapping of fluvial sediments as shown by the thickness of some Holocene deposits (Menier et al., 2006). These valleys are connected to the sea by small-size estuaries where large thicknesses of sediment were deposited during the Holocene (Jouet et al., 2003; Gregoire et al., 2017; Ehrhold et al., 2021). On the foreshore, seismic data show that the valleys extend into the subtidal domain by submarine incised-valleys partially filled by a sequence of fluvial, estuarine, and marine sedimentary deposits (e.g. Sorrel et al., 2009, 2010; Menier et al., 2010; Traini et al., 2013). Currently, a limited number of lower coastal valleys are completely filled and represent a former corridor for sediment transport along the land-sea continuum in Brittany. Based on a historical analysis of coastline changes, Stéphan et al. (2019a) recently noted that a large majority of beach/dune systems in Brittany have experienced a retreat process during the last decades due to a depletion of sediment supply, with the exception of sites located near some infilled estuarine mouths. In these areas, the foredunes have shown significant progradation reflecting a positive sediment budget. The authors suggested episodic sediment supply associated to the migration of tidal sandbars from the estuarine mouths to the nearby beaches. Such processes have also been inferred to explain the phases of dune mobility recorded at the mouth of the Gironde River over the last 2,000 years (Stéphan et al., 2019c).

II.4.3.5 Disturbances due to human activities

The archaeological and historical data examined in this study provides little evidence of possible human disturbances on the coastal dunes of Brittany. For the Neolithic and Bronze Age periods, most of the archaeological remains were discovered within paleosoils currently overlain by the dune sand covers. These sites correspond to perennial or temporary occupations initially located far behind the coastline, so that they do not provide any data on a possible use or frequentation of coastal dunes, except for some flintknapping activity as seen at Kerminihy or, not so far from Brittany, at La Caouillerie in Cotentin peninsula (Rousseau et al., 2014). For the Late Iron Age and Roman periods, archaeological data indicate numerous perennial settlements in dune environments, often with long-lasting occupation of several centuries. The stratigraphy of archaeological sites generally shows anthropogenic deposits with a series of interbedded thin sandy layers that reflect episodic aeolian sand-blows during the human occupation period (e.g. Moulin de la Rive, Locquirec, Giot et al., 1986; Goulvars, Quiberon, Hyvert, 1985, 1986, 1987). These sedimentary sequences may reflect the local impact of human pressure on the vegetation cover (e.g. trampling) leading to a spatially limited remobilization of coastal dunes. During the medieval period, few scattered human occupations are suggested along the coast of Brittany (Cassard, 2015; Tonnerre, 2015), quite limiting the potential impact of human activities on dune environments. However, between the 11th and 14th centuries, the significant expansion of the European population resulted in a strong human footprint on local ecosystems (e.g. Mouthon, 2017). In western France, this period is associated with significant clearings (e.g. Marguerie, 1992; Lambert et al., 2020; Penaud et al., 2020) and coincides with the dune mobility phase III identified in this study. From 800 cal BP, a study conducted in the Bay of Brest highlighted the major threshold when anthropogenic-related unoff forcing exceeds natural trends related to precipitation regimes, either above Loire watersheds or Brittant watersheds (Lambert et al., 2020). In the medieval subsistence society, demographic pressure may have led to the increasing use of marginal land such as sand dunes as a resource. Locally, spatial expansion of cultivated areas could have caused a deterioration of dune vegetation cover and consequently the potential for enhanced aeolian impacts. In the Hebrides islands, Sommerville et al. (2007) put forward a somewhat similar hypothesis to explain dune mobility as a result of cultivation of marginal dune lands by coastal populations.

From the 18th century onwards, numerous historical sources provide information on the practices responsible for the mobility of the dunes. In 1752, a law voted by the regional authorities forbade the use of coastal dunes as grazing areas, under penalty of fine and imprisonment due to

the sand inundations caused by this practice (Charpentier, 2009; Lageat et al., 2019). In Landeda (NW Brittany), a "dune warden" is appointed each year to enforce this ban (Charpentier, 2009). Measures are also taken by local authorities to fix the sand-dune system or slow its landward migration. Santec (NW Brittany) is illustrative of the efforts undertaken by coastal populations to stabilize the dunes. Starting in 1760, rows of fens were installed along the dunes, and regularly raised (Goury Aîné, 1828). From 1807, a "dune police force" was created in order to supervise the activities practiced on the dunes and their surroundings. Behind the dune front, the massif was seeded with maritime pines, gorse, and broom (Goury Aîné, 1828). The circulation paths were delimited and the non-vegetated spaces were covered with seaweed in order to enrich the land and prevent sand-blows.

II.4.4 Pattern of Holocene coastal dune changes

In Fig. II.17, we propose an evolutionary temporal sketch, subdivided into five stages, about morphological changes of coastal sand-dune systems and Human settlements during Holocene times along coastal areas in Brittany.

Stage 0 corresponds to an initial state around 7,000 BP during which the slowing RSL rise led to the formation of the first coastal barriers in Brittany (Stéphan and Goslin, 2014; García-Artola et al., 2018). The Neolithic period (6,850-4,100 cal BP; stage 0; Fig. II.14) is represented by numerous archaeological sites distributed along the coast (Giot et al., 1998), but human settlements appear to have been systematically located behind coastal systems, such as dunes and marshes.

Between 4,250 and 4,100 cal BP (stage 1, Fig. II.14), the primary phase of coastal sand-dune mobility is recorded, related to the combined effect of decreasing temperatures and an enhanced storminess in the NE Atlantic. Coastal dunes were stabilized by the vegetative cover from the Early Bronze Age (4,100-3,550 cal BP), as indicated by archaeological evidence associated with humic horizons interbedded within aeolian sand deposits.

Between 3,200 and 2,400 cal BP (stage 2; Fig. II.14), a destabilization of the coastal dunes results in the establishment of large transgressive systems that affected the entire coast of Brittany. Archaeological remains dating from the Middle/Final Bronze Age (3,550-2,750 cal BP) and the First Iron Age (2,750-2,400 cal BP) periods are absent in dune environments, reflecting a decline in coastal occupations that can be attributed to a deterioration in climatic conditions (Stéphan et al., 2019b, 2013), even if we cannot exclude other human factors or archaeological biases. The 3,300-2,800 cal BP interval (Bond event 2; Fig.II.13d) characterized by "NAO+, SPG+"

(Fig. II.13d, e, f) also corresponds to decreased influence of the warm and salty poleward current (Penaud et al., 2020). Penaud et al. (2020) suggested that coastal societies might have turned towards land since palynological data south of Brittany reflect major phases of upland clearance on western France watersheds. From the Late Iron Age onwards (2,400-2,000 cal BP), the dunes were stabilized and numerous occupations, mainly related to sea salt extraction, were established.

A third phase of dune mobility is suspected between 1,050 and 700 cal BP (stage 3, Fig.II.14), but the corresponding data only concern the Audierne Bay and may reflect local dynamics linked to site-specific processes. During this period, human occupations were very dispersed along the coasts of Brittany and settlements were located far back from the coastal areas.

The last period of dune mobility, dated between 350 and 110 cal BP (stage 4, Fig. II.14), corresponds to the LIA climatic deterioration. The destabilization of sand-dune systems concerned all European Atlantic coasts (e.g. Clarke and Rendell, 2006; Jackson et al., 2019). In Brittany, the development of large transgressive systems and their migration several kilometres inland led to the inundation of many villages, churches, and cultivated land by aeolian sands. The dune massifs were stabilized and vegetated during the second half of the 19th century.

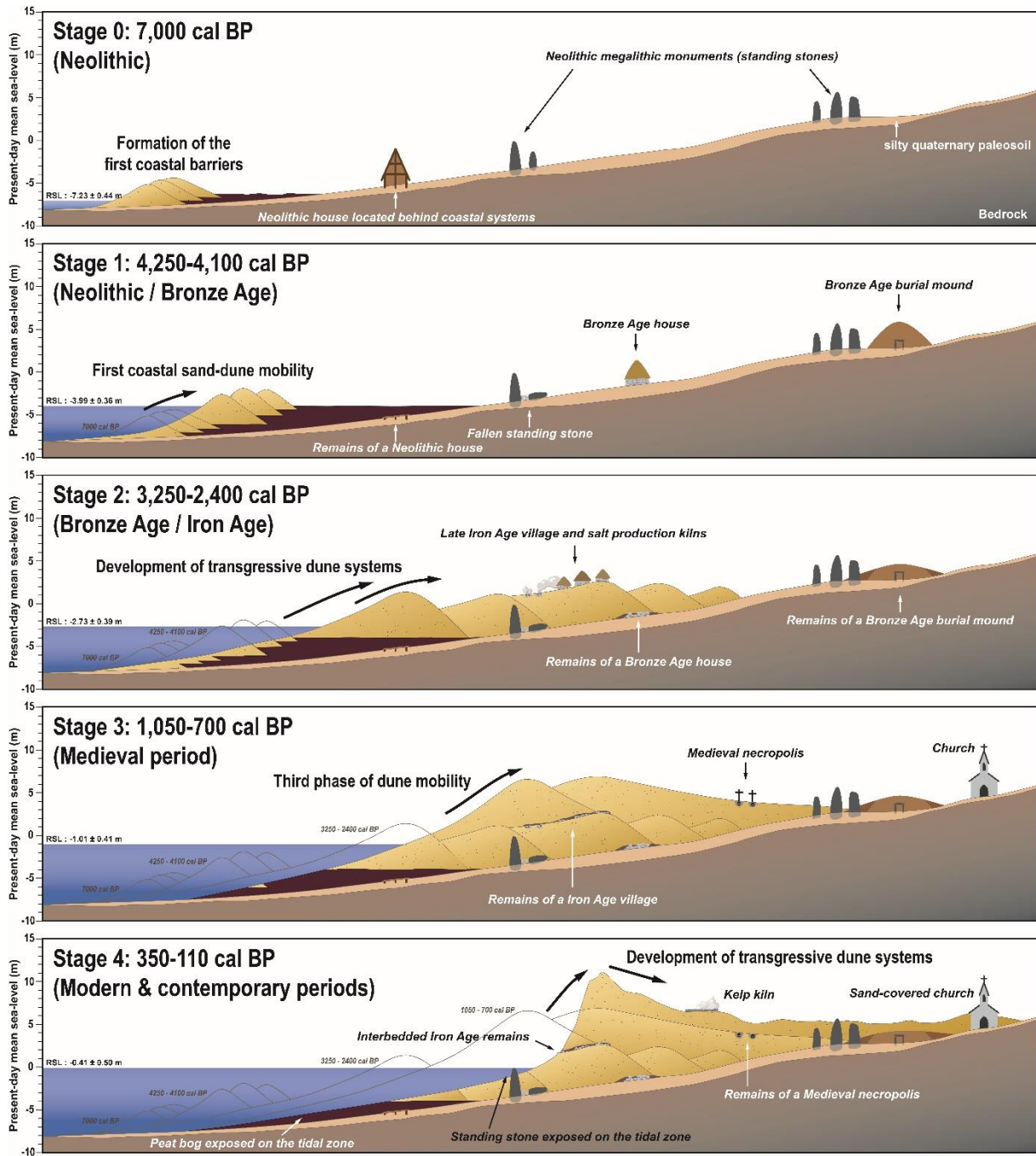


Figure II. 14 : Evolutionary temporal sketch of sand-dune systems and Human settlements during the last 7 000 years along the coasts of Brittany.

Conclusions

In this paper, the dynamics of Holocene coastal dune systems has been reconstructed for western France based on geomorphological, archaeological and historical data. This study shows that in the absence of radiocarbon-datable interbedded paleosoils and OSL dating of sandy deposits, archaeological remains represent useful chronological indicators of coastal dune mobility. From the re-examination of 221 archaeological sites previously studied by archaeologists over the past 150 years, successive phases of sand movement are dated on 78 coastal sand-dune systems in Brittany, by using the Harris diagram method. For the first time, a regional chronological framework is proposed for Brittany based on a representative set of dune systems well distributed along the western coasts of France. Our results emphasize the episodic nature of the major morphological changes leading to the formation of dune complexes. Four periods of major aeolian sand-drifts are identified: 4,250-4,100 cal BP (period 1), 3,250-2,400 cal BP (period 2), 1,050-700 cal BP (period 3), and 350-110 cal BP (period 4). During periods 1, 2, and 4, sand movements are associated with an enhanced North Atlantic storm regime (Sorrel et al., 2010; Pouzet et al., 2018), indicating the primary role of extreme storm events in dune destabilization. These periods also coincide with rapid climatic changes, marked by a decrease in annual temperatures and an increase in precipitation in western France (Arnaud-Fassetta et al., 2010; Penaud et al., 2020). These conditions seem to be favourable to the mobility of coastal dunes, especially through a degradation of the vegetation cover.

From a methodological point of view, the use of archaeological remains as chrono-stratigraphic indicators has shown several limitations, notably because of the scarcity of available archaeological data for specific periods, particularly between the end of the Roman period and the Middle Ages. Pionner discoveries of Neolithic and Bronze Age remains rarely document stratigraphic contexts and chronological attributions lack precision because no radiocarbon dating is available. Consequently, the regional chronological framework provided in this study about the spatio-temporal evolution of coastal dune sand systems could be further refined by the use of OSL dating.

CHAPITRE III:

**L'évolution holocène des petits systèmes estuariens
dans le Nord-Ouest de la France. L'exemple des
vallées de Trunvel (Tréogat) et de Kerallé
(Plouescat).**

Dans le chapitre précédent, les vestiges archéologiques ont été utilisés pour reconstruire l'évolution des environnements littoraux. Ainsi, l'approche développée au cours de ce travail doctoral a permis d'identifier les grandes phases de développement des dunes côtières en Bretagne. Notre étude a également mis en évidence les différents forçages ayant modifié la physionomie des littoraux au cours de l'Holocène.

Ce chapitre présente le second axe de ce travail doctoral portant sur l'évolution des environnements estuariens de petite taille. Le colmatage progressif de ces estuaires a fortement modifié la physionomie des zones côtières, gommant les irrégularités de la ligne de rivage. Dans le passé, les estuaires ont pu constituer des limites physiques, faisant office de frontières naturelles permettant aux différents groupes humains de délimiter leur territoire respectif. Ces « bras de mer », ria ou abers, étaient situés au carrefour de plusieurs voies de communication terrestres, fluviales et maritimes. A l'instar des vallées fluviales, les estuaires ont probablement joué un rôle important dans la structuration des territoires littoraux au cours du temps. Abrités des houles océaniques, ils ont pu également constituer des environnements propices à l'établissement des sites portuaires, comme c'est le cas des grands estuaires de la façade Manche-Atlantique française.

Ce chapitre se limitera à l'étude de deux vallées estuariennes de petite taille : la vallée de Trunvel (Tréogat) et celle de Kerallé (Plouescat). Il s'agira ici de retracer les grandes étapes du remplissage sédimentaire de ces deux vallées dans le but de fournir des reconstitutions paléogéographiques pertinentes à l'étude des dynamiques d'occupations littorales à l'échelle locale. L'étude présentée dans ce chapitre repose sur une approche classique d'analyse des environnements littoraux. Ainsi, la morphologie des deux vallées a été appréciée grâce à la géophysique (tomographie de résistivité électrique), tandis que la reconstruction de leur remplissage sédimentaire a été basée sur l'analyse de plusieurs carottages prélevés dans les fonds des vallées étudiées. La caractérisation des environnements de dépôts s'est appuyée sur une étude sédimentologique impliquant la granulométrie, la teneur en matière organique et en carbonates, l'identification de la composition chimique élémentaire, et l'analyse de la contenance en microfaune marine (foraminifères) des sédiments. L'âge de dépôts a été estimé à travers un ensemble de 73 datations, dont 60 ont été acquises dans le cadre de ce travail doctoral.

Cette étude a mis en évidence les grandes étapes d'évolution de deux estuaires et a permis de discuter de principaux facteurs contrôlant leur remplissage sédimentaire. Elle a également enrichi la connaissance régionale sur les changements climatiques abrupts au cours de l'Holocène à travers l'identification de plusieurs périodes de renforcement des occurrences de tempêtes enregistrées dans les séquences sédimentaires des deux vallées étudiées.

Ce chapitre est présenté sous forme d'un article scientifique rédigé en français. Cet article a été coécrit en collaboration avec plusieurs chercheurs dont les noms, les affiliations ainsi que les contributions respectives dans ce travail sont détaillés ci-dessous :

Aneta Gorczynska (*Université de Bretagne Occidentale, CNRS, Ifremer, Laboratoire Geo-Océan, UMR 6538, F-29280 Plouzané, France*) : Conceptualization, Methodology, Writing- Original draft preparation, Data curation, Visualization, Investigation.

Pierre Stéphan (*CNRS, Laboratoire LETG-UMR6554 CNRS, Université de Bretagne Occidentale*) : Conceptualization, Methodology, Writing- Reviewing and Editing, Supervision.

Yvan Pailler (*INRAP, Chaire ARMERIE, UBO-INRAP, Laboratoire LETG - UMR6554 CNRS, Université de Bretagne Occidentale*) : Conceptualization, Methodology, Writing- Reviewing and Editing, Supervision.

Bernard Le Gall (*CNRS, Ifremer, Université de Bretagne Occidentale, Laboratoire Geo-Océan, UMR 6538, F-29280 Plouzané, France*) : Conceptualization, Methodology, Writing- Reviewing and Editing, Supervision.

Résumé

Cette étude propose une analyse détaillée des deux petits systèmes estuariens situés sur la côte nord-ouest de la France et actuellement intégralement colmatés par les sédiments : les vallées de Trunvel (Tréogat) et de Kerralée (Plouescat). La géométrie des remplissages sédimentaires a été reconstituée à partir d'une série de profils géophysiques (tomographie de résistivité électrique) et de vibrocarottages. Les environnements de dépôt ont été déduits d'après plusieurs types d'analyses sédimentaires (XRF, granulométrie, perte au feu, contenu en microfaune marine) tandis que leur chronologie a été contrainte par 73 datations au radiocarbone. Les deux vallées ont été ennoyées aux alentours de 7500/7100 cal BP. Malgré leurs similitudes en termes des conditions hydrodynamiques et de profondeur d'incision, les deux estuaires présentent des évolutions différentes. Dans la vallée de Trunvel, une séquence de dépôts rétrogradante est enregistrée jusqu'à environ 4 100 cal BP. Durant cette période, cet estuaire présente des caractéristiques d'un estuaire dominé par la marée. A partir de 4 100 cal BP, une séquence de dépôts progradante se met en place, la dynamique morphosédimentaire semble dominée par les vagues. Vers 3 800 cal BP, une barrière littorale se forme à son embouchure. Aux alentours de 1 100 cal BP, consécutivement au colmatage de l'estuaire et à la diminution de son prisme de marée, la barrière s'étend latéralement et isole l'intérieur de la vallée de l'influence marine. Au sein de la vallée de Kerralée, une séquence de dépôts progradante s'établit à partir de 7 100 cal BP. Entre 6 400 et 6 100 cal BP, l'estuaire enregistre le retour à des conditions transgressives sous l'effet conjoint de la persistance de la remontée du niveau marin, de la compaction des dépôts sous-jacents et de l'augmentation des événements de tempêtes. Aux alentours de 3 500 cal BP, suite à son colmatage progressif, la vallée de Kerallé est totalement déconnectée de influences marines. Les divergences dans l'évolution des deux estuaires dans leurs premières phases de développement sont attribuées à trois facteurs : (1) la morphologie de l'avant côte (2) la morphologie et l'exposition des vallées et (3) les apports sédimentaires. Tandis que leurs évolutions ultérieures sont régies par les modifications des conditions hydrodynamiques sur la côte. Ainsi cette étude a permis d'identifier cinq périodes de renforcement de régimes de tempêtes datées aux alentours de 7 150-6 950, 6 650-6 100, 5 100-4 800, 4 350-3 800 et 300-2 350 cal BP. Ces données sont cohérentes avec les études précédentes menées dans cette région. Une grande variabilité de réponses de petits systèmes estuariens à l'augmentation de la force et/ou de la fréquence des tempêtes a été également remarquée.

Introduction

Les estuaires constituent des environnements complexes régis par des dynamiques à la fois marines et fluviales. Leur évolution à long terme est déterminée par divers facteurs comme les changements du niveau de la mer, les stocks sédimentaires, la morphologie héritée, le climat et les activités humaines (Dalrymple et al., 1992). Les estuaires constituent également des environnements de première importance pour les sociétés littorales depuis la Préhistoire concentrant ainsi un grand nombre des vestiges archéologiques (Langouët et Daire, 2009 ; López-Romero et al., 2021 ; Haour et al., 2022 ; Henriques et al., 2022). En abritant des biotopes riches et diversifiés (environnements subtidaux et intertidaux, les zones humides, les plaines alluviales en arrière-pays), les estuaires sont des écosystèmes fournissant d'importantes ressources économiques aux populations côtières (pêche, conchyliculture, production du sel, chasse). Les estuaires sont des environnements privilégiés pour l'implantation de structures portuaires en raison de leur configuration généralement abritée de l'action des vagues. Ils sont alors des lieux de connexion entre les axes de communication fluviaux, terrestres et maritimes où se croisent, s'échangent et se diffusent les individus et les biens (e.g. Polónia, 2010 ; Rivera-Collazo et al., 2021). À l'instar des vallées fluviales, ils peuvent également constituer des frontières naturelles entre les territoires qu'il est nécessaire de traverser ou contourner.

La connaissance précise des changements paléogéographiques côtiers est indispensable pour mieux appréhender les occupations archéologiques littorales et les relations que les sociétés anciennes ont entretenues avec leur environnement naturel (Benjamin et al., 2017 ; Kempf, 2020). Depuis une vingtaine d'années, la stratigraphie des systèmes estuariens de la fin du Quaternaire a été largement étudiée (e.g. Allen et Posamentier, 1993, 1994 ; Zaitlin et al., 1994 ; Dalrymple et Choi, 2007) . Ainsi des modèles d'évolution ont été proposés en fonction de la morphologie héritée des vallées, de l'amplitude de la marée, de l'action des vagues et de l'évolution du niveau de la mer (Dalrymple et al., 1992 ; Boyd et al., 2006). Sur la côte atlantique française, de nombreux grands systèmes estuariens et des vallées incisées sous-marines ont fait l'objet de mesures géophysiques par sismique réflexion à haute et très haute résolution (e.g. Weber et al., 2004 ; Chaumillon et al., 2008 ; Allard et al., 2009 ; Tessier et al., 2010b). En Bretagne, la Baie du Mont-Saint-Michel, l'estuaire de la Vilaine, la vallée d'Étel, de Lorient, de Concarneau et plus récemment la rade de Brest ont été étudiées afin de mieux comprendre leur remplissage sédimentaire au cours de la transgression marine post-glaciaire (Proust et al., 2001 ; Menier, 2003 ; Menier et al., 2006 ; Tessier et al., 2012 ; Traini et al., 2013 ; Gregoire et al., 2017). Egalement, au cours des dernières années, une attention particulière a été accordée à l'étude des dynamiques paleoenvironnementales et des

occupations humaines le long des côtes de l'ouest et du nord de la France (e.g. Lespez et al., 2010, 2004 ; Pailler et al., 2011 ; Stéphane et al., 2019 ; Daire et al., 2011 ; Desruelles et al., 2021 ; López-Romero et al., 2021). En Bretagne, la plupart des reconstitutions paléogéographiques se sont appuyées sur des simulations numériques modélisant la submersion des reliefs côtiers durant la transgression marine post-glaciaire impliquant la réduction des territoires côtiers et leur insularisation croissante (e. g. Stéphane et al., 2019). À ce jour, ces études ne prennent pas en compte des dynamiques sédimentaires littorales et notamment, le remplissage progressif des vallées côtières au cours de l'Holocène. En effet, les modèles développés dans le cadre des études des environnements estuariens restent à ce jour trop généraux pour permettre des reconstitutions paléogéographiques assez précises permettant d'évaluer l'impact des changements environnementaux sur les modes d'occupation des espaces côtiers par les populations anciennes.

Ainsi, cette étude vise à combler ce manque en proposant une reconstitution précise du remplissage sédimentaire de deux estuaires de petite taille situés dans l'ouest de la Bretagne : la vallée de Trunvel (Tréogat, Finistère) et la vallée de Kérallé (Plouescat, Finistère). Ces deux estuaires sont situés dans des secteurs qui présentent une grande densité de vestiges archéologiques datant du Néolithique à aujourd'hui, témoignant de la présence d'occupations humaines sur la longue durée. Notre étude se base sur l'analyse d'une série de profils géophysiques réalisés par la Tomographie de Résistivité Electrique, ainsi que d'un ensemble de vibrocarottages. Les environnements de dépôts ont été caractérisés par plusieurs types d'analyses sédimentaires (XRF, granulométrie, perte au feu, contenu en microfaune marine) et leur chronologie a été établie à partir de 73 datations au radiocarbone. Cette étude offre ainsi l'opportunité d'analyser et de discuter le comportement des petits systèmes estuariens vis-à-vis des variations du niveau marin et des forçages climatiques et anthropiques intervenus au cours de l'Holocène.

III.1 Contexte d'étude

III.1.1 La vallée de Trunvel

La vallée de Trunvel est située dans la partie nord de la baie d'Audierne, au sud-ouest de la péninsule armoricaine (Fig. III.1), où une série de vallées sont incisées dans un plateau composé de roches métamorphiques (gneiss, micaschistes) et granitiques, situées au nord et au sud de la baie, respectivement (Cogne, 1953 ; Peucat, 1973 ; Peucat et al., 1981 ; Blais et al., 2011). L'ensemble de ces vallées est perpendiculaire à la côte actuelle suivant l'axe des fractures géologiques ou des contrastes lithologiques (Peucat et al., 1981).

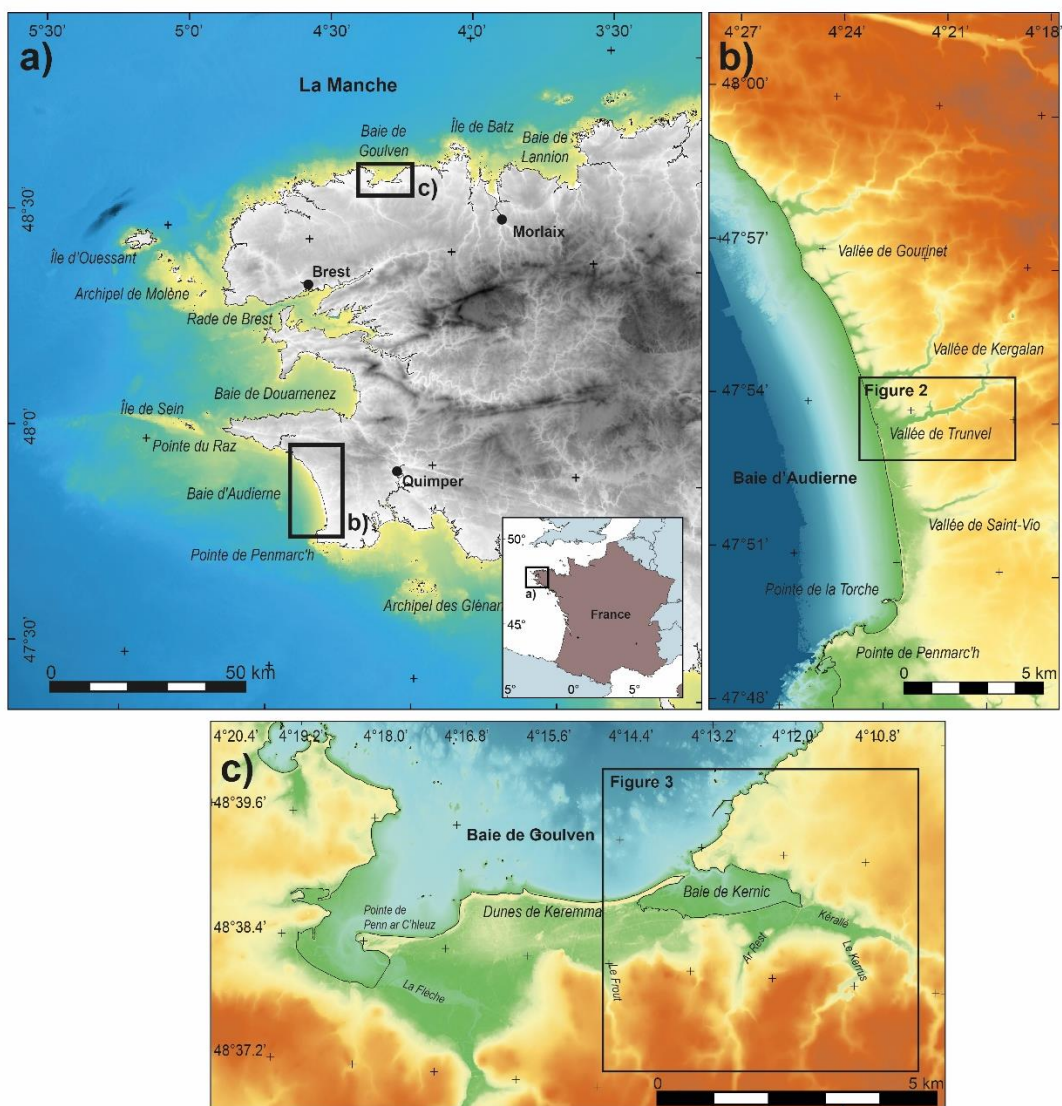


Figure III. 1 : Localisation des zones d'étude. **(a)** Localisation de la Baie d'Audierne et de la Baie de Goulven ; **(b)** localisation de la Vallée de Trunvel ; **(c)** Localisation de la vallée de Kerallé.

Au nord et au centre de la baie d'Audierne, les vallées côtières ont incisé localement une série de paléo-plateformes d'abrasion marine héritées des périodes des hauts niveaux marins du Quaternaire (Guilcher, 1948; Morzadec-Kerfourn, 1981; Hénaff et al., 2015). Ces plateformes rocheuses sont fréquemment associées à des dépôts de galets cryoturbés d'âge pléistocène (Morzadec-Kerfourn, 1981, 1999 ; Morzadec-Kerfourn et Monnier, 1982 ; Hallégouët, 1990) interprétés comme des plages soulevées (Morzadec-Kerfourn, 1999). Le démantèlement progressif de ces dépôts marins pléistocènes par l'érosion littorale constitue actuellement la principale source d'apports sédimentaires à la côte (Hallégouët et Bodéré, 1993; Hallégouët et Hénaff, 1993).

Le littoral actuel de la baie d'Audierne se caractérise par son tracé relativement rectiligne, largement ouvert aux houles dominantes de direction ouest à sud-ouest. L'avant-côte et le bas de plage sont principalement sableux et présentent une faible pente, qui dissipent l'énergie des vagues incidentes. Dans les parties centrale et nord de la baie, le haut de plage correspond à un cordon de galets de 10 km de long qui isole un ensemble de lagunes saumâtres et étangs installés dans les dépressions topographiques de la zone d'arrière cordon, en particulier dans l'axe des vallées. Dans le sud de la baie d'Audierne, la partie haute de l'estran est formée par des dunes côtières qui s'étendent sur plusieurs km à l'intérieur de terres. La chronologie de leur évolution holocène a pu être reconstituée à partir de l'étude de nombreux vestiges archéologiques ensevelis sous ces dépôts dunaires (Giot, 1998; Hénaff et al., 2015; Gorczynska et al., 2022 submitted). Trois phases de mobilité des dunes ont été identifiées dans ce secteur : entre 3250 et 2400 cal BP, entre 1050 et 700 cal BP et entre 350 et 110 cal BP (Gorczynska et al., 2022 submitted). Ces dunes côtières constituent également un obstacle naturel pour les cours d'eau qui se jettent dans la baie d'Audierne.

La vallée de Trunvel se situe au débouché d'un bassin-versant de 22 km² de superficie, drainé par quatre principaux cours d'eau (Trunvel, Roscoz, Treordo, Kersulec) de faible débit. À son débouché vers la mer, la vallée est barrée par un cordon dunaire (Fig. III.2). Ce cordon littoral isole une lagune qui s'étend sur environ 2 km vers l'intérieur de terres. La liaison avec l'océan a été entretenue mécaniquement jusqu'en 2008. Elle s'est effectuée par intermédiaire d'une brèche dans la dune et le cordon de galets (Hallégouët et Bodéré, 1993). Depuis 2008, cette brèche n'est plus fonctionnelle et les eaux en provenance de l'étang s'écoulent principalement par percolation à travers le cordon littoral. Les secteurs à l'intérieur des terres sont occupés par un vaste marais à phragmites auquel succèdent des prairies marécageuses plus en amont.

Dans ce secteur, le régime des marées est de type semi-diurne, avec un marnage maximum de 4,30 m (SHOM, 2020). Cette portion du littoral est particulièrement exposée aux houles océaniques et aux vents d'ouest. Les houles océaniques proviennent principalement de l'ouest et

peuvent atteindre des hauteurs très importantes ($Hm_0 > 9$ à 10 m, (Kergadallan, 2022)). Le courant longitudinal est principalement dirigé vers le sud (Hallégouët et Hénaff, 1993).

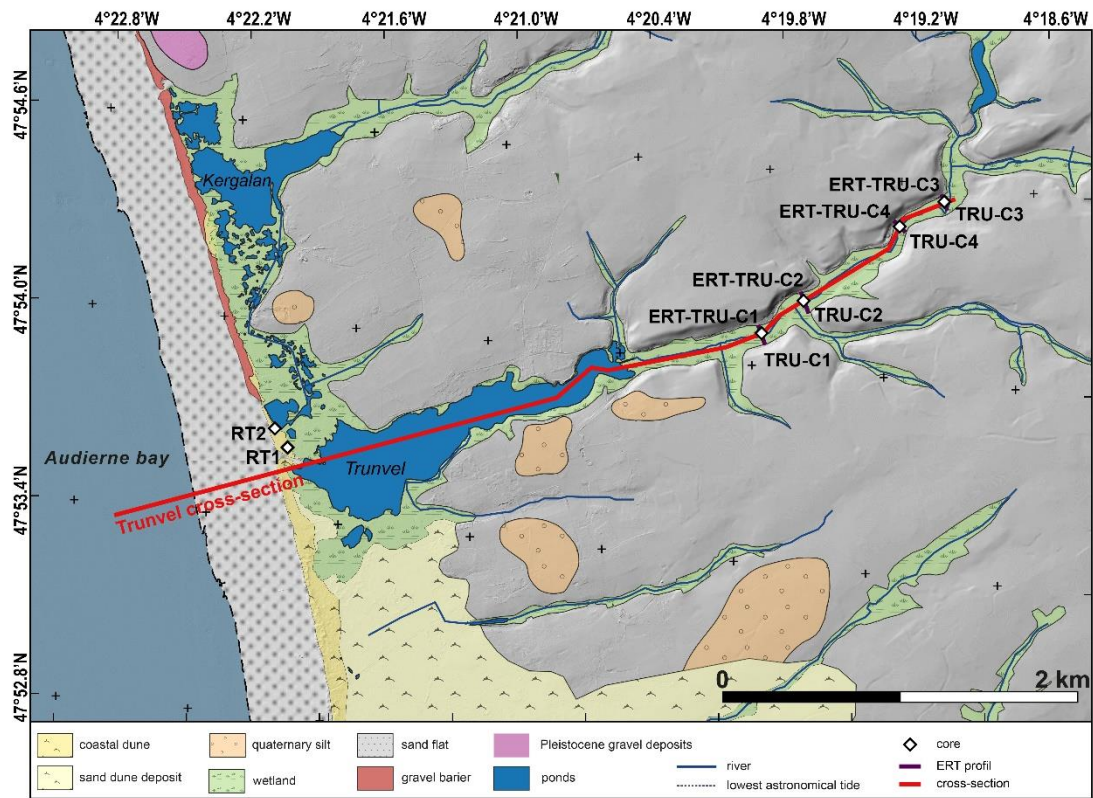


Figure III. 2: Carte géomorphologique de la zone de la vallée de Trunvel avec la localisation des carottages, des profils géophysiques et de la coupe stratigraphique (modifiée d'après Béchenec et al., 1999; Blais et al., 2011).

III.1.2 La vallée de Kerallé

Située au nord-ouest de la Bretagne, la vallée côtière de Kerallé, débouche dans la partie orientale de la Baie de Goulven (Fig. III. 1). Cette baie est limitée à l'ouest et à l'est par les presqu'îles de Brignogan et de Plouescat, respectivement. Le substrat rocheux est dominé par des granitoïdes et roches métamorphiques appartenant au domaine métamorphique du Léon (Goré et Le Corre, 1987 ; Le Gall et al., 2014 ; Authemayou et al., 2019).

La morphologie côtière du nord du domaine du Léon est caractérisée par une large plate-forme rocheuse qui s'étend en pente douce sur plus de 5 km vers la mer (Battistini, 1953 ; Hallégouët, 1971). Le contact entre la plate-forme côtière et la partie continentale du plateau se fait par un escarpement, partiellement d'origine tectonique, d'une hauteur allant de 30 à 40 m. Un second talus sous-marin entre 10 m et 40 à 60 m NGF, marque le rebord externe de la plateforme littorale (Battistini et Martin, 1956 ; Stéphan et al., 2018). Cependant, selon (Battistini et Martin, 1956) il n'existe pas de talus sous-marin en face de la baie de Goulven, mais une descente insensible depuis la zone intertidale jusqu'aux fonds de 50 m. Cette particularité tient à l'action érosive du réseau hydrographique constitué de quatre cours d'eau majeurs : la Flèche, le Froust, ar Rest et le Kérallé qui fait l'objet de cette étude.

La baie de Goulven forme un large estran sableux parsemé d'écueils rocheux. Le fond de baie est occupé par un vaste champ de dunes (massif dunaire de Keremma) de 7 km de long (Stéphan et al., 2018) qui repose sur une série d'îlots rocheux fossilisés culminants entre 16 et 17 m NGF (Hallégouët et Moign, 1976 ; Stéphan et al., 2018). De part et d'autre de ce massif dunaire, les flèches à pointe libre de Penn ar C'heulz à l'ouest, et du Kernic à l'est, viennent partiellement fermer l'anse de la grève de Goulven, et l'anse de Kernic drainée par le fleuve côtier du Kerallé (Hallégouët, 1978 ; Stéphan et al., 2018). L'étude des vestiges archéologiques fossilisés sous les sables éoliens indique une mise en place de ces dunes après 450 cal BP pour la partie centrale du massif actuel (Giot et Marguerie, 1994 ; Gorczynska et al., 2022 submitted).

La vallée de Kerallé se situe dans la partie orientale de la baie de Goulven et débouche dans l'anse de Kernic (Fig.III.3). Elle comporte deux affluents principaux (Le Kerallé et Le Kerrus). Son bassin versant principal présente une superficie d'environ 50 km². Le régime hydrologique de ces cours d'eau est directement influencé par les précipitations et présentent des variations interannuelles et saisonnières. La vallée de Kerallé est actuellement occupée par les prairies humides drainées artificiellement et utilisées comme aires de pâturage. La partie aval de la vallée est fermée

par une digue pourvue d'un système de vannes à clapets qui empêche la pénétration de l'eau de la mer dans les prairies.

En baie de Goulven, la marée est de type semi-diurne avec un marnage maximum de 7.25 m lors des marées de vives eaux (SHOM, 2020). Les houles incidentes viennent principalement d'ouest et du nord-ouest et peuvent atteindre des hauteurs très importantes lors des tempêtes hivernales ($H_{m0} > 8 \text{ à } 10 \text{ m}$) (Stéphan et al., 2018). La courantologie de la baie de Goulven s'exprime dans la disposition des deux flèches sableuses à pointe libre. Cette disposition souligne une dérive littorale divergente depuis la zone centrale de la baie (massif dunaire de Keremma) vers les extrémités occidentale et orientale de la baie (Feil, 1979 ; Yoni et Hallégouët, 1998 ; Stéphan et al., 2018).

Au cours de XIXe siècle, la baie de Goulven a fait l'objet de plusieurs aménagements dans le but d'assécher les zones humides et de permettre leur mise en culture. Ainsi, dans la partie centrale, les premiers travaux de drainage et d'assèchement de l'étang du Louc'h ont débuté entre 1791 et 1824 avec le détournement artificiel de la rivière du Frouit (Hallégouët et Moign, 1976 ; Stéphan et al., 2018). Dans l'anse de Kernic, deux digues ont été successivement aménagées (Fig. III.3). La première fut construite en 1828 dans la partie aval de la vallée de Kérallé. Elle se place à l'endroit d'un pont plus ancien (Pont-Christ) dont l'existence est documentée par plusieurs cartes anciennes établis entre la fin du XVIIIème et le début du XIXème siècle. Ces cartes illustrent notamment le développement des zones marécageuses en arrière de cet ouvrage. Le pont se situe à proximité immédiate d'une chapelle portant le toponyme évocateur de Pont-Christ dont la construction est datée entre XIIe et XIVe siècle (<http://patrimoine.bzh>). La construction de cet ouvrage pourrait donc remonter au Moyen Âge. Une seconde digue a été construite en 1849 afin d'assécher la partie sud de l'anse de Kernic (Hallégouët et Moign, 1976).

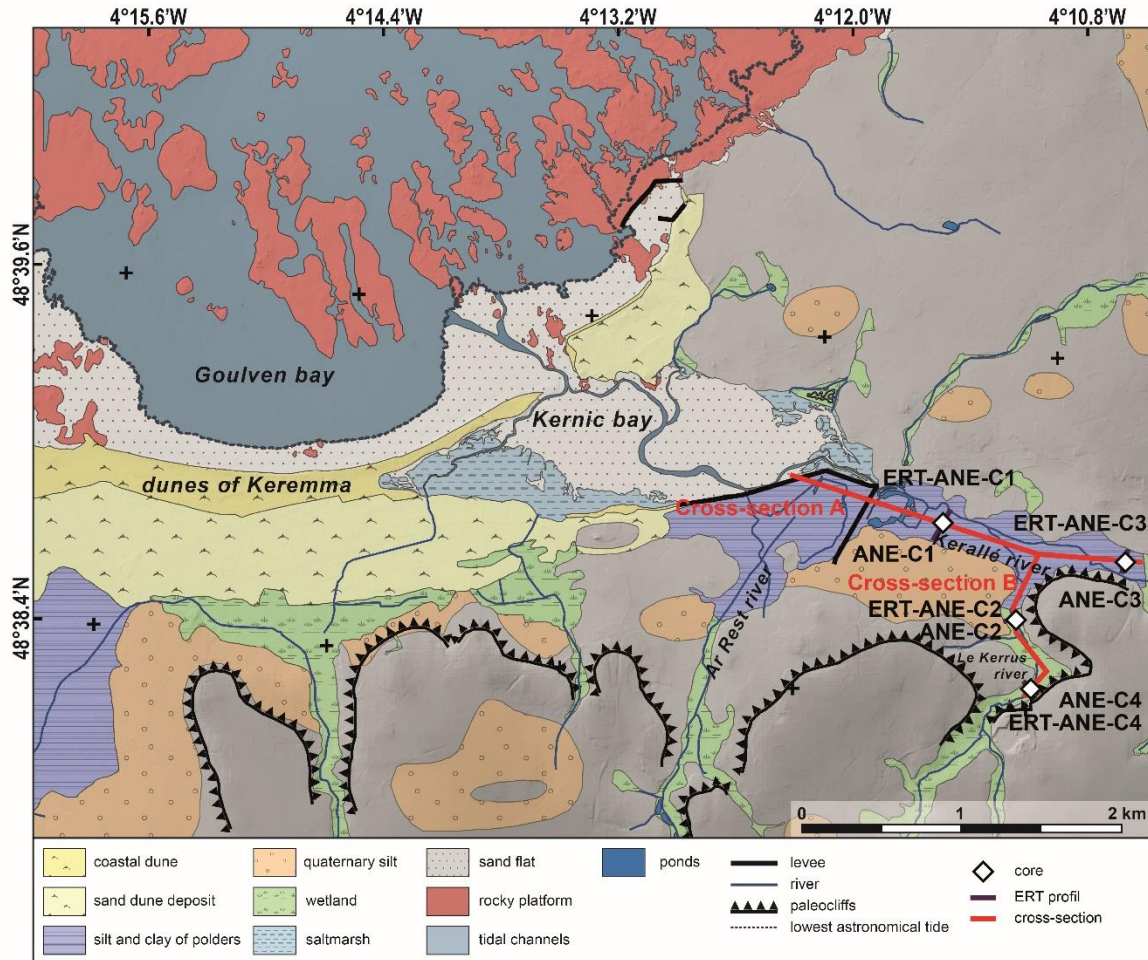


Figure III. 3 : Carte géomorphologique de la partie orientale de la vallée de Kéramé avec la localisation des carottages, des profils géophysiques et de la coupe stratigraphique, modifiée d'après Hallégouët et Moign (1976) et Stéphan et al. (2018).

III.1.3 Les changements paléoenvironnementaux holocènes sur le littoral de la Bretagne

Les variations holocènes du niveau marin relatif ont été récemment reconstituées le long des côtes atlantiques françaises (Stéphan et Goslin, 2014 ; García-Artola et al., 2018). Dans notre secteur d'étude, la transgression marine présente un rythme décroissant jusqu'à aujourd'hui. Un ralentissement notable dans les vitesses de remontée est observé aux alentours de 7000 cal BP avec des positions du niveau relatif de la mer à $-6,50 \pm 1,1$ m, à $-7,35 \pm 0,9$ m, à $-5,75 \pm 1$ m en Bretagne nord, ouest et sud, respectivement (García-Artola et al., 2018).

Entre 7 000 et 4 500 cal BP, en réponse au ralentissement de la transgression marine, de vastes marais à *Phragmites* se sont formés le long du littoral actuel (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Goslin et al., 2013 ; Stéphan et al., 2015). La mise en place de ces environnements suggère le développement de barrières littorales relativement stables durant cette période (Morzadec-Kerfourn, 1974). Entre 2900 et 2700 cal BP, les enregistrements sédimentaires côtiers ont connue de profonds changements morphodynamiques. Des contacts d'érosion et/ou des hiatus sédimentaires ont été systématiquement observés dans les séquences sédimentaires indiquant une augmentation de l'hydrodynamisme sur la côte et la rupture des nombreuses barrières littorales (Goslin et al., 2013, 2015 ; Fernane et al., 2014 ; Stéphan et al., 2015 ; Ehrhold et al., 2021). Après environ 2 700 cal BP, les séquences sédimentaires des marais enregistrent une accrétion continue jusqu'à aujourd'hui, suggérant une nouvelle période de stabilisation des barrières côtières (Stéphan, 2011 ; Stéphan et al., 2015).

Plusieurs grands systèmes estuariens ont été étudiés récemment sur les côtes de la Bretagne (Menier et al., 2006 ; Tessier et al., 2012 ; Traini et al., 2013 ; Baltzer et al., 2014 ; Gregoire et al., 2017). Leur ennoisement initial intervient aux alentours de 10 000/8 000 cal BP pendant la phase de la remontée rapide du niveau marin (e.g. Tessier et al., 2010a ; Baltzer et al., 2014 ; Gregoire et al., 2017). Pendant cette période, les dépôts sont généralement caractérisés par les sédiments fins correspondant aux environnements estuariens internes et témoignent d'un faible hydrodynamisme. Avec le ralentissement du mouvement transgressif vers 7 000 cal BP, les environnements estuariens enregistrent une plus forte influence marine et des conditions énergétiques plus marquées. Dans certains systèmes où les apports sédimentaires sont importants, cette période correspond à l'établissement des séquences de haut niveau marin (Tessier et al., 2010a, 2012). Entre 5 000 et 3 000 cal BP, les séquences se caractérisent par une plus forte influence des houles océaniques dans les secteurs externes et le développement des corps sableux à l'embouchure (Tessier et al., 2010a ;

Traini et al., 2013). C'est également durant cette période que la majeure partie des systèmes estuariens enregistrent la mise en place des dépôts associés à haut niveau marin. À partir de cette période, les systèmes sont généralement contrôlés par des facteurs locaux (Chaumillon et al., 2010).

III.2 Méthodologie

III.2.1 Tomographie de résistivité électrique

Afin d'estimer la géométrie et l'épaisseur des dépôts sédimentaires ainsi que la profondeur et la forme du substratum rocheux, quatre profils de tomographie de résistivité électrique (ERT) ont été réalisés dans les vallées de Trunvel et de Kerallé, respectivement (Figs. III.2 et III.3 respectivement). Ces profils ont été obtenus en utilisant le système d'imagerie ABEM Lund (Terrameter) avec un réseau de 64 électrodes et un protocole de disposition réciproque Wenner. Un programme d'inversion informatique (Res2Dinv 3.71.99; Loke, 2003) qui inclut la topographie a permis de générer des images de la distribution de la résistivité électrique. Les profils ERT ont été réalisés avec une distance entre les électrodes allant de 1 m (ERT-TRU-C1, ERT-TRU-C2 et ERT-TRU-C4) (Figs. III. 2 et III. 3) à 2 m (ERT-ANE-C1) (Fig. III. 3).

III.2.2 Prélèvement des séquences sédimentaires

Afin d'identifier et de caractériser les dépôts sédimentaires Holocènes, quatre vibro-carottages à l'aide d'un carottier à percussion de type Cobra TT ont été réalisés dans chacune des deux vallées étudiées. Leur position a été choisie en fonction des résultats obtenus lors de l'étude géophysique. Ces carottages ont permis de prélever la totalité de la colonne sédimentaire par tranche d'un mètre pour un diamètre de 50 mm. Certains carottages ont atteint une profondeur maximale de 12 m. La position et l'altitude des points de carottage ont été relevées à l'aide d'un GPS différentiel de type TopCon HyperV. Les mesures topographiques ont été raccordées au système de nivellement NGF à partir de bornes géodésiques de l'IGN.

III.2.3 Analyses sédimentologiques

III.2.3.1 Granulométrie

Dans un premier temps, la granulométrie des sédiments a été estimée à l'œil nu pour décrire la séquence stratigraphique et les unités lithologiques dans chaque carottage. Ensuite, 975 échantillons ont été sélectionnés pour les analyses granulométriques quantitatives. Quatre carottages ont bénéficié d'un échantillonnage régulier. Ainsi, dans les carottages TRU-C1, TRU-C2

et ANE-C2, les échantillons ont été prélevés tous les deux centimètres le long de la colonne sédimentaire, tandis que dans la carotte ANE-C3 les prélèvements ont été réalisés avec un pas d'échantillonnage de 10 cm. Les carottages TRU-C3 et TRU-C4 ont fait l'objet d'un échantillonnage moins régulier, réalisé seulement à chaque changement de faciès identifié à l'œil nu au préalable. Les carottages ANE-C1 et ANE-C4 n'ont pas fait l'objet d'analyses granulométriques.

En laboratoire, la fraction organique des sédiments a été détruite dans les échantillons sélectionnés. Chaque prélèvement a été placé dans une solution aqueuse de peroxyde d'hydrogène (H₂O₂) à une concentration de 30% jusqu'à cessation complète de l'effervescence. Les macrorestes végétaux, difficiles à détruire par attaque chimique, ont été enlevés manuellement. Ensuite, les échantillons ont été dispersés et défloculés avec une solution d'hexamétaphosphate de sodium (Na₆(PO₃)₆) à 30%. Puis, l'analyse granulométrique a été réalisée avec un granulomètre laser de type Malvern Mastersizer 2000 avec une amplitude allant de 0,04 à 2000 µm. Pour déterminer les distributions statistiques et les types de sédiments, les résultats obtenus ont été traités avec le package G2Sd, fonctionnant sous le logiciel R (Fournier et al., 2014). Le grain moyen, la texture des sédiments et l'indice de tri ont été déterminés en suivant Folk, (1954), Folk et Ward, (1957) et Blott et Pye, (2001).

III.2.3.2 L'identification des sous-environnements estuariens à partir des caractéristiques granulométriques

A partir des caractéristiques granulométriques des sédiments, les sous-environnements estuariens ont été identifiés en utilisant la classification développée par Simon et al. (2021). Cette méthode repose sur les caractéristiques texturales des sédiments actuels prélevés dans l'estuaire de Ravenglass (nord-ouest de l'Angleterre, Royaume-Uni) et utilise le partitionnement récursif et l'apprentissage par arbre de décision (Therneau et al., 2022). Ces données constituent de bons analogues modernes à nos sites d'étude car l'estuaire de Ravenglass présente des caractéristiques proches de nos sites d'étude en terme de marnage, d'hydrodynamisme, de morphologie de la vallée.

Cette méthode propose une classification des sédiments selon plusieurs sous-environnements de dépôt (*gravel bed, salt marsh, mud flat, mixed flat, sand flat, tidal bars, tidal inlet or foreshore, ebb-tidal-delta or foreshore*) en plusieurs étapes (Fig. III. 4). Dans un premier temps, les lits de gravier et les dépôts riches en matière organique caractéristiques des marais maritimes sont identifiés par une analyse visuelle de la séquence. En effet, les auteurs supposent qu'il s'agit de dépôts assez caractéristiques ne nécessitant pas d'analyses sédimentologiques plus poussées (Simon et al., 2021). Dans notre étude, nous avons écarté seulement les dépôts grossiers. Les dépôts

caractéristiques des marais maritimes, quant à eux, ont été déterminé d'après leur contenu en foraminifères. Dans un deuxième temps, une Analyse en Composante Principale (ACP) a été réalisée sur l'ensemble des échantillons afin d'identifier les regroupements dans les données texturales. Cette ACP a été réalisée à l'aide du logiciel XLSTAT en utilisant les données de la taille du grain moyen, du tri, de l'asymétrie et du kurtosis (unités phi) des sédiments (Fig. III.4b). Cette étape permet ainsi de distinguer les environnements riches en argile et limon (*mud flats et mixed flats*) des environnements à fraction sableuse prédominante. Dans notre cas, la valeur limite de la composante principale 1 (PC1) permettant de distinguer ces deux grandes sous-unités a été estimée à 0,75 (Figs. III. 4a et b). Ensuite, la classification des sédiments a été réalisée en suivant un arbre décisionnel en utilisant les données de la taille du grain moyen, du tri, de l'asymétrie et du kurtosis (unités phi) et de la fraction du silt et du sable moyen des sédiments (Fig. III. 4). Le sub-environnement *flood-tidal-delta* (delta de flot) n'est pas présent dans l'estuaire actuel de Ravenglass et n'est pas inclus dans la classification élaborée par (Simon et al., 2021). Cependant, les environnements *flood-tidal-delta* (delta de flot) et *ebb-tidal-delta* (delta de jusant) présentent des caractéristiques sédimentologiques proches (e.g. FitzGerald et al., 2012) et ont été regroupés ici sous l'appellation de tidal-delta (delta de marée). Cette analyse a permis d'identifier trois environnements de dépôt dans les séquences étudiées : *mud flat, sand flat et tidal-delta or foreshore*.

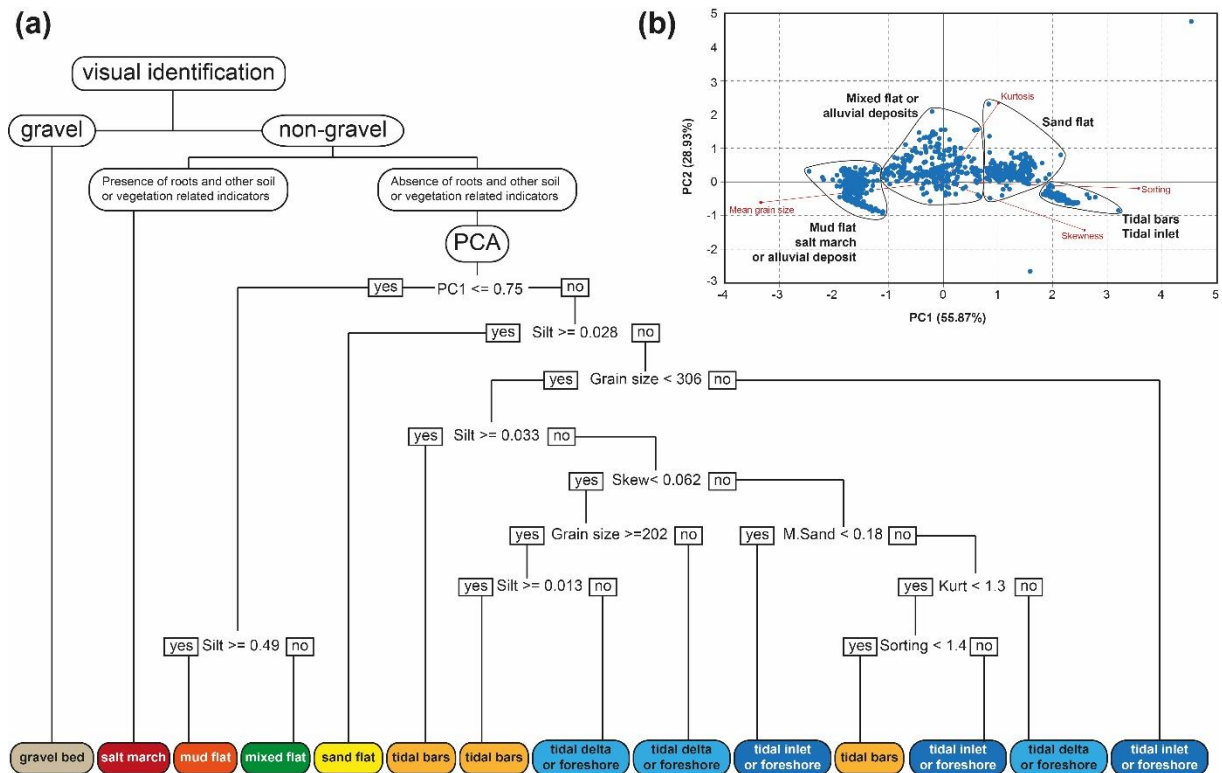


Figure III. 4 : Approche méthodologique pour la classification des sédiments selon les sous-environnements de dépôt d'après (Simon et al., 2021). **(a)** Diagramme de classification des sédiments basés sur des caractéristiques texturales des échantillons collectés dans l'estuaire de Ravenglass d'après (Simon et al., 2021) et adapté aux sites d'études ; **(b)** Biplot interprété de l'analyse en composante principale (PCA) réalisé sur l'ensemble des échantillons analysés dans le cadre de cette étude.

III.2.3.3 La teneur en matière organique et carbonates de calcium

La teneur en matière organique et en carbonates des sédiments a été estimée par la perte au feu sur deux carottages de référence ANE-C3 et TRU-C1. Les échantillons ont été prélevés avec un pas d'échantillonnage de 2 cm sur les deux carottages. La méthodologie utilisée a été basée sur le protocole d'analyse proposé par Heiri et al. (2001). Dans un premier temps, les échantillons d'environ 1 g ont été séchés à 105°C pendant 16h avant d'être pesés. Afin d'estimer le contenu en carbone organique, une première chauffe a été réalisée à 550° pendant 4h (LOI550). Puis, une seconde chauffe à 950°C pendant 2h (LOI950) a permis d'estimer la teneur des sédiments en carbone inorganique (carbonates). Les échantillons ont été pesés entre chaque étape et la perte de la masse des sédiments par rapport au poids initial a été exprimée en pourcentage. Afin d'obtenir les pourcentages réels de carbonates de calcium contenus dans les sédiments, les valeurs obtenues

après la deuxième chauffe (LOI950) ont été multipliées par 1,36 selon les recommandations de Heiri et al. (2001).

III.2.3.4 La spectrométrie par fluorescence des rayons X (XRF)

Les profils chimiques élémentaires des sédiments ont été obtenus par la spectrométrie de fluorescence des rayons X (XRF) réalisés le long de deux carottages de référence ANE-C3 et TRU-C1 (Richter et al., 2006). Les données ont été acquises avec l'équipement AVAATECH du laboratoire Geo-Océan de IFREMER-Brest. Les scans XRF ont été réalisés avec un intervalle de 1 cm avec deux réglages différents, 10kV (10s de temps de mesure) puis 30kV (10s de temps de mesure). Le carottage TRU-C1 a également bénéficié d'une troisième analyse à 50kV (30s de temps de mesure).

Afin d'évaluer les changements de la composition des sédiments le long des profils chimiques, des rapports inter-élémentaires (Ca/Fe, Ca/Al, Si/Al) ont principalement été utilisés. Les résultats sont exprimés en moyennes glissantes sur 5 points (Löwemark et al., 2011).

III.2.3.5 Analyse de la microfaune (foraminifères)

Dans le cadre de cette étude, les foraminifères ont été utilisés pour identifier et caractériser des dépôts de type estuariens. 69 échantillons ont été sélectionnés pour l'identification de la microfaune. L'ensemble des échantillons a été tamisé par voie humide. Seule la fraction comprise entre 63 et 500 μm a été retenue pour l'analyse. L'identification, l'observation et le comptage des foraminifères ont été réalisés à la loupe binoculaire. Un nombre d'environ 300 individus a été systématiquement recherché pour obtenir un résultat statistiquement représentatif. L'abondance relative de chaque espèce a été exprimée en pourcentage de la population totale. Les assemblages de foraminifères ont été classés selon 3 groupes correspondant aux environnements suivants (Annexe 5) : (i) marais maritimes (groupe 1), (ii) vasières intertidales estuariennes de type *tidal flat* ou chenal de marée (groupe 2), zones infra-littorales (groupe 3). La définition des groupes écologiques a été basée sur les travaux de Horton, (1999), Horton et al., (1999), Debenay et Guillou, (2002), Duchemin et al., (2007), Delaine et al., (2015), Stéphan et al., (2015), Armynot du Châtelet et al., (2018). 18 échantillons se sont avérés exempts des foraminifères.

III.2.4 Les données complémentaires

Pour la vallée de Trunvel, les données ont été complétées par des résultats obtenus par Regnaud et al. (2016) à partir de deux carottages prélevés en arrière du cordon dunaire actuel. Dans

cette étude, les dépôts sédimentaires ont été analysés d'un point de vu de leur granulométrie et leur chronologie a été précisée à partir de 13 datations par le radiocarbone.

III.2.5 Les datations

Soixante échantillons riches en matière organique ont été sélectionnés pour les datations au radiocarbone utilisant la technologie de spectrométrie de masse par accélérateur (AMS). Les datations ont été réalisées au « Laboratoire de Mesure du Carbone 14 » (Saclay, France) et au laboratoire « Beta Analytic » (Miami, USA). Suivant les recommandations de plusieurs auteurs, afin de minimiser les erreurs dues à une éventuelle contamination par le carbone plus ancien ou plus jeune, les mesures réalisées sur des fragments détritiques de plantes halophiles ont été privilégiées (Gehrels et al., 1996 ; Törnqvist et al., 1998 ; Gehrels, 1999). Néanmoins, vu la difficulté des prélèvements causée par la quantité très réduite des macrorestes végétaux 22 échantillons ont été datés sur le sédiment total (bulk). Toutes les dates conventionnelles ont été calibrées avec le logiciel OxCal v.4.4.4 (Bronk Ramsey, 2021) en utilisant la courbe de calibration IntCal20 (Reimer et al., 2020). L'ensemble des dates sont rapportées avec un intervalle de confiance de 2σ (95%) dans le Tab. III.1.

Afin d'estimer les vitesses de sédimentation, les modèles d'âge-profondeur ont été réalisés sur les carottages TRU-C1, TRU-C2, TRU-C4, ANE-C1, ANE-C2 et ANE-C3. Ils ont été obtenus à l'aide du logiciel OxCal v.4.4.4 (Bronk Ramsey, 2021) avec l'option « deposition model » (Ramsey, 2008). En raison de plusieurs inversions dans les résultats obtenus, 15 datations ont été exclues de cette analyse.

	Location	Core	Depth in the core (cm)	Elevation (m asl)	Lab. Code	14C BP	±	Age cal BP (2σ)			Material	source	remarks
								max	min	median			
1	Valley of Trunvel	TRU-C1	-2,22	1,782	SacA-55297	1270	30	1286	1123	1221	Halophytic plant remains	This study	
2	Valley of Trunvel	TRU-C1	-2,665	1,337	SacA-52423	3695	35	4149	3921	4035	bulk	This study	rejected
3	Valley of Trunvel	TRU-C1	-4,985	-0,983	SacA-52422	4165	35	4830	4579	4707	Sandy-mud (bulk)	This study	
4	Valley of Trunvel	TRU-C1	-7,465	-3,463	SacA-52421	5420	40	6301	6019	6231	Sandy-mud (bulk)	This study	
5	Valley of Trunvel	TRU-C1	-8,675	-4,673	SacA-52420	6045	45	7150	6748	6892	Sandy-mud (bulk)	This study	rejected
6	Valley of Trunvel	TRU-C1	-9,935	-5,933	SacA-52419	6535	45	7564	7329	7452	Sandy-mud (bulk)	This study	rejected
7	Valley of Trunvel	TRU-C1	-9,965	-5,963	SacA-55956	5820	30	6733	6501	6631	Halophytic plant remains	This study	
8	Valley of Trunvel	TRU-C1	-10,635	-6,633	SacA-52418	6110	30	7158	6888	6981	Mud (bulk)	This study	rejected
9	Valley of Trunvel	TRU-C1	-10,66	-6,658	SacA-55957	6145	30	7158	6950	7048	Halophytic plant remains	This study	
10	Valley of Trunvel	TRU-C1	-10,975	-6,973	SacA-52417	6580	45	7570	7423	7480	Mud (bulk)	This study	

	Location	Core	Depth in the core (cm)	Elevation (m asl)	Lab. Code	14C BP	±	Age cal BP (2σ)			Material	source	remarks
								max	min	median			
11	Valley of Trunvel	TRU-C2	-2,785	1,542	SacA-55298	1780	30	1738	1590	1656	Halophytic plant remains	This study	
12	Valley of Trunvel	TRU-C2	-3,525	0,802	SacA-55299	1630	30	1568	1409	1489	Halophytic plant remains	This study	rejected
13	Valley of Trunvel	TRU-C2	-5,305	-0,978	SacA-55300	3765	30	4237	3994	4127	bois	This study	
14	Valley of Trunvel	TRU-C2	-7,865	-3,538	SacA-52424	5535	40	6403	6278	6336	Mud (bulk)	This study	
15	Valley of Trunvel	TRU-C3	-4,685	2,135	SacA-55301	3185	30	3455	3360	3408	Halophytic plant remains	This study	no age-depth model
16	Valley of Trunvel	TRU-C3	-5,325	1,495	SacA-52427	4295	35	4961	4826	4856	bulk	This study	rejected
17	Valley of Trunvel	TRU-C3	-5,7	1,12	SacA-55958	2950	30	3209	3000	3110	Halophytic plant remains	This study	rejected
18	Valley of Trunvel	TRU-C3	-5,775	1,045	SacA-52426	4750	35	5585	5328	5513	bulk	This study	rejected
19	Valley of Trunvel	TRU-C3	-6,175	0,645	SacA-52425	4205	35	4850	4617	4734	bulk	This study	no age-depth model
20	Valley of Trunvel	TRU-C3	-6,34	0,48	SacA-55302	4595	30	5453	5071	5317	bois	This study	no age-depth model
21	Valley of Trunvel	TRU-C4	-3,495	1,572	SacA-55959	1230	30	1269	1066	1149	Halophytic plant remains	This study	
22	Valley of Trunvel	TRU-C4	-4,155	0,912	SacA-55962	380	30	504	319	446	Halophytic plant remains	This study	rejected
23	Valley of Trunvel	TRU-C4	-4,61	0,457	SacA-55960	2345	30	2465	2323	2353	Halophytic plant remains	This study	
24	Valley of Trunvel	TRU-C4	-5,25	-0,183	SacA-55961	2535	30	2744	2495	2619	Halophytic plant remains	This study	
25	Valley of Trunvel	TRU-C4	-5,905	-0,838	SacA-55303	3715	30	4151	3976	4046	bois	This study	
26	Valley of Trunvel	TRU-C4	-6,855	-1,788	SacA-52428	6590	45	7570	7426	7486	bulk	This study	
27	Valley of Trunvel	RT1	-1,64	2,41	no data	1100	30	1064	934	1002	no data	Regnauld et al. 2016	
28	Valley of Trunvel	RT1	-2,93	1,12	no data	2350	30	2486	2330	2357	no data	Regnauld et al. 2016	
29	Valley of Trunvel	RT1	-5,42	-1,37	no data	3565	35	3974	3722	3863	no data	Regnauld et al. 2016	
30	Valley of Trunvel	RT1	-5,47	-1,42	no data	3745	35	4232	3983	4102	no data	Regnauld et al. 2016	rejected
31	Valley of Trunvel	RT1	-6,25	-2,2	no data	3580	30	3977	3731	3881	no data	Regnauld et al. 2016	
32	Valley of Trunvel	RT2	-2,41	1,37	no data	1990	30	1995	1834	1924	no data	Regnauld et al. 2016	
33	Valley of Trunvel	RT2	-3,69	0,09	no data	2895	30	3157	2940	3029	no data	Regnauld et al. 2016	
34	Valley of Trunvel	RT2	-6,2	-2,42	no data	3510	30	3871	3695	3774	no data	Regnauld et al. 2016	
35	Valley of Trunvel	RT2	-6,63	-2,85	no data	4040	30	4612	4418	4492	no data	Regnauld et al. 2016	rejected
36	Valley of Trunvel	RT2	-7,28	-3,5	no data	3610	30	4064	3836	3918	no data	Regnauld et al. 2016	rejected
37	Valley of Trunvel	RT2	-7,42	-3,64	no data	3510	30	3871	3695	3774	no data	Regnauld et al. 2016	

	Location	Core	Depth in the core (cm)	Elevation (m asl)	Lab. Code	14C BP	±	Age cal BP (2σ)			Material	source	remarks
								max	min	median			
38	Valley of Trunvel	RT2	-7,56	-3,78	no data	3830	30	4402	4097	4226	no data	Regnauld et al. 2016	
39	Valley of Trunvel	RT2	-7,67	-3,89	no data	3920	30	4425	4242	4355	no data	Regnauld et al. 2016	
40	Bay of Kernic	ANE-C1	0,8	2,427	SacA-55027	1535	30	1517	1350	1403	Halophytic plant remains	This study	
41	Bay of Kernic	ANE-C1	1,395	-1,395	SacA-55028	1950	30	1986	1750	1876	Halophytic plant remains	This study	
42	Bay of Kernic	ANE-C1	2,415	-2,415	SacA-55029	3245	30	3558	3386	3455	Halophytic plant remains	This study	
43	Bay of Kernic	ANE-C1	3,915	-3,915	SacA-55031	4275	30	4954	4730	4846	Mud (bulk)	This study	
44	Bay of Kernic	ANE-C1	4,775	-4,775	SacA-55032	4370	30	5040	4855	4927	Sandy-mud (bulk)	This study	
45	Bay of Kernic	ANE-C1	5,625	-5,625	SacA-55033	4425	30	5275	4871	5011	Sandy-mud (bulk)	This study	
46	Bay of Kernic	ANE-C1	7,965	-7,965	SacA-55034	5700	30	6602	6401	6477	Sandy-mud (bulk)	This study	
47	Bay of Kernic	ANE-C3	0,865	4,085	SacA-55035	1670	30	1693	1420	1561	Mud (bulk)	This study	rejected
48	Bay of Kernic	ANE-C3	1,5	3,45	Beta - 573653	1880	30	1870	1714	1784	Halophytic plant remains	This study	
49	Bay of Kernic	ANE-C3	2,165	2,785	Beta - 570606	1690	30	1695	1527	1579	Halophytic plant remains	This study	
50	Bay of Kernic	ANE-C3	2,675	2,275	SacA-55044	2380	30	2666	2342	2402	Silty peat (bulk)	This study	
51	Bay of Kernic	ANE-C3	3,54	1,41	SacA-55039	2790	30	2963	2785	2891	Halophytic plant remains	This study	
52	Bay of Kernic	ANE-C3	3,955	0,995	Beta - 570607	2940	30	3207	2969	3098	Halophytic plant remains	This study	
53	Bay of Kernic	ANE-C3	4,585	0,365	SacA-55038	3035	30	3351	3159	3241	Halophytic plant remains	This study	
54	Bay of Kernic	ANE-C3	4,95	0	Beta - 570608	4100	30	4813	4449	4611	Halophytic plant remains	This study	
55	Bay of Kernic	ANE-C3	5,275	-0,325	SacA-55042	4040	30	4612	4418	4492	Silty peat (bulk)	This study	rejected
56	Bay of Kernic	ANE-C3	6,655	-1,705	SacA-55037	4805	30	5591	5477	5520	Halophytic plant remains	This study	
57	Bay of Kernic	ANE-C3	7,745	-2,795	SacA-55036	5275	30	6183	5939	6075	Halophytic plant remains	This study	
58	Bay of Kernic	ANE-C3	8,725	-3,775	SacA-55041	5760	30	6656	6458	6559	Halophytic plant remains	This study	
59	Bay of Kernic	ANE-C3	9,745	-4,795	SacA-55040	6265	30	7265	7028	7211	Silty peat (bulk)	This study	
60	Bay of Kernic	ANE-C3	10,585	-5,635	SacA-55052	6235	30	7254	7013	7159	Halophytic plant remains	This study	
61	Bay of Kernic	ANE-C3	10,785	-5,835	SacA-55045	6245	35	7258	7016	7174	Halophytic plant remains	This study	
62	Bay of Kernic	ANE-C3	10,945	-5,995	SacA-55053	6455	30	7428	7313	7368	Halophytic plant remains	This study	
63	Bay of Kernic	ANE-C3	11,285	-6,335	SacA-55058	6340	35	7412	7165	7262	Halophytic plant remains	This study	rejected
64	Bay of Kernic	ANE-C2	1,885	2,745	SacA-55054	2025	30	2052	1874	1962	Halophytic plant remains	This study	
65	Bay of Kernic	ANE-C2	3,965	0,665	SacA-55055	3575	30	3975	3728	3875	Halophytic plant remains	This study	

	Location	Core	Depth in the core (cm)	Elevation (m asl)	Lab. Code	14C BP	±	Age cal BP (2σ)			Material	source	remarks
								max	min	median			
66	Bay of Kernic	ANE-C2	4,725	-0,095	SacA-55056	3795	30	4291	4085	4179	Halophytic plant remains	This study	
67	Bay of Kernic	ANE-C2	5,735	-1,105	SacA-55057	4720	30	5577	5324	5450	Halophytic plant remains	This study	
68	Bay of Kernic	ANE-C2	6,845	-2,215	SacA-55049	5490	30	6391	6206	6291	Halophytic plant remains	This study	
69	Bay of Kernic	ANE-C2	8,925	-4,295	SacA-55051	6475	30	7430	7321	7369	Silty peat (bulk)	This study	
70	Bay of Kernic	ANE-C2	9,385	-4,755	SacA-55048	6530	30	7557	7335	7451	Halophytic plant remains	This study	
71	Bay of Kernic	ANE-C2	9,515	-4,885	SacA-55050	7815	35	8698	8458	8588	Sandy-mud (bulk)	This study	
72	Bay of Kernic	ANE-C4	3,725	2,455	SacA-55047	3070	30	3366	3185	3286	Halophytic plant remains	This study	no age-depth model
73	Bay of Kernic	ANE-C4	4,345	1,835	SacA-55046	2925	30	3167	2965	3073	Halophytic plant remains	This study	no age-depth model

Tableau III. 1 : L'ensemble des datations au radiocarbone utilisées dans cette étude.

III.3 Résultats

III.3.1 Analyses sédimentologiques

Sur la base des analyses sédimentologiques (granulométrie, structures sédimentaires, contenu organique, caractéristiques chimiques et types d'assemblages de foraminifères), les séquences sédimentaires étudiées ont été subdivisées en 12 lithofaciès (LF1 à LF8b dans la Tab. III. 2). L'interprétation des lithofaciès en terme d'environnement de dépôt a été basée sur les modèles classiques (Reineck et Singh, 1980 ; Allen, 2000a, 2003 ; Aslan, 2013) et des études régionales (Guilcher et al., 1990; Lespez et al., 2010; Stéphan, 2011; Stéphan et al., 2015). Trois faciès sont caractéristiques des plaines alluviales (LF6a et LF6b) et des tourbières dulçaquicoles (LF1). Sept faciès sont interprétés comme des environnements tidaux et supratidaux (LF2a à LF5 et LF7). Deux faciès correspondent aux dépôts de sable éolien associés à la dynamique des dunes côtières (LF8a et LF8b).

Lithofacies	Description	Mean grain size	Org. Matter	CaCO ₃	Foraminiferal content	Depositional sub-environments after Simon et al.2021	Depositional environment
LF1	Dark organic peat mud to sandy mud with plant fragments	20-110 µm	6-70%	1-5%	Absent	not applied	Brackish marsh to swamp
LF2a	Sandy grey mud with planar beddings	30-180 µm	1-12%	1-3% in Trunvel valley and 1-9% in Kerallé valley	largely dominated by species of group 1 (97-100%)	mud flat	Salt-marsh
LF2b	Muddy sand to slightly gravelly muddy sand, grey in colour with planar beddings	45-215 µm	no data	no data	largely dominated by species of group 1 (97-100%)	sand to mud flat	Salt-marsh
LF2c	Organic sandy mud	20-50 µm	no data	no data	only group 1 species	sand to mud flat	Salt-marsh
LF3	Grey sand to muddy sand, with planar beddings and occasional intrusion of slightly gravelly sand layers	20-260 µm	0-3% in Trunvel valley	4-17% in Trunvel valley	dominated by species of group 2 : 48-83% ; group 1: 0-18% in the seaward part of valley and 3-40% in the inner parts; groupe 3: 7-35%	sand flat or tidal bars deposits avec des depots occasions de mud and mixed flat and tidal inlet deposit	Sand flat
LF4	Grey muddy sand to slightly gravelly muddy sand and sand, with planar beddings	25-330 µm	0,5-5%	3-23%	dominated by species of group 2 : 67-90% ; groupe 1 : 0-12% ; groupe 3: 8-28%	sand flat avec des depots occasions de mud and mixed flat and tidal inlet deposit (in TRU-C1)	Sand flat
LF5	Grey sandy mud with planar beddings	30-120 µm	3-11%	2-3% in Trunvel valley and 2-12% in Kerallé valley	dominated by species of group 2 : 60-94% ; group 1: 0-4% in Trunvel valley and 3-20% in Kerallé valley; group 3: 2-33%	mud flat or sand flat	Mud flat
LF6a	Grey to brown sandy mud with planar beddings	25-110 µm	3-15% in Kerallé valley	1-4% in Kerallé valley	Absent	not applied	floodplain environment
LF6b	Very organic mud to sandy mud	20-100 µm	no data	no data	Absent	not applied	Saturated floodplain
LF7	grey sand, very well sorted with intrusions of gravel layers containing shell fragments	no data	no data	no data	no data	no data	Tidal flat and washover deposit
LF8a	yellow sand very well sorted	no data	no data	no data	no data	no data	Coastal dune
LF8b	light brown sand, very well sorted	no data	no data	no data	no data	no data	Vegetated coastal dune

Tableau III. 2 : L'ensemble des lithofaciés identifiées dans le cadre de cette étude.

III.3.1.1 La vallée de Trunvel

Dans la vallée de Trunvel, quatre carottages : TRU-C1 (Fig. III. 5), TRU-C2 (Fig. III. 6), TRU-C4 et TRU-C3 (Figs. III. 7a et b) ont été prélevés en arrière de l'étang rétrolittoral à environ 2,84 km, 3,13 km, 3,79 km et 4,09 km du trait de côte actuel, respectivement (Fig. III. 2). Le substrat rocheux a été atteint dans trois entre eux (7,07m NGF pour le TRU-C1, à -1,95 m NGF pour le TRU-C4 et à -0,25m NGF pour le TRU-C3). L'analyse de l'architecture sédimentaire a été également complétée par des observations réalisées par Regnauld et al. (2016) à proximité du cordon dunaire actuel (carottages RT1 et RT2) (Fig. III. 8).

Sur la base des observations des lithofaciès dans une coupe longitudinale, l'architecture sédimentaire de la vallée de Trunvel a été reconstituée et subdivisée en 8 unités lithologiques (Unité A à G ; Fig. III.9) :

L'**Unité A** (enregistré dans TRU-C1 et TRU-C2 ; Figs. III. 5, III. 6 et III. 9) est composée d'un dépôt de limons moyens à grossiers très bien triés (LF5 ; Tab. III.2). Ce dépôt repose directement sur le substrat rocheux dans la carotte TRU-C1, entre -7,07 et -6,63 m NGF (Fig. III. 5). Dans la carotte TRU-C2, il occupe une position altitudinale plus haute située entre -3,67 et -3,45 m NGF mais sa base n'a pas été atteinte (Fig. III. 6). La teneur en carbonates est de 2 à 3 %, tandis que la matière organique représente entre 5 et 9 % du sédiment. Les assemblages de foraminifères sont dominés par les espèces appartenant au groupe 2 (entre 63 et 94%) correspondant à des environnements de type *tidal flats*. Les données XRF montrent une augmentation progressive des rapports Ca/Fe et Ca/Al vers le haut du dépôt indiquant une influence maritime croissante (Fig. III. 5). Ses caractéristiques granulométriques correspondent à un environnement de *mud flat*, selon la classification de Simon et al. (2021). L'âge de ce dépôt a été estimé entre 7 500 et 7 050 cal BP dans la carotte TRU-C1, et entre 6 400 et 6 300 cal BP dans la carotte TRU C2. L'ensemble de ces données suggère donc la mise en place d'un environnement de *mud flat* dans la partie centrale de la vallée entre environ 7 550 et 6 300 cal BP.

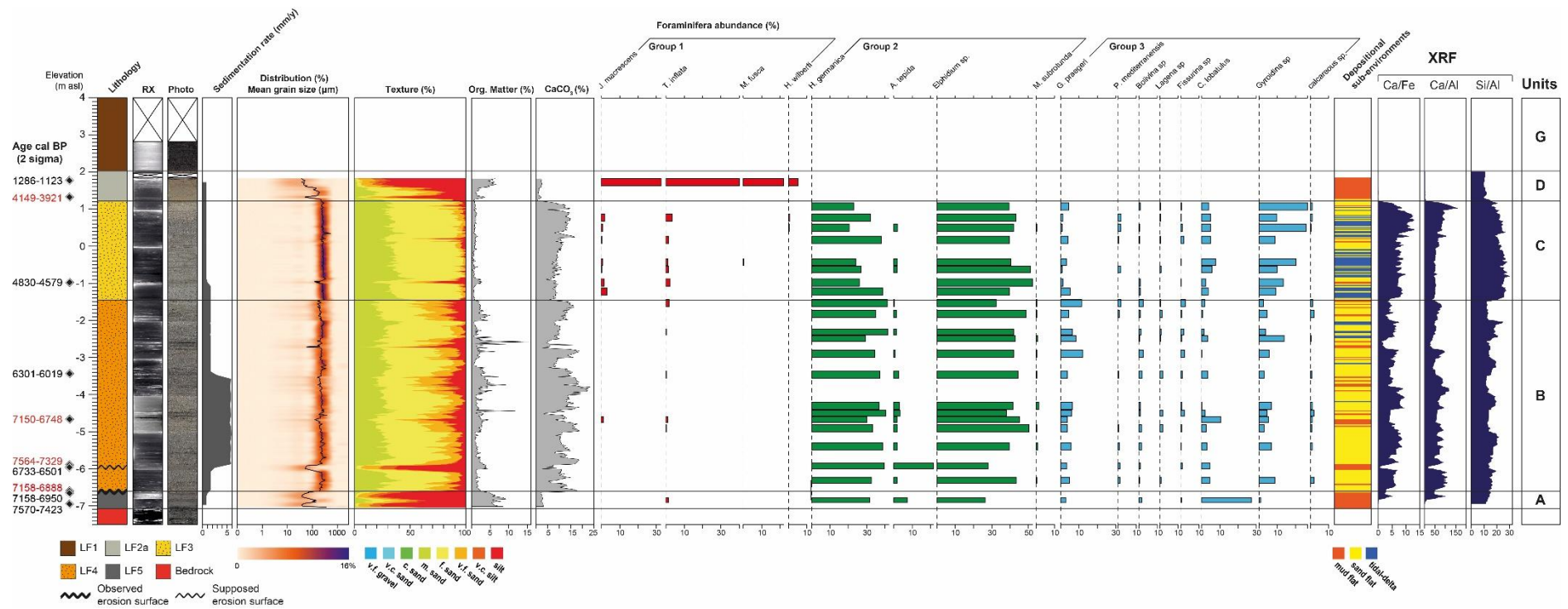


Figure III. 5 : Log stratigraphique, sédimentologie, image RX, photographie, taux de sédimentation, assemblage de foraminifères, le taux de la matière organique et des carbonates, profil XRF, identification des sous-environnements estuariens d'après (Simon et al., 2021) et les unités sédimentaires pour le carottage **TRU-C1** (pour l'identification des lithofaciés se référer au Tab. III.2)

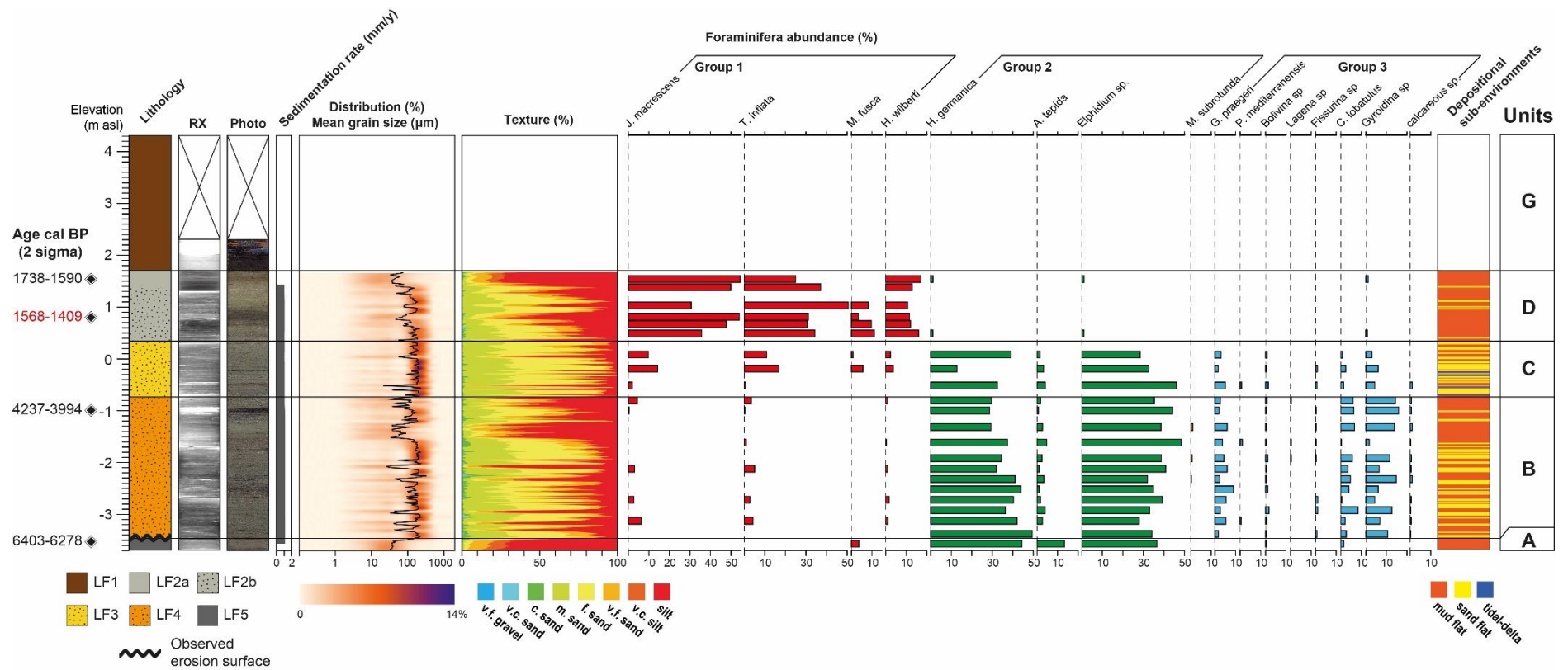


Figure III. 6 : Log stratigraphique, sédimentologie, image RX, photographie, taux de sédimentation, assemblage de foraminifères, identification des sous-environnements estuariens d'après (Simon et al., 2021) et les unités sédimentaires pour le carottage **TRU-C2** (pour l'identification des lithofaciès se référer au Tab. III.2)

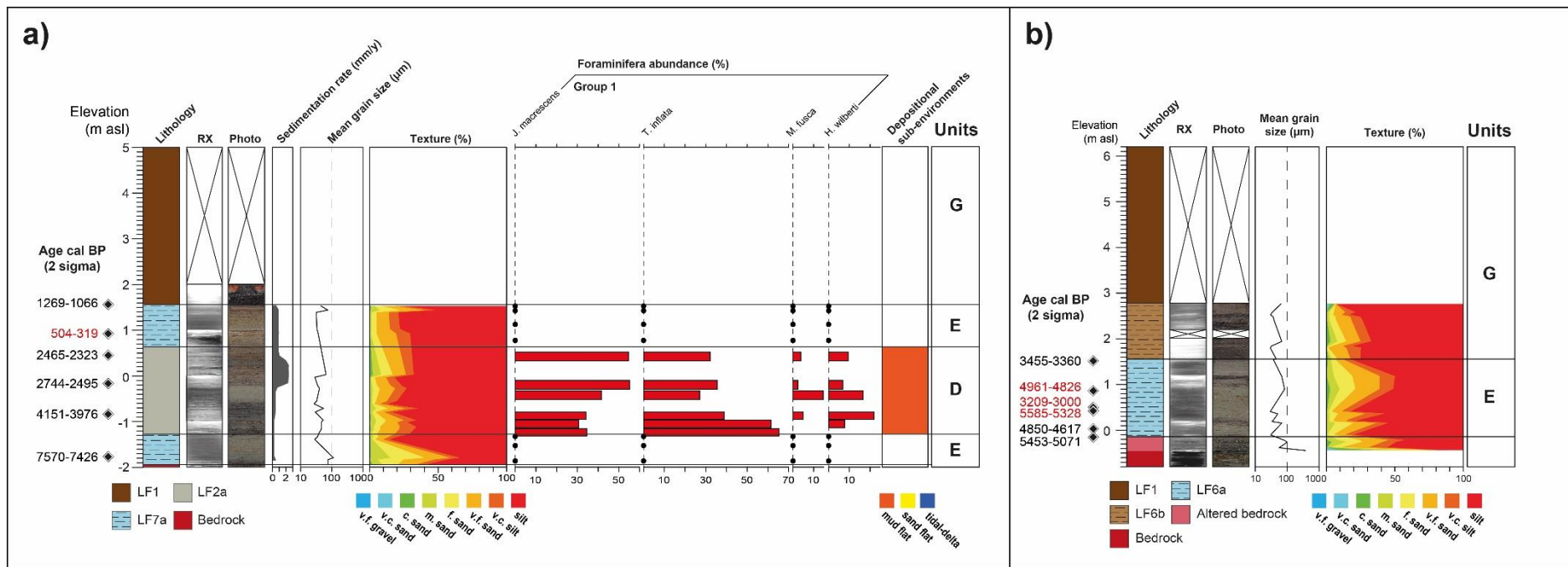


Figure III. 7 : Log stratigraphique, sédimentologie, image RX, photographie, taux de sédimentation, assemblage de foraminifères, identification des sous-environnements estuariens d’après (Simon et al., 2021) et les unités sédimentaires pour le carottage **(a) TRU-C4** et **(b) TRU-C3** (pour l’identification des lithofaciés se référer au Tab. III.2)

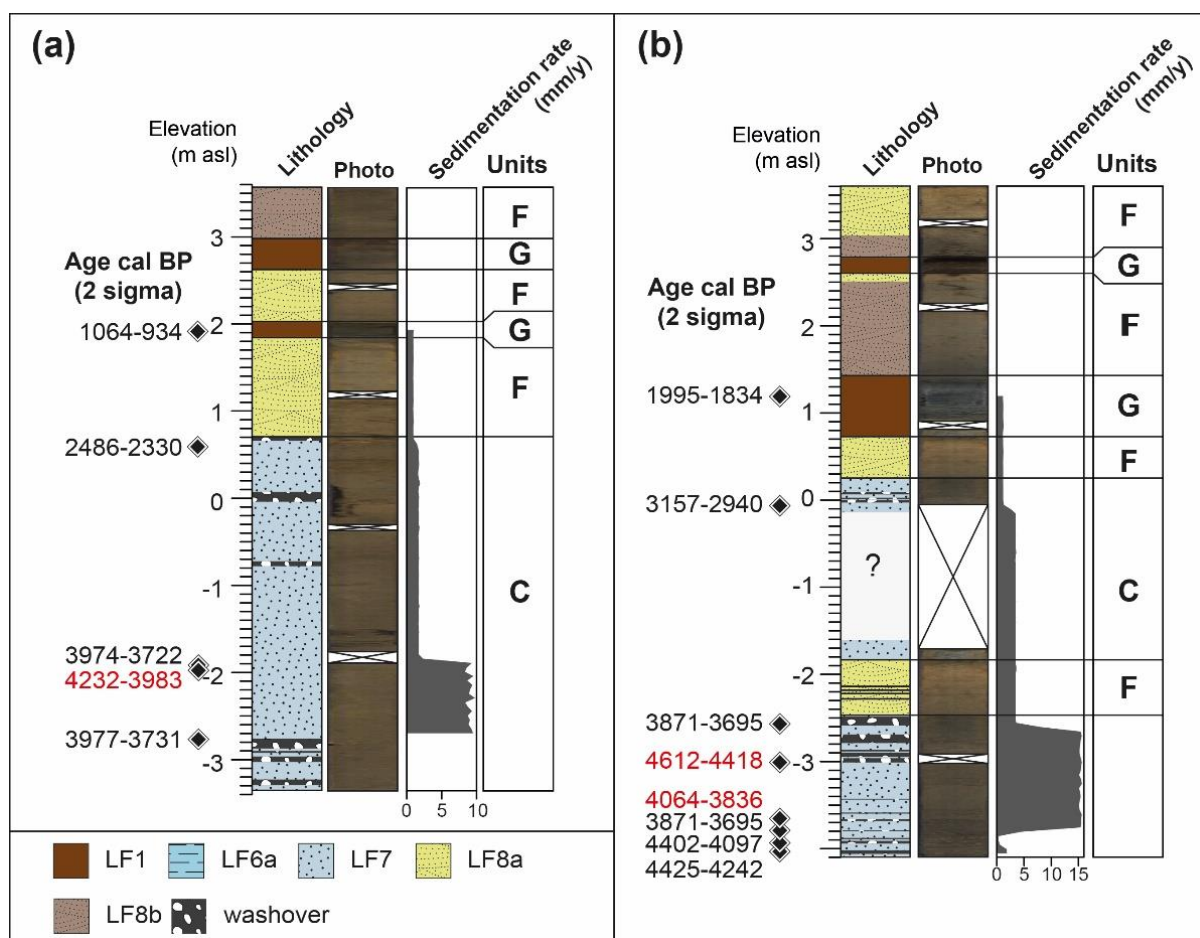


Figure III. 8 : Log stratigraphique, photographie, taux de sédimentation, et unités sédimentaires pour le carottage **(a) RT1** et **(b) RT2** (d'après Regnaud et al., 2016), pour l'identification des lithofaciés se référer au Tab. III. 2.

L'Unité B est un dépôt de sable fin très bien trié (LF4 dans Tab. III. 2) reposant directement sur l'Unité A (Fig. III. 9). Le changement de faciès est très rapide indiquant une possible surface d'érosion au contact entre les deux unités A et B (Figs. III. 5 et III. 6). L'Unité B est comprise entre -6,63 et -1,48 m NGF dans la carotte TRU-C1 et entre 3,45 et -0,75 NGF dans la carotte TRU-C2. Ce dépôt est également marqué par une alternance de couches sableuses et limoneuses caractéristique des milieux estuariens. Le taux de matière organique est très faible (située entre 0,5 et 5%) tandis que celui des carbonates augmente considérablement (entre 3 et 23%). Les assemblages de foraminifères sont largement dominés par les espèces du groupe 2 (entre 72 et 90%). Les espèces appartenant au groupe 3 représentent entre 8 et 27% des assemblages, tandis que celles du groupe 1 sont trouvées en très faible proportion. Les comptages XRF montrent des hautes valeurs des rapports Ca/Fe et Ca/Al indiquant une forte influence maritime. La variabilité du rapport Si/Al reflète l'alternance de couches sableuses et limoneuses au sein de ce dépôt. Un taux de sédimentation particulièrement élevé a été mis en évidence au niveau de la carotte TRU-C1 atteignant des vitesses allant jusqu'à 6 mm/a entre -6 et -3,4 m NGF (6 650 et 6 200 cal BP,

Fig. III. 5) ce qui suggère une surface d'érosion vers -6 m NGF. D'après la classification de Simon et al. (2021), les caractéristiques granulométriques indiquent majoritairement un environnement de *sand flat* avec des évolutions ponctuelles vers les *mud/mixed flat* dans la carotte TRU-C2 (Fig. III. 6) et vers le *tidal inlet* et les *tidal bars* dans la carotte TRU-C1 (Fig. III. 5). L'âge de ce dépôt se situe entre 7 050 et 4 900 cal BP dans TRU-C1 (Fig. III. 5) et entre 6 300 et 3 800 cal BP dans TRU-C2. Ces résultats suggèrent un environnement de *sand flat* qui occupe une large partie de la vallée.

L'**Unité C** correspond à un deuxième niveau de sable fin, très bien trié (LF3) qui a été identifié dans les carottages RT1 et RT2 (Fig. III. 8), TRU-C1 (entre -1,48 et 1,21 m NGF, Fig. III. 5) et dans TRU-C2 (0,75 et 0,36 m NGF, Fig. III. 6). Dans les carottages TRU-C1 et TRU-C2, ce dépôt est composé presque exclusivement de sables fins et présente peu de variations granulométriques. La fraction organique se situe entre 0 et 3% et les carbonates représentent entre 4 et 17% du sédiment. Les assemblages de foraminifères sont dominés par les espèces du groupe 2 qui représentent entre 62 et 80% des individus dans la carotte TRU-C1 (Fig. III. 5) et entre 49 et 83% dans la carotte TRU-C2 (Fig. III. 6). La proportion d'espèces infratidales (groupe 3) est significative dans TRU-C1 (entre 18 et 37%), mais elle est plus faible dans le carottage TRU-C2 (entre 7 et 14%) où elles sont remplacées par les espèces du groupe 1 (entre 3 et 40%). Le profil chimique XRF révèle toujours une forte influence marine (fortes valeurs du Ca/Fe et Ca/Al) ainsi qu'une sédimentation essentiellement sableuse. Ces caractéristiques texturales permettent d'attribuer ce dépôt à un environnement de *tidal-delta or foreshore* et de *sand flat* pour la carotte TRU-C1 (Fig. III. 5). Pour la carotte TRU-C2, les résultats de la classification de Simon et al. (2021) indiquent majoritairement un environnement de *sand flat*. Cette interprétation est en accord avec des données granulométriques, chimiques et les assemblages de foraminifères présentés précédemment.

Dans la partie aval du système, les carottages RT1 et RT2 (Fig. III. 8a et b) présentent un dépôt de sable fin très bien trié. La courbe granulométrique montre les mêmes caractéristiques que le dépôt rencontré dans le TRU-C1 et TRU-C2. Dans ce secteur, ce dépôt est entrecoupé par des niveaux de sable grossier avec une fraction coquillière interprétée comme des dépôts de *washover* (Regnault et al., 2016) et/ou des dépôts de divagation de chenaux de marée au sein d'un système de barrières littorales naissantes et peu émergés.

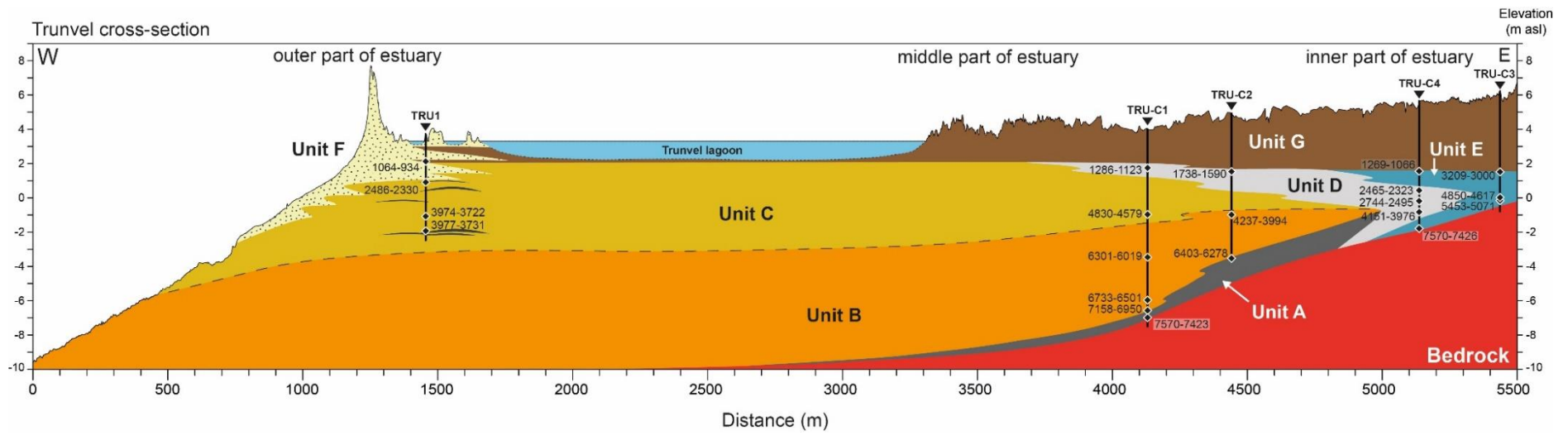


Figure III. 9 : Coupe stratigraphique détaillée représentant le remplissage sédimentaire de la vallée de Trunvel.

L'Unité D enregistrée dans le TRU-C1, TRU-C2 et TRU-C4 (Figs. III. 5, III. 6, et III. 7a respectivement) n'est pas homogène dans l'ensemble des carottages. Dans TRU-C1 et TRU-C4, le matériel sédimentaire est composé presque essentiellement de limons fins à moyens (LF2a, Figs. III. 5 et III. 7a), tandis que dans le TRU-C2 sa partie basse est constituée d'un sable très fin (LF2b, Fig. III. 5). Ce dépôt se développe sur la partie centrale de la séquence du TRU-C4 entre -1,29 et +0,65 m NGF. Dans les carottes TRU-C1 et TRU-C2, il repose sur l'Unité C et se situe entre +1,21 et +2,02 m NGF et entre +0,35 et +1,7 m NGF, respectivement. La fraction organique est comprise entre 0,5 et 7 %, tandis que la fraction de carbonates est d'environ 2,5%. Les assemblages de foraminifères sont presque exclusivement composés d'espèces appartenant au groupe 1 (97 à 100%) caractéristiques des parties hautes des marais maritimes. Les données XRF montrent une forte diminution de l'influence marine qui est reflétée par une baisse des valeurs des ratios Ca/Fe et Ca/Al (Fig. III. 5). Dans la carotte TRU-C4, la mise en place de ce dépôt est datée entre 5200 et 2150 cal BP et suggère le développement des marais maritimes dans la partie centrale de la vallée durant cette période. L'âge de cette unité est estimé à 2 700-1 700 cal BP et 1 700-1 200 cal BP dans le TRU-C2 et TRU-C1, respectivement. Ces résultats suggèrent une progradation du système estuarien avec le déplacement progressif des environnements de marais maritimes vers l'aval.

L'Unité E (enregistré dans TRU-C4 et TRU-C3, Fig. III. 7a et b) se compose d'un dépôt de limons fins entrecoupé par de petits niveaux sableux (LF6a dans Tab. III. 2). Il se met en place entre environ -0,25 et +1,55 m NGF au niveau TRU-C3 (Fig. III. 7b). Dans le TRU-C4, il constitue la base de la séquence entre -1,95 et -1,29 m NGF, puis il surmonte l'Unité D entre 0,65 et 1,55 m NGF (Fig. III. 7a et III. 9). L'absence de foraminifère ainsi que la position altitudinale indique un dépôt alluvial. Cette unité est datée entre environ 5 450 et 3 000 cal BP dans la partie la plus en amont de la vallée (TRU-C3). Au niveau de TRU-C4, sa formation est datée entre 7 550 et 5 200 cal BP pour la partie inférieure puis entre 2 150 et 1 150 cal BP pour la partie supérieure.

L'Unité F correspond à un dépôt de sable très fin, très bien trié mis en évidence dans les carottes RT1 et RT2 (Fig. III. 8a et b). La base de ce dépôt a été datée de 2 486-2 330 cal BP dans la carotte RT1 et de 3 150-2 940 cal BP dans la carotte RT2. Plusieurs dépôts tourbeux ont été retrouvés interstratifiés au sein de ce dépôt. La granulométrie ainsi que la couleur du sédiment indiquent un dépôt de sable éolien. Il suggère un fort développement de la barrière littorale dunaire à l'entrée de la vallée à partir de 2 400 cal BP.

L'Unité G est une tourbe très peu consolidée comprenant de nombreux macro-restes de phragmites. Ce dépôt est rencontré sur l'ensemble des carottages à partir de +1,8 m NGF d'altitude. L'ensemble des datations indique que sa formation est presque synchrone sur l'ensemble de la

vallée et se situe aux environs de 1 200-1 000 cal BP. Ce dépôt représente la dernière étape dans le comblement sédimentaire de la vallée associée à la fermeture complète de l'embouchure par le cordon littoral. La mise en place de l'étang en aval du système s'opère sans doute à cette période.

III.3.1.2 La vallée du Kérallé

L'architecture sédimentaire de la vallée du Kérallé a été reconstituée à partir de 4 carottes sédimentaires. Deux d'entre elles ont été réalisées dans l'axe de la vallée principale (ANE-C1 et ANE-C3 ; Figs. III. 10 et III. 11) respectivement à environ 0,5 et 1,7 km du trait de côte actuel. Les deux autres carottes (ANE-C2 et ANE-C4 ; Figs. III. 12 et III. 13) ont été prélevées dans la vallée affluente Le Kerrus. Ils se situent respectivement à environ 1,15 et 1,6 km du trait de côte actuel. Le substrat rocheux a été atteint seulement dans 3 carottages à -6,38 m NGF (ANE-C3, Fig. III. 11), -4,65 m NGF (ANE-C2, Fig. III. 12) et à +1,8 m NGF (ANE-C4, Fig. III. 13).

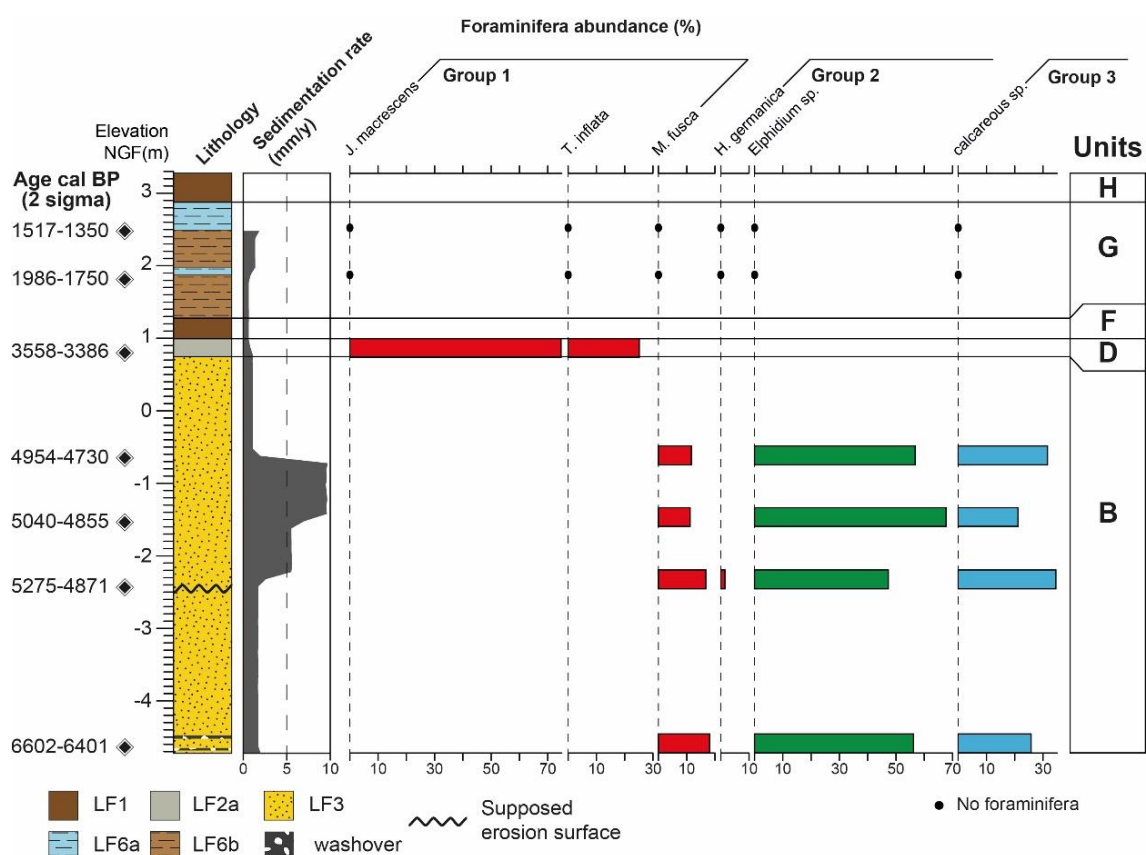


Figure III. 10 : Log stratigraphique, taux de sédimentation, assemblage de foraminifères, et les unités sédimentaires pour le carottage **ANE-C1** (pour l'identification des lithofaciès se référer au Tab. III.2)

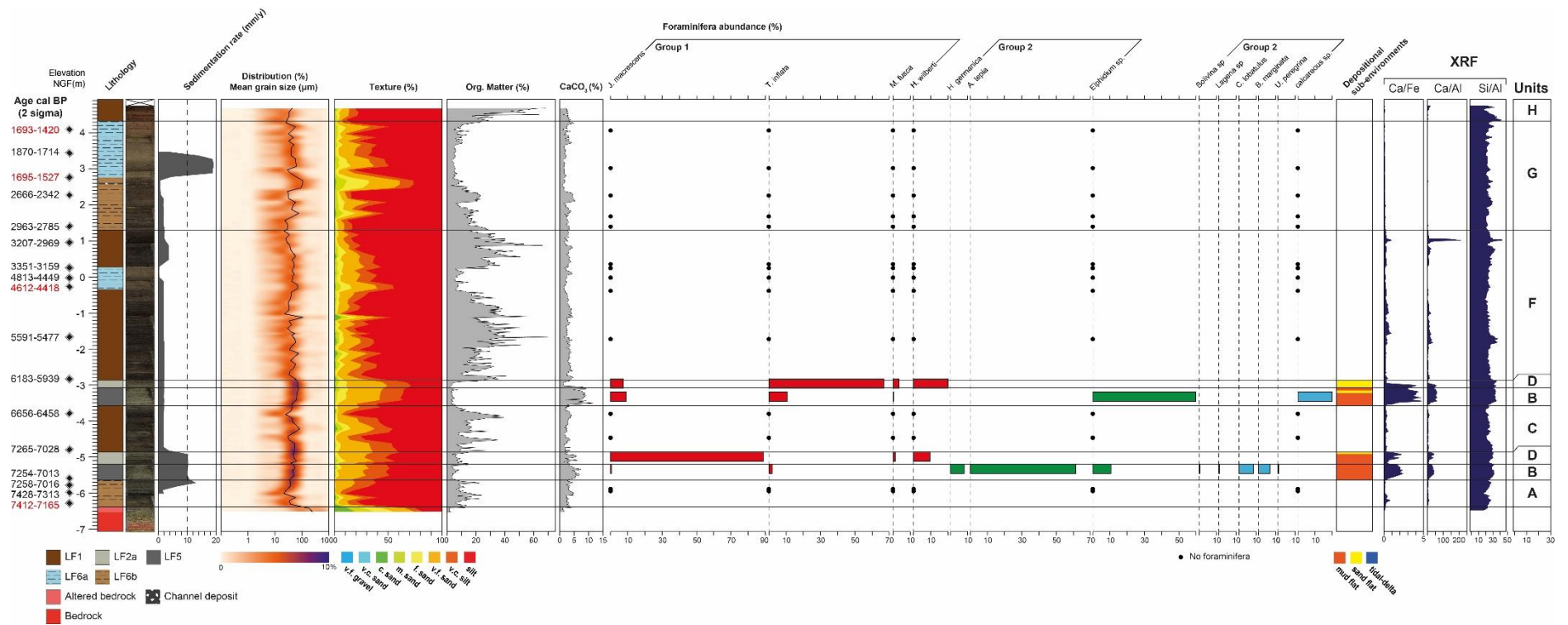


Figure III. 11: Log stratigraphique, sédimentologie, photographie, taux de sédimentation, assemblage de foraminifères, taux de la matière organique et des carbonates, profil XRF, identification des sous-environnements estuariens d'après (Simon et al., 2021) et les unités sédimentaires pour le carottage ANE-C3 (pour l'identification des lithofaciès se référer au Tab. III.2)

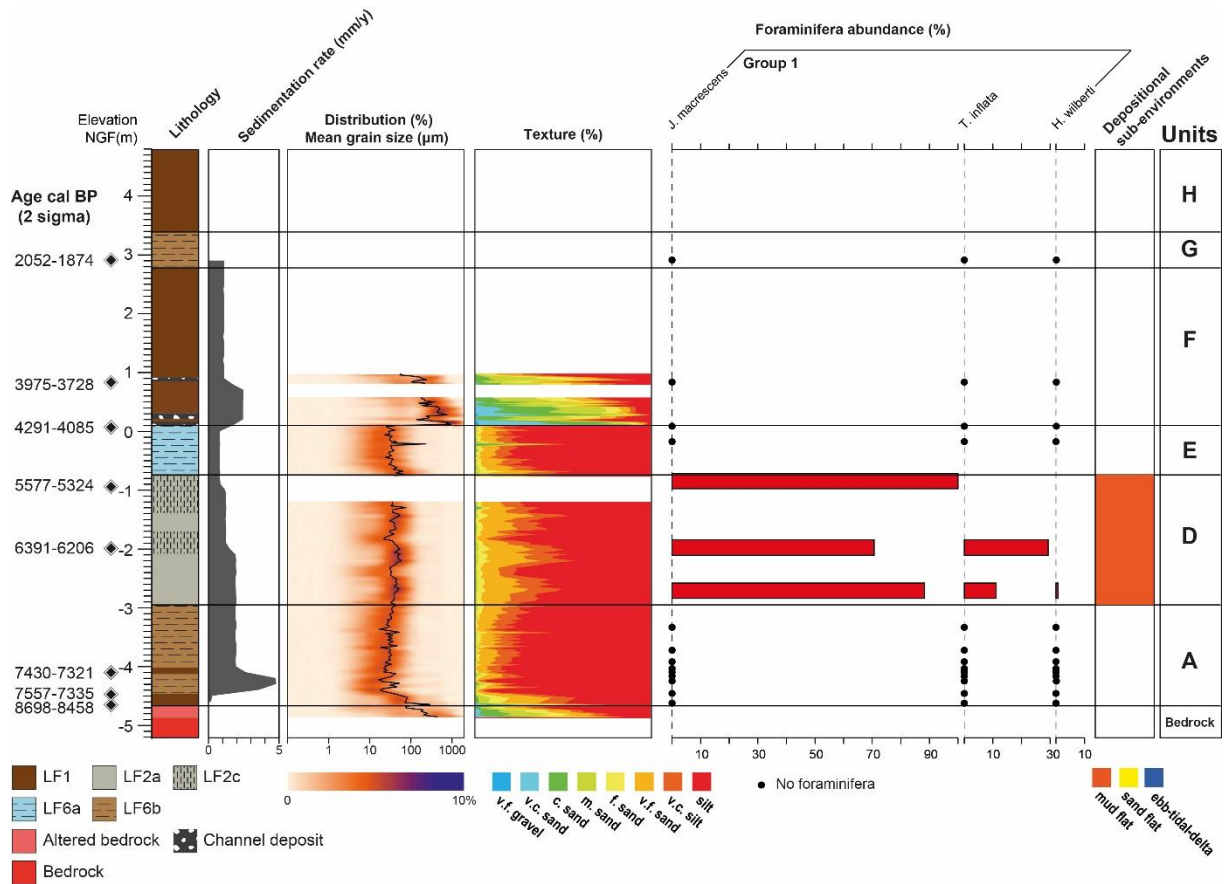


Figure III. 12 : Log stratigraphique, sédimentologie, taux de sédimentation, assemblage de foraminifères, taux de la matière organique et des carbonates, identification des sous-environnements estuariens d’après (Simon et al., 2021) et les unités sédimentaires pour le carottage **ANE-C2** (pour l’identification des lithofaciès se référer au Tab. III.2)

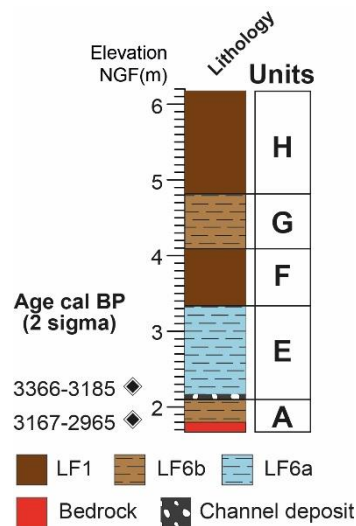


Figure III. 13 : Log stratigraphique, du carottage **ANE-C4** (pour l’identification des lithofaciès se référer au Tab. III.2)

Sur la base des observations des lithofaciès dans une coupe longitudinale, l'architecture sédimentaire de la vallée de Kérallé a été reconstituée et subdivisée en 8 unités (Unité A à G) :

L'**Unité A** (enregistré dans ANE-C3, ANE-C2 et ANE-C4 ; Figs. III. 11, III. 12 et III. 13) correspond à un limon fin organique (LF6b dans Tab. III. 2) reposant directement sur le substrat rocheux pré-holocène à une altitude comprise entre -6.38 et -5.63 m NGF dans ANE-C3 (Fig. III. 11), entre 4,65 et -2,95 m NGF dans ANE-C2 (Fig. III. 12) et entre 1,8 et 2,08 m NGF dans ANE-C4 (Fig. III. 13). La fraction organique est comprise entre 1 et 28 % et les carbonates représentent entre 1 et 6% du sédiment (ANE-C3, Fig. III. 11). L'absence de foraminifères indique un dépôt alluvial correspondant à la mise en place d'une plaine inondation faiblement drainée. Sa mise en place a été datée entre 7 400 et 7 250 cal BP dans ANE-C3 et entre 8 450 et 6 300 cal BP dans ANE-C2. Dans la carotte ANE-C4, son développement est beaucoup plus récent, daté d'environ 3 150-2 950 cal BP.

L'**Unité B** correspond à deux lithofaciès distincts (LF3 et LF5, Tab. III.2). Dans ANE-C1 (Fig. III. 10) il correspond à un dépôt de sable fin entrecoupé ponctuellement par des lits plus limoneux et organiques, alternance typique des modes de sédimentation en milieu estuarien. Les assemblages de foraminifères sont majoritairement constitués d'espèces du groupe 2 (entre 48 et 67%). Les espèces du groupe 1 et du groupe 3 représentent entre respectivement 11 et 18% et entre 21 et 35%, respectivement. Ce dépôt est interprété avec confiance comme un *sand flat*. Dans le carottage ANE-C3 (Fig. III.11), deux couches situées entre -5,64 et -5,2 NGF puis entre -3,58 et -3,08 NGF correspondent à cette unité. Ils se composent de limons sableux (LF5 dans Tab. III.2) contenant entre 3 et 11% de matière organique. Les carbonates représentent entre 2 et 12% de la fraction totale. Les assemblages de foraminifères se composent majoritairement d'espèces du groupe 2 représentant entre 60 et 80% tandis que les espèces du groupe 1 et 3 représentent respectivement 3-20% et 17-20%. Les caractéristiques texturales indiquent un environnement de *mud flat*.

Cette unité correspond à la mise en place des *tidal flats* constituée des *sand flats* dans la partie aval du système et de *mud flats* dans sa partie amont. Elle a été datée entre 6 400 et 3 500 cal BP dans la carotte ANE-C1, mais sa base n'a pas été atteinte. Dans la carotte ANE-C3, les deux niveaux ont été datés de 7 250-7 200 cal BP pour la partie inférieure et de 6 500-6 200 cal BP pour le dépôt supérieur.

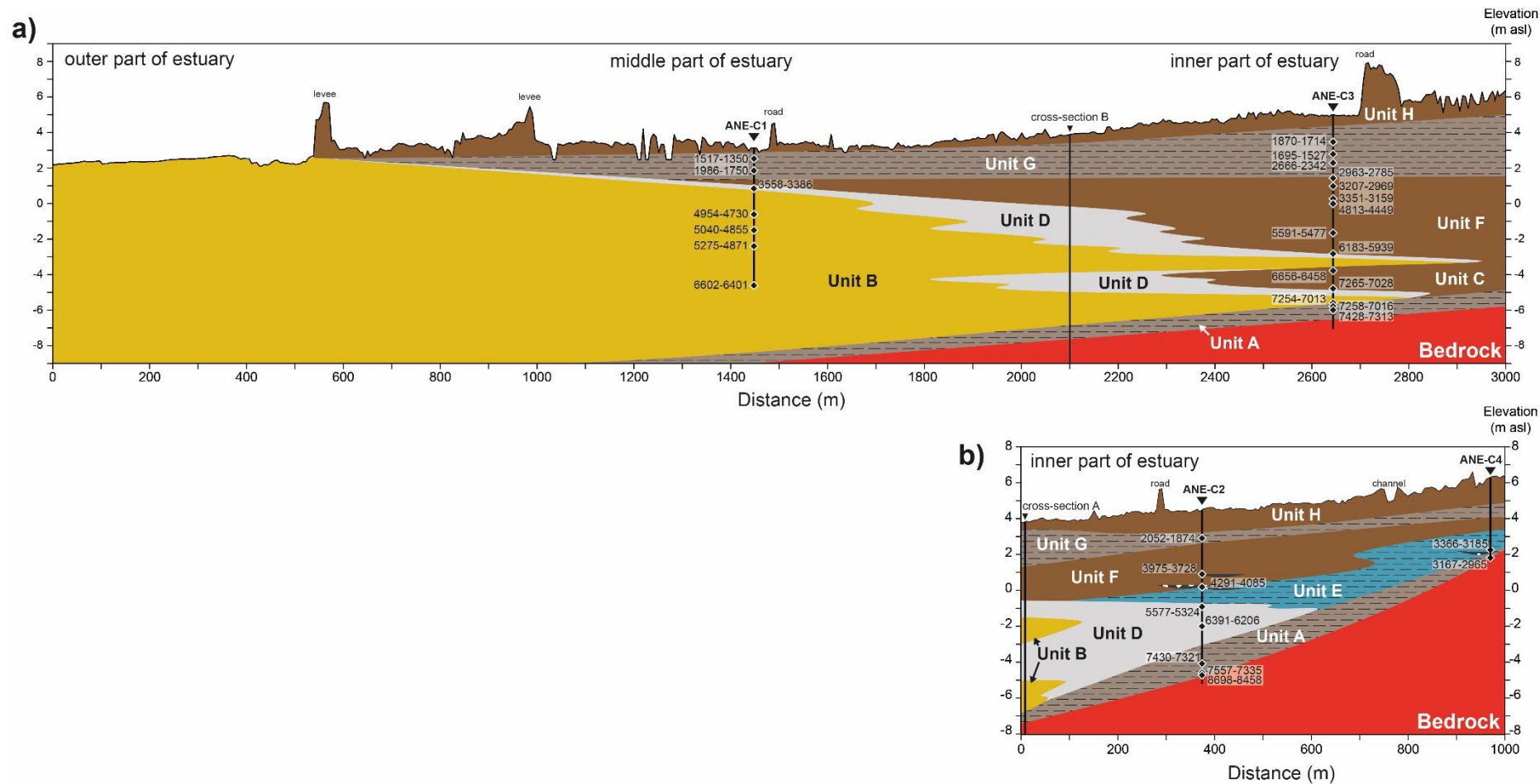


Figure III. 14 : Coupe stratigraphique détaillée représentant le remplissage sédimentaire de la vallée de Kéralle établie **(a)** dans la vallée principale de Kéralle et **(b)** dans l’affluent Le Kerrus.

L'**Unité C** correspond à un dépôt de tourbe identifié seulement dans le carottage ANE-C3 entre -4,88 et -3,59 m NGF (Fig. III. 11). La fraction minérale correspond à un limon moyen. La fraction organique représente entre 6,5 et 40% du sédiment, tandis que le taux de CaCO₃ est compris entre 1,5 et 4%. L'absence de foraminifère ainsi que les nombreux macrorestes végétaux indiquent un environnement de marais dulçaquicoles. Ces données suggèrent une progradation du système estuarien dans la partie centrale de la vallée entre 7 150 et 6 500 cal BP.

L'**Unité D** a été identifiée dans le carottage ANE-C1 (entre +0,75 et +1 m NGF, Fig. III. 10), ANE-C2 (entre -2,95 et -0,74 m NGF) et ANE-C3 (entre -5,2 et -4,88 m NGF puis entre -3,08 et -2,88 m NGF, Fig. III. 11). Cette unité correspond à un dépôt de limon moyen à grossier très bien trié (LF2a et LF2c dans Tab. III. 2). La matière organique constitue entre 3 et 12% du sédiment tandis que le taux des carbonates se situe entre 1 et 9%. Les assemblages de foraminifères sont exclusivement représentés par les espèces du groupe 1. Les caractéristiques granulométriques indiquent un environnement de *mud flat* d'après la classification de (Simon et al., 2021). Ce dépôt est interprété avec confiance comme un environnement de marais maritimes. Dans le carottage ANE-C2, sa mise en place est datée entre 6 300 et 4 500 cal BP. Dans le carottage ANE-C3, ce type d'environnement se développe durant deux périodes : entre 7 200 et 7 150 cal BP, puis entre 6 200 et 6 100 cal BP. Dans la partie aval de la vallée, au niveau ANE-C1, sa mise en place est beaucoup plus tardive et se situe autour de 3 400-3 500 cal BP.

L'**Unité E** a été reconnue seulement dans l'affluent Le Kerrus, dans les carottages ANE-C2 et ANE-C4 (Fig. III. 12 et III. 13). Il correspond à un dépôt de limons moyens à grossiers légèrement lité. L'absence de foraminifère ainsi que le faible taux de matière organique indiquent un dépôt alluvial. Il correspond à la mise en place d'une plaine alluviale relativement bien drainée. Dans la carotte ANE-C2, ce dépôt se met en place entre -0,73 et +0,1 m NGF et a été daté entre 4 500 et 3 950 cal BP. Dans la partie amont, son développement est plus tardif. Dans la carotte ANE-C4, il se situe entre +2,16 et +3,33 m NGF et sa base a été datée à environ 3 350-3 150 cal BP.

L'**Unité F** a été identifiée dans l'ensemble des carottages (Fig. III. 14). Le dépôt correspond à une tourbe très organique dont la fraction minérale est un limon sableux. La fraction organique se situe entre 5 et 66 % et celle des carbonates représente entre 1,5 et 4,5% du sédiment. L'absence de foraminifères ainsi que des nombreux macrorestes végétaux indiquent un marais dulçaquicole. Sa mise en place n'est pas synchrone dans l'ensemble de la vallée. Au niveau ANE-C3, ce dépôt se situe entre -2,88 et +1,3 m NGF et il est entrecoupé entre -0,34 et +0,28 m NGF par une couche de limon sableux interprétée comme un dépôt de colmatage d'un chenal dont la mise en place a

induit une érosion partielle des dépôts tourbeux. Au niveau du carottage ANE-C3, cette unité a été datée entre 6 100 et 2 900 cal BP. Dans la partie aval de la vallée (carotte ANE-C1), ce dépôt se situe entre +1 et +1,18 m NGF. Sa mise en place est datée ici entre 3 400 et 2 900 cal BP. Dans l'affluent Le Kerrus (carotte ANE-C2), il se met en place entre +0,10 et +2,79 m NGF. Enfin, il a été reconnu entre 3,33 et 4,09 m NGF dans le carottage ANE-C4.

L'**Unité G** repose directement sur l'unité F et a été identifiée dans l'ensemble des carottages (Fig. III.14) entre +1,18 et +2,88 m NGF dans ANE-C1 (Fig. III. 10), entre +1,3 et +4,33 m NGF dans ANE-C3 (Fig. III. 11), entre +2,79 et +3,39 m NGF dans ANE-C2 (Fig. III. 12), et entre +4,09 et +4,82 m NGF dans ANE-C4 (Fig. III. 13). Il s'agit d'un dépôt de limons fins et sables moyens très organiques (LF6a et b dans Tab. III. 2) qui présente ponctuellement un léger litage. La matière organique constitue entre 3,5 et 15% du sédiment et les carbonates entre 1 et 4%. L'absence de foraminifères et la nature du dépôt suggèrent le développement d'une plaine alluviale faiblement drainée. Sa mise en place a été datée entre environ 2 900 et 1 600 cal BP dans la carotte ANE-C3, entre 2 900 et 1 350 cal BP dans la carotte ANE-C1 et aux environs de 2 052-1 874 cal BP dans la carotte ANE-C2.

L'**Unité H** forme un dépôt de tourbe correspondant au sols actuels dont le développement débute après environ 1 300 cal BP.

III.3.2 L'étude géophysique

Les données de tomographie de résistivité électrique montrent principalement des anomalies de faibles valeurs ce qui indique que la résistivité du sous-sol des deux vallées est fortement influencée par la circulation des eaux souterraines. En contexte côtier, les nappes phréatiques sont situées à faible profondeur sous la surface du sol et les intrusions d'eau salée modifient sensiblement la conductivité des matériaux sédimentaires et rocheux (Maillet et al., 2005 ; Ghilardi et al., 2017 ; Bellmunt et al., 2022). Trois principales unités géophysiques ont été identifiées :

L'**Unité UGe1** est une unité basale présentant des valeurs de résistivité supérieures à 40-60 Ωm dans les parties aval des vallées (ERT-TRU-C1, Fig. III. 15d et ERT-ANE-C1, Fig. III. 16d) et des valeurs supérieures à 60-80 Ωm dans les parties situées plus en amont (ERT-TRU-C3, ERT-TRU-C4, ERT-TRU-C2, Figs. III. 15a, b, c ; et ERT-ANE-C4, ERT-ANE-C2, ERT-ANE-C3, Figs. III. 16a, b, c). Dans la majorité des modèles, cette unité présente un toit horizontal dans la partie centrale, situé entre environ -7 et +2 m NGF dans la vallée du Kerallé et entre environ -6 et -1 m NGF dans la vallée de Trunvel. Sur les bords des profils, cette unité remonte fortement jusqu'à atteindre la surface actuelle (par exemple, ERT-TRU-C4, ERT-TRU-C3, Figs. III. 15a, b ; ERT-ANE-C4 et ERT-ANE-C3, Figs. III. 16a, b). Dans les parties aval des deux vallées (ERT-TRU-C1 et ERT-ANE-C1, Figs. III. 15d et III. 16d) cette unité a été identifiée uniquement en périphérie des profils. Elle est interprétée avec confiance comme le socle rocheux. Dans les profils ERT-ANE-C3, ERT-ANE-C4, ERT-TRU-C4, ERT-ANE-C2 et ERT-ANE-C3 (Figs. III. 15a, b et III.16a, b, c respectivement), sa position est corrélée avec les données issues des carottages.

L'**Unité UGe2** surmonte directement l'unité UGe1 et présente des valeurs de résistivité très faibles situées entre 10 et 24-40 Ωm dans la majorité des cas (Figs. III. 15 et III. 16). Elle reflète principalement la circulation de l'eau souterraine dans les deux vallées. Le profil ERT-ANE-C1 (Fig. III. 16d) révèle des valeurs extrêmement basses pour cette unité, inférieures à 8 Ωm indiquant des intrusions d'eau salée dans les aquifères situés en amont de la vallée de Kerallée. Dans la vallée de Trunvel, cette unité géophysique correspond aux unités stratigraphiques B et C dans les carottages TRU-C1 et TRU-C2 (Figs. III. 5 et III. 6) et aux unités D et E dans les carottages TRU-C4 et TRU-C3 (Figs. III. 7a et b). Son toit se situe entre environ 0 et + 4 m NGF. Dans la vallée du Kerralé, les correspondances avec les unités stratigraphiques sont plus variables. Ainsi, elle se situe au même niveau que l'unité B dans ANE-C1 (Fig. III. 10), que les unités B, C, D et F dans ANE-C3 (Fig. III.11), et que les unités D et E dans ANE-C2 (Fig. III. 12). Elle n'a pas été reconnue dans le profil ERT-ANE-C4 (Fig. III. 16a) situé dans la partie la plus interne de la vallée.

L'Unité UGe3 a été identifiée dans les parties supérieures des profils et présente une disposition horizontale et plane (Figs. III.15 et III.16). Cependant, les profils, ERT-TRU-C3, ERT-TRU-C1 et ERT-ANE-C1 (Figs. III.15a, d et III.16d respectivement) montrent ponctuellement, dans leurs parties périphériques, une extension verticale de cette unité vers le bas. Dans le profil ERT-ANE-C4 (Fig. III.16a), elle surmonte directement l'unité basale UGe1. Ces valeurs de résistivité sont comprises entre 8 et 40 Ωm dans les secteurs proches de la mer et entre 57 et 80 Ωm dans les zones situées plus en amont. Elle correspond aux unités sédimentaires reconnues dans les parties supérieures des carottages (Unité G dans la vallée de Trunvel, Figs. III. 5, III. 6 et III. 7 ; Unités G et H dans la vallée de Kerallé, Figs. III. 10, III. 11, III. 12 et III. 13).

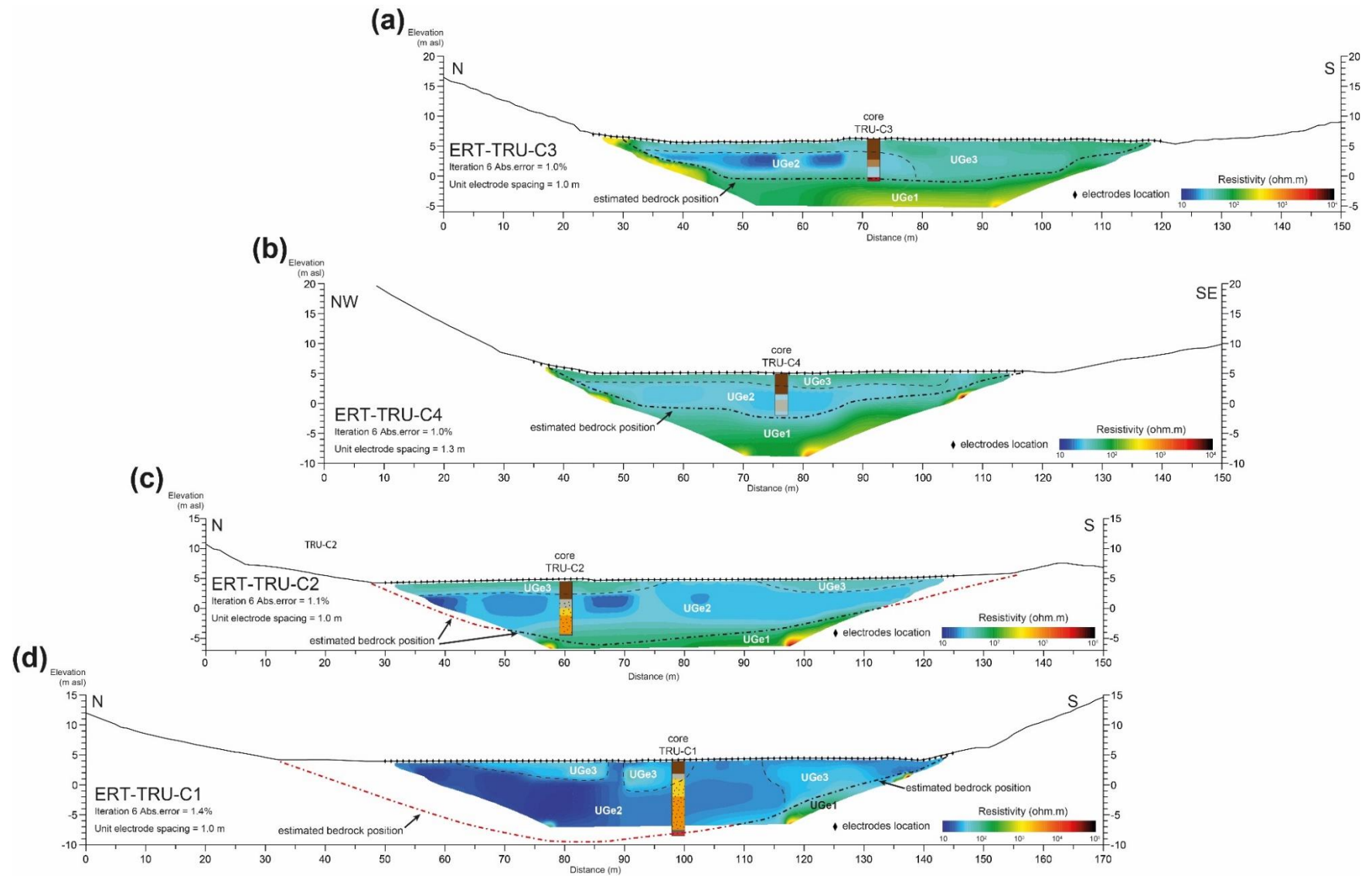


Figure III. 15 : Profils géophysiques interprétés établies dans la vallée de Trunvel. (a) ERT-TRU-C3 ; (b) ERT-TRU-C4 ; (c) ERT-TRU-C2, (d) ERT-TRU-C1 (pour la localisation se référer à la Fig. 2)

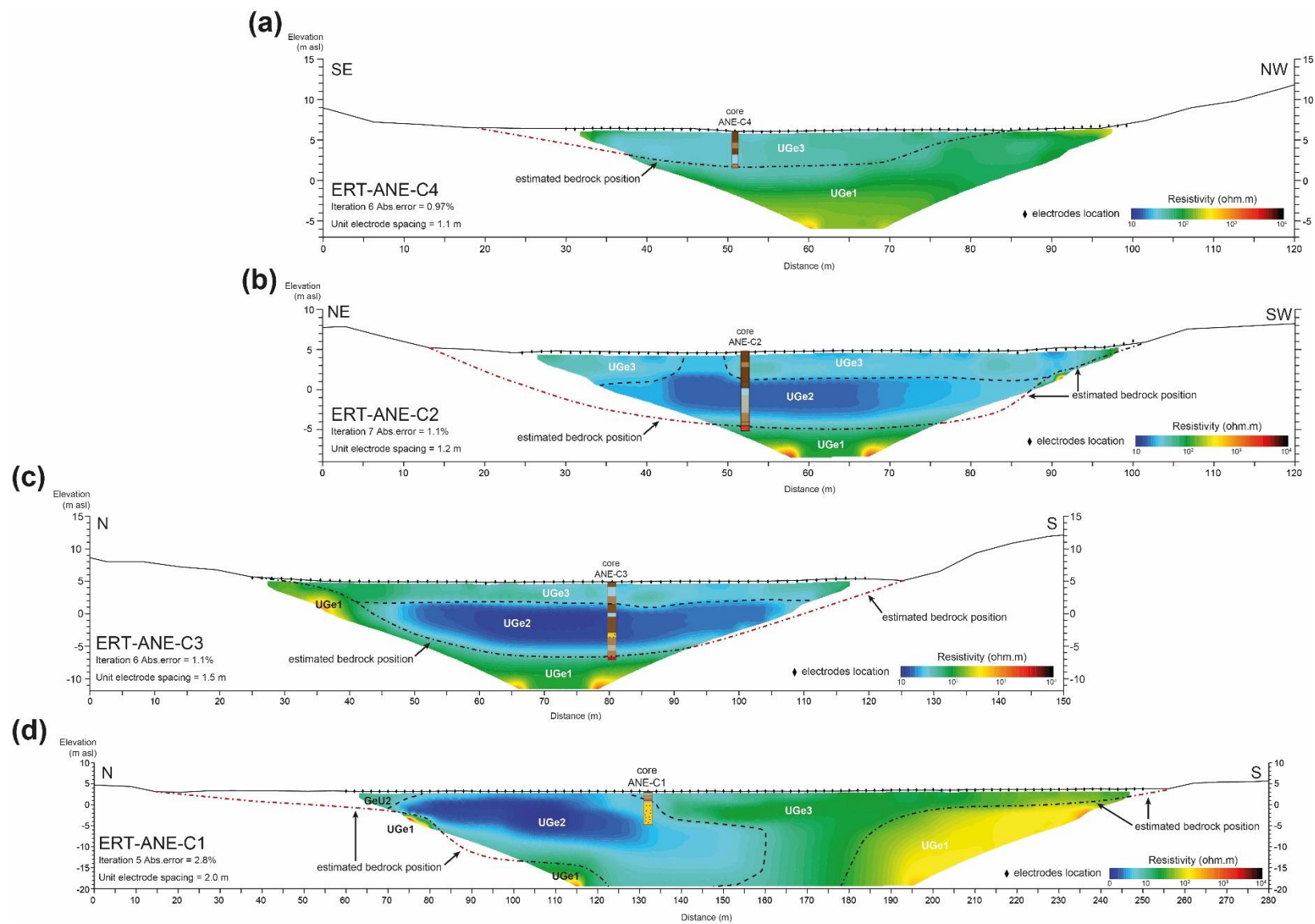


Figure III. 16: Profils géophysiques interprétés établis dans la vallée de Kérallé. **(a)** ERT-ANE-C4 ; **(b)** ERT-ANE-C2 ; **(c)** ERT-ANE-C3, **(d)** ERT-ANE-C1 (pour la localisation se référer à la Fig. 3)

III.4 Discussion

III.4.1 Changements morphosédimentaires holocènes

Les données acquises dans le cadre de cette étude ont mis en évidence deux paléovallées profondément incisées dans le socle rocheux dont l'origine est attribuable aux mouvements eustatiques du Quaternaire et aux mouvements néotectoniques (e.g. Bonnet et al., 2000; Menier et al., 2006). Le fond de la vallée de Trunvel est situé entre -7,07 m NGF (TRU-C1, Fig. III. 5) et 0,25 m NGF (TRU-C3, Fig. III. 7b). L'altitude du talweg central de la vallée de Kerallé se situe entre 6,38 et -1,8 m NGF au niveau de carottages de ANE-C3 et ANE-C4, respectivement (Figs. III. 11 et III. 13). Le socle rocheux n'a pas pu être atteint dans le carottage ANE-C1 situé dans la partie externe de la vallée. Néanmoins, l'étude géophysique indique une profondeur allant jusqu'à -20 m NGF (Fig. III. 16). À ce jour, aucune étude n'a été menée au large de ces deux vallées pour identifier et caractériser leur prolongement en mer. Cependant, leurs caractéristiques morphologiques les rapprochent des vallées fossiles sous-marines connues dans la région, comme celle de Concarneau et de Lorient (Menier, 2003 ; Menier et al., 2006).

Bien que la profondeur de l'incision soit similaire dans les vallées étudiées, leur morphologie montre de grandes différences. La vallée de Trunvel possède des versants abrupts avec un profil transversal en forme de U. De ce fait, elle est relativement étroite (environ 180 m de largeur au niveau de TRU-C1, Fig. III. 2) et présente un tracé rectiligne en forme d'entonnoir orienté perpendiculairement au trait de côte actuel. La vallée de Kerallé, en revanche, possède un profil transversal beaucoup plus évasé et, en conséquence, elle est beaucoup plus large (environ 330 m au niveau de ANE-C1, Fig. III. 3). Son tracé est plus sinueux avec plusieurs vallées tributaires et présente une orientation oblique par rapport au trait de côte actuel. Similairement à d'autres vallées incisées de la région, aucun dépôt antérieur à l'Holocène Moyen n'a été conservé. Ces derniers ont été probablement érodés et/ou transportés au cours des dernières périodes de bas niveau marin vers le rebord du plateau continental (Menier, 2003).

À partir 8 600 cal BP dans l'affluent Le Kerrus de la vallée de Kerallé, une plaine alluviale se met en place au niveau du carottage ANE-C2 (Unité A, Fig. III. 12 et III. 14). Dans la vallée principale, ce type d'environnement est enregistré un peu plus tardivement aux alentours de 7 400 cal BP (ANE-C3, Unité A, Fig. III. 10 et III. 14). Le décalage chronologique entre les deux bras de la rivière peut être expliqué par les décharges fluviales plus importantes dans la vallée principale conduisant à une érosion partielle des séquences sédimentaires alluviales. Dans la vallée de Trunvel, en revanche, ce type de dépôt n'est enregistré seulement dans sa partie interne à partir d'environ

7 500 cal BP. Le développement des plaines alluviales est dû à la réduction des pentes des rivières consécutive à la remontée du niveau marin et à l'élévation du niveau des nappes phréatiques dans les plaines littorales. Le développement de vastes zones humides occupant la plaine inondable, qui a caractérisé de nombreux fonds de vallée du Nord de la France (Antoine, 1997; Antoine et al., 2003; Lespez et al., 2010) n'est pas mis en évidence sur nos sites d'étude. La conservation des séquences fluviales en particulier dans la vallée de Kerallé indique cependant un environnement abrité dans les premières phases de la transgression marine holocène.

Le début de l'invasion marine de la vallée de Trunvel est daté vers 7 500 cal BP. À partir de cette période, des replats tidaux de type *mud flats* (Unité A dans Fig. III. 9) se mettent en place dans sa partie centrale et une plaine alluviale dans sa partie intérieure (Unité E, Fig. III. 14). Les environnements de haut schorre (marais maritimes) semblent peu développés comme le suggèrent des faibles occurrences de foraminifères appartenant au groupe 1 (TRU-C1 et TRU-C2, Figs. III. 5 et III. 6). Dans la vallée de Kerallé, la sédimentation marine débute à partir de 7 200 cal BP (Fig. III. 14) dans le bras principal et correspond à des dépôts de *mud flats* reconnus dans la carotte ANE-C3 (unité B, Figs. III. 11 et III. 13). Dans l'affluent Le Kerrus, le développement des dépôts typiques d'une plaine alluviale se poursuit durant cette période.

Ces données montrent une inondation précoce des deux vallées et une évolution différente par rapport aux baies côtières précédemment documentées en Bretagne. En effet, les études antérieures ont mis en évidence l'installation quasiment simultanée, aux alentours 7 000/6 500 cal BP, de vastes marais saumâtres à Phragmites proches de la position actuelle du littoral (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Goslin, 2014 ; Stéphan et al., 2015). Par exemple à Tariéc (Landeda, Finistère), une tourbe de base située à -3,6 m NGF a été datée à environ 6 850 cal BP (Goslin et al., 2013 ; Goslin, 2014). Dans le marais maritime de Tresseny (Guisseny, Finistère), un dépôt tourbeux se met en place à partir d'environ 6 403-6 299 cal BP à une altitude de -2 m NGF (Stéphan et al., 2015). La formation de ces environnements est attribuée aux effets conjugués de la montée des nappes phréatiques et de la stabilisation des barrières littorales (Stéphan et al., 2015) suite au ralentissement du mouvement transgressif aux alentours de 7 000 cal BP (García-Artola et al., 2018). Dans les vallées étudiées, les dépôts caractéristiques des zones intertidales de faible énergie (*mud flat*) indiquent le développement d'environnements estuariens relativement abrités, précédant de quelques siècles la formation des tourbières à phragmites sur l'actuelle plateforme d'avant-côte. Ainsi, les différences dans l'évolution des vallées étudiées avec d'autres baies côtières comme celle de Tresseny (Stéphan et al., 2015) sont principalement attribuables aux variations de la profondeur de leur incision initiale. Cela montre que la mer montante a d'abord envahi l'espace littoral via les

paléovallées profondément incisées, tandis que d'autres secteurs du plateau continental ont connu le début de l'invasion marine plus tardivement comme cela a pu être démontré précédemment pour les côtes de la Normandie dans le Nord-West de la France (Lespez et al., 2010).

III.4.2 L'évolution des environnements estuariens

L'évolution morphologique de l'estuaire formée dans la vallée de Trunvel montre deux phases principales :

(1) Dans la première phase de son développement, entre 7 500 et 4 100 cal BP, une séquence de dépôts rétrogradante traduit l'envasement progressif de la vallée par la mer (Fig. III. 9). Ainsi, à partir de 7 050 cal BP les dépôts de *mud flat* sont surmontés par des environnements de *sand flat*. Cette transition est marquée par des horizons d'érosion aux environ 7 050 cal BP dans le carottage TRU-C1 (Fig. III.5) et aux alentours de 6 300 cal BP dans le carottage TRU-C2 (Fig. III.6) témoignant de conditions hydrodynamiques élevées. Les environnements de marais maritimes semblent peu développés durant cette période, comme le suggèrent les faibles occurrences des foraminifères appartenant au groupe 1 (TRU-C1 et TRU-C2, Figs. III. 5 et III. 6). La morphologie très encaissée de la vallée n'est pas favorable au développement des pré-salés sur les marges de l'estuaire. Dans la partie interne de l'estuaire, la mise en place de marais maritimes est enregistrée seulement à partir d'environ 5 500 cal BP au niveau du carottage TRU-C4 (Fig. III. 7). A l'embouchure, les carottages RT1 et RT2 (Fig. III. 8) enregistrent des taux de sédimentation élevés, entre 10 et 15 mm/a jusqu'à environ 3 800-3 700 cal BP.

(2) À partir de 4 100 cal BP, le remplissage progressif de l'estuaire de Trunvel se traduit par une séquence de dépôts sédimentaires progradante. Le sommet de l'unité sédimentaire B (Fig. III. 9) est assimilé à la surface d'inondation maximale (*maximum flooding surface*) de la vallée. Les environnements de *sand flats* (unité C, Fig. III. 9) occupent la partie centrale de la vallée, et sont progressivement remplacés par les dépôts de marais maritimes (unité D, Fig. III. 9) vers 2 800 cal BP et vers 1 700 cal BP dans les carottes TRU-C2 et TRU-C1 (Figs. III. 5 et III. 6), respectivement. Dans la partie intérieure de la vallée, l'analyse des carottes sédimentaires suggère aussi une plus large extension des marais maritimes à partir de 4 900 cal BP environ. Ces changements sont soulignés par l'augmentation des foraminifères du groupe 1 dans les carottages TRU-C1 et TRU-C2 (Figs. III. 5 et III. 6). Dans le carottage TRU-C4, les dépôts de marais maritimes sont recouverts par des alluvions à partir de 2 150 cal BP. Le dépôt de sable jaune bien trié observé dans les carottages RT2 (Unité F, Fig. III. 8b) suggère également la formation d'un premier cordon dunaire dans la partie nord de l'embouchure entre environ 3 700 et 3 550 cal BP (Regnauld et al., 2016). La

formation d'une barrière littorale durant cette période est également suggérée par les caractéristiques granulométriques des sédiments à l'intérieur de l'estuaire. Selon la classification de Simon et al. (2021), les sédiments de l'unité C dans le carottage TRU-C1 (Fig. III. 5) correspondent à un environnement de delta de marée, un environnement spécifiquement associé aux systèmes de barrières littorales (FitzGerald et al., 2012).

La vallée de Kérrallé, quant à elle, présente une histoire plus complexe qui s'organise en quatre phases de développement :

(1) Après son ennoisement initial vers 7 200 cal BP, la vallée principale enregistre au niveau du carottage ANE-C3 (Fig. III. 10) la mise en place d'environnements de *mud flats* correspondant à une première séquence transgressive. Les taux de sédimentation sont élevés et avoisinent 10 mm/a reflétant un fort potentiel d'accommodation de la vallée durant cette période.

(2) À partir de 7 100 cal BP environ, la vallée de Kérrallé enregistre une séquence de dépôts sédimentaires progradante. Les *mud flats* évoluent progressivement vers les environnements de marais maritimes, puis vers les marais dulçaquicoles à partir de 7 000 cal BP (TRU-C3, Figs. III. 11, et III. 14).

(3) Aux alentours de 6 400 cal BP, une seconde phase d'intrusion marine est enregistrée dans la vallée principale de Kérrallé. Le carottage ANE-C3 montre une séquence de dépôts de *mud flats*, puis de marais maritimes sur une courte période de temps (ANE-C3, Fig. III. 11). L'affluent Le Kerrus enregistre également une plus grande influence marine durant cette période avec le dépôt de sédiments caractéristiques des marais maritimes vers 6 300 cal BP (ANE-C2, Figs. III. 11 et III. 14). La partie aval de la vallée est occupée par des environnements estuariens de type *sand flat* mis en évidence au niveau du carottage ANE-C1 (Unité B dans Figs. III. 10 et III. 14).

(4) Après 6 100 cal BP environ, la séquence sédimentaire est de nouveau progradante. Au niveau du carottage ANE-C3, les environnements de marais maritimes évoluent vers des marais dulçaquicoles (Fig. III. 11). Dans l'affluent Le Kerrus, le développement des environnements de marais maritimes se poursuit jusqu'à environ 5 400 cal BP, période durant laquelle ces dépôts sont progressivement surmontés par des alluvions (ANE-C2, Fig. III. 12 et III. 14). Entre 6 100 et 3 500 cal BP, la partie avale de l'estuaire est toujours occupée par des *sands flats* (ANE-C1, Fig. III. 10 et III. 14). Vers 3 500 cal BP environ, ces environnements évoluent en marais maritimes, puis en marais dulçaquicoles à partir de 3 400 cal BP.

III.4.3 La fermeture des estuaires

Aux alentours 1100 cal BP, l'ensemble des carottages réalisés dans la vallée de Trunvel enregistre de manière quasiment simultanée le développement de tourbes à Phragmites (Fig. III.9). Ce changement est attribué à la fermeture de l'embouchure de l'estuaire par un cordon littoral et correspondent au stade ultime de l'évolution morphologique d'un estuaire dominé par les vagues (e.g. Dalrymple et al., 1992; Dalrymple et Choi, 2007).

Dans la vallée de Kerallé, l'influence marine n'est plus enregistrée à partir 3 400 cal BP, période durant laquelle l'ensemble de la vallée est occupé par les marais dulçaquicoles (Unité F, Fig. III. 14). À partir de 2 900 cal BP, les dépôts de tourbe qui composent l'unité F (Fig. III. 14) comportent une fraction limoneuse significative interprétée comme des alluvions. Cette fraction fine indique le développement d'une plaine d'inondation mal drainée et une augmentation des apports sédimentaires en provenance du bassin versant. Cette période correspond au début de l'âge du Fer (2 750-2 000 cal BP) marqué par une augmentation significative de la densité des occupations humaines dans l'ouest de la France (Giot et al., 1979 ; Menez et Lorho, 2013). Dans le nord-ouest de la Bretagne, l'emprise anthropique sur le territoire est très sensible à partir environ 2 600 cal BP et de nombreuses occupations datant du second âge du Fer (2 400-2 000 cal BP) ont été documentés dans le bassin versant de Kerallé (e.g. Giot, 1952 ; Milon et Giot, 1953 ; Daire et al., 1996 ; Villard-Le Tiec, 2011). L'alluvionnement de la basse vallée du Kerallé peut refléter le développement des activités agricoles conduisant à une ouverture du paysage végétal et à l'érosion consécutive des sols, comme le suggèrent les travaux palynologiques en cours réalisés sur la carotte ANE-C3 (O. David, communication personnelle 2022).

À partir de 1 300 cal BP environ, la fraction limoneuse diminue fortement au sein des dépôts tourbeux qui composent l'Unité G (Fig. III. 14), traduisant un arrêt de l'alluvionnement. Cette unité correspond aux sols actuels de la basse vallée de Kerallé développés dans un environnement marécageux dominé par une sédimentation strictement organique. La diminution des apports fluviaux semble causée par la construction d'un barrage en amont. Cet ouvrage est représenté sur plusieurs cartes anciennes datant du 18^e et 19^e siècle. À proximité, une chapelle construite au Moyen-Âge porte le nom de Pont-Christ qui indique la construction d'un pont médiéval ayant bloqué le transfert des alluvions dans la basse vallée du Kerallé.

III.4.4 Les facteurs contrôlant le remplissage sédimentaire

Les résultats obtenus dans cette étude montrent que trois facteurs principaux ont contrôlé les premières phases du remplissage sédimentaire des vallées de Trunvel et de Kerallé: (1) la morphologie de l'avant-côte (2) la morphologie et le degré d'ouverture des vallées aux influences marines et (3) les apports sédimentaires.

(1) La morphologie de l'avant-côte a contrôlé en grande partie la quantité de sédiments piégée au sein des vallées dans les premiers moments de leur ennoïement. La vallée de Kerallé débouche sur une large plateforme d'abrasion marine parsemée d'écueils rocheux. Vers 7 100 cal BP, le niveau de la mer se situait $-7,09 \pm 0,9$ m sous le niveau actuel (García-Artola et al., 2018) et une grande partie de cette plateforme rocheuse était occupée par des marais saumâtres, comme l'atteste les nombreux dépôts de tourbe à phragmites dans ce secteur (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Goslin, 2014 ; Stéphan et al., 2015). La vallée de Kerallé constituait alors le principal, sinon le seul accident topographique dans les environs. Cette configuration a probablement favorisé son comblement rapide par les sédiments lors des premiers moments de son ennoïement. Le talweg a ainsi piégé une partie du stock sédimentaire disponible dans ce secteur, comme l'attestent les taux de sédimentation élevés relevés durant cette période (10 mm/a au niveau du carottage ANE-C3) (Fig. III. 11). Après 7 100 cal BP, les taux de sédimentation ont fortement diminué pour atteindre 1,8 mm/a environ, équivalant aux vitesses d'élévation du niveau marin ($+1,8 \pm 0,7$ mm/a pour la période 7 000-6 000 cal BP, García-Artola et al., 2018). Au droit de la vallée de Trunvel, l'avant côte présentait une morphologie moins propice au piégeage de sédiments. En effet, la baie d'Audierne est parcourue par des multiples vallées profondément incisées qui ont chacune joué un rôle dans le piégeage des sédiments disponible à la côte. En outre, la baie d'Audierne n'est précédée d'aucune plateforme rocheuse et une partie du matériel présent sur la côte s'est déposée dans les petits-fonds, et non pas dans les fonds estuariens.

(2) Les deux vallées étudiées présentent également des morphologies contrastées et un degré d'exposition variable aux agents océaniques qui semblent avoir joué un rôle dans les premières phases du remplissage sédimentaire. La vallée de Kerallé présente une position abritée par rapport aux directions dominantes des vagues. Son tracé plus sinueux et son inscription au sein d'une large plateforme d'avant-côte ont sans doute favorisé la préservation des séquences les plus anciennes et ont limité le remaniement des sédiments par les vagues et les courants de marée. La vallée de Trunvel, en revanche, fait directement face aux houles océaniques d'ouest. Cette exposition a pu induire un remaniement important des sédiments par les vagues et/ou marées, expliquant pourquoi la séquence progradante a débuté plus tardivement dans ce secteur (vers 4 100 cal BP, contre 7 100

cal BP sur Kerallé). Le rôle de l'exposition dans la préservation des séquences sédimentaires a également été souligné par Allard et al. (2010) au sein de la baie de Marennes-Oléron. Dans ce secteur, la vallée principale est largement ouverte sur le large et les dépôts sédimentaires datant de son premier stade de remplissage ont été remaniés sous l'action des vagues et de la marée (Allard et al., 2010). Les bras secondaires de la vallée, en revanche, étaient plus abrités des influences marines et ont conservé les séquences les plus anciennes.

La forme de la vallée apparaît également comme un facteur de contrôle important dans la mise en place des différents types d'estuaires dès leur premières phases d'ennoiement (e.g. Dalrymple et al., 2012; Tessier, 2012). Ainsi, les vallées en forme d'entonnoir, comme celle de Trunvel, et plus généralement les vallées présentant un rapport longueur/largeur élevé, favorisent le comportement hypersynchrone de l'onde de marée et donc l'apparition d'estuaires dominés par les marées (Tessier, 2012). Cet élément explique donc aussi pourquoi l'estuaire de Trunvel a évolué assez tardivement vers un estuaire dominé par les vagues. La formation d'une barrière littorale à partir de 4 100/3 700 cal BP à l'embouchure de l'estuaire n'a été rendu possible que par la diminution progressive du prisme de marée liée à son colmatage progressif par les sédiments. Des évolutions semblables ont été documentées dans la vallée de la Vilaine au sud-ouest de la Bretagne (Traini et al., 2013), dans le bassin d'Arcachon (Allard et al., 2009) et dans les estuaires du nord et du sud-ouest de l'Espagne (Pendón et al., 1998 ; Dabrio et al., 2000 ; Cartelle et al., 2022).

(3) L'évolution morphologique des estuaires dépend en grande partie de l'approvisionnement en sédiments (Tessier, 2012). Le long des côtes de la Bretagne, les volumes sédimentaires sont limités et proviennent principalement de stocks hérités remaniés durant la transgression marine. Malgré la très petite taille de son fleuve, la vallée de Kerallé présente un bassin-versant trois fois plus étendu que celui de Trunvel (voir section 2). Ainsi, les apports fluviaux ont été certainement plus importants dans cette zone. Parallèlement, il a été suggéré que l'installation rapide d'un cortège du haut niveau marin dans la baie du Mont-Saint-Michel a été favorisée par les apports sédimentaires marins d'origine biodétritique (Tessier et al., 2010a ; Tessier, 2012). Cette source sédimentaire est significative dans la vallée de Kerallé où les lithofaciés associés aux environnements de *mud flats* et de marais maritimes présentent les taux de carbonates plus élevés (2-12% et 1-9% respectivement) que ceux mesurés dans la vallée de Trunvel (2-3% et 1-3% respectivement) (Tab. III. 2).

Les évolutions ultérieures de deux vallées ont ensuite été principalement contrôlées par l'évolution des espaces d'accommodation liée à leur remplissage progressif et la dynamique morphogène des événements hydrodynamiques.

III.4.5 L'impacts des évènements tempétueux sur les estuaires

Au cours des dix dernières années, des efforts considérables ont été déployés pour identifier les périodes durant l'Holocène au cours desquelles les évènements tempétueux ont été plus importants et/ou plus fréquents. Ainsi plusieurs périodes de renforcement des conditions hydrodynamiques ont été reconnues dans les enregistrements sédimentaires de la rade de Brest (Ehrhold et al., 2021), de la Baie de Quiberon (Baltzer et al., 2014) et dans les environnements d'arrière barrière de l'île d'Yeu (Pouzet et al., 2018). Van Vliet-Lanoë et al. (2014) ont également proposé une synthèse des périodes tempétueuses à partir des enregistrements sédimentaires côtiers et des archives historiques recueillies sur l'ensemble des côtes de la Bretagne. Sorrel et al. (2012) ont établi une chronologie commune pour les côtes du sud de la Manche. Plus récemment, Pouzet et al. (2018) ont établi une synthèse de ces périodes à l'échelle européenne en se basant sur une comparaison de la documentation issue des archives sédimentaires côtières. Sur les côtes atlantiques européennes, le renforcement du régime de tempêtes est généralement bien corrélé avec les phases de dégradation climatique identifiées à l'échelle mondiale et à l'échelle du bassin Nord-Atlantique (Bond et al., 2001; Mayewski et al., 2004; Penaud et al., 2020). En Bretagne, ces périodes se caractérisent par une diminution des températures annuelles et une augmentation des précipitations (Bond et al., 2001 ; Arnaud-Fassetta et al., 2010; Penaud et al., 2020). Elles ont été associées avec les phases de mobilité des dunes côtières enregistrées sur les côtes bretonnes (Van Vliet-Lanoë et al., 2016, Gorczynska et al., 2022 soumis).

Du fait de leur caractère particulièrement morphogène, les évènements tempétueux présentent des signatures caractéristiques au sein des enregistrements sédimentaires. Dans les séquences sédimentaires marines, les périodes de tempêtes sont repérées d'après les faciès à gros grains qui suggèrent un hydrodynamisme plus important près des côtes (Sorrel et al., 2009; Baltzer et al., 2014). Dans les séquences sédimentaires littorales, des contacts d'érosion et/ou des hiatus sédimentaires sont les indices les plus probants d'un renforcement des conditions hydrodynamiques conduisant à la rupture des barrières littorales (Goslin et al., 2013, 2015 ; Fernane et al., 2014 ; Stéphane et al., 2015 ; Ehrhold et al., 2021). L'augmentation des taux de sédimentation après une période de renforcement des conditions hydrodynamiques a été mise en évidence dans la vallée de Tresseny (Kerlouan, Finistère) aux alentours de 2900-2700 cal BP (Stéphane et al., 2015) et a été attribuée à la création des nouveaux espaces d'accommodation suite à l'érosion importante des dépôts sous-jacents.

Les séquences sédimentaires des deux vallées étudiées ont enregistré plusieurs évènements tempétueux. Cependant, la réponse de ces systèmes au renforcement des conditions

hydrodynamiques est variable dans l'espace et semble dépendante de l'étape de l'évolution des estuaires. Ainsi, cinq périodes de renforcement des conditions hydrodynamiques a été mis en évidence dans le cadre de cette étude :

(1) Le premier évènement est enregistré dans la partie centrale de la vallée de Trunvel entre 7 150 et 6 950 cal BP (Fig. III. 17a). La transition entre les unités sédimentaires A et B dans le carottage TRU-C1 (Fig. III. 5) correspond à une surface d'érosion qui semble indiquer des conditions hydrodynamiques renforcées. Cette période coïncide avec l'évènement de tempête identifié être 7 000 et 6 970 cal BP sur île d'Yeu par Pouzet et al. (2018) (Fig. III. 17d).

(2) La deuxième phase est enregistrée dans les séquences sédimentaires des deux vallées étudiées. Dans la vallée de Trunvel, elle est datée entre 6 650 et 6 200 cal BP. Dans la partie centrale de la vallée, au niveau du carottage TRU-C1, le taux de sédimentation augmente brutalement entre 6 650 et 6 200 cal BP environ, atteignant des vitesses allant jusqu'à 6mm/an (Figs. III. 5 et III. 17a2). Nous suggérons que ce phénomène est lié à l'érosion des dépôts sableux durant cette période qui a entraîné la création d'un nouvel espace d'accommodation dans la partie aval de la vallée. Dans le carottage TRU-C2 (Fig.III. 6), la transition entre les unités sédimentaires A et B aux alentours de 6 300 cal BP se caractérise également par une surface d'érosion qui indique le renforcement des conditions hydrodynamiques durant cette période.

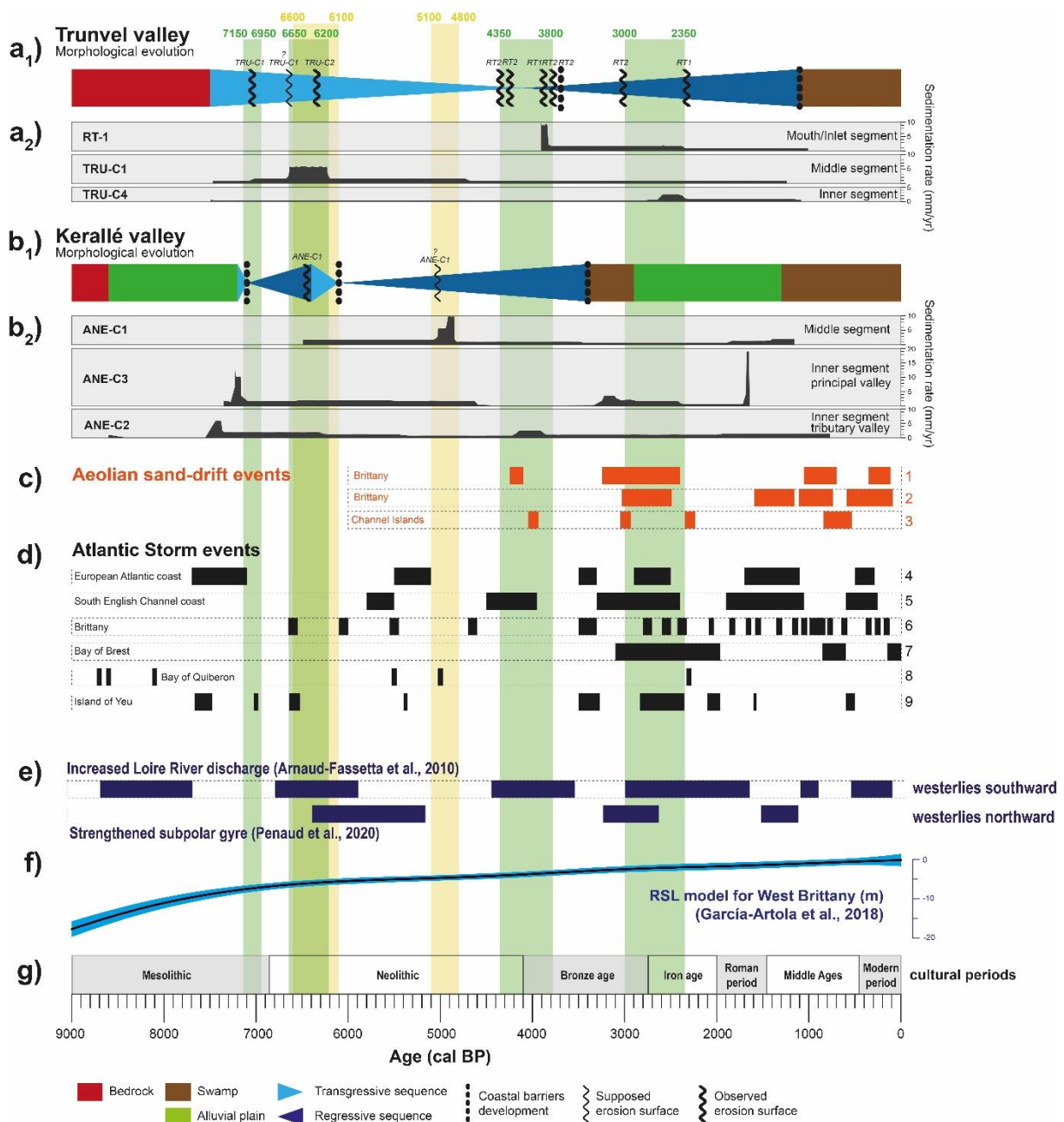


Figure III. 17 : Évolution morphologique des deux vallées étudiées et enregistrements climatiques de l'Atlantique Nord. Les bandes vertes représentent périodes de tempêtes enregistrées dans la vallée de Trunvel, les bandes jaunes celles enregistrées dans la vallée de Kerallé. **(a₁)** L'évolution morphologique de la vallée de Trunvel et **(a₂)** les taux de sédimentation enregistrés dans les carottages RT-1, TRU-C1 et TRU-C4 ; **(b₁)** Évolution morphologique de la vallée de Kerallé et **(b₂)** les taux de sédimentation enregistrés dans les carottages ANE-C1, ANE-C3 et ANE-C2 ; **(c)** Les périodes de mobilité des dunes sur les côtes de la Bretagne et dans les îles Anglo-Normandes : 1. Littoral de la Bretagne (Gorczyńska et al. 2022) 2. Littoral de la Bretagne (Van Vliet-Lanoë et al., 2016) 3. L'île d'Herm, îles Anglo-Normandes (Bailiff et al., 2014) ; **(d)** Les périodes de tempêtes sur les côtes européennes atlantiques : 4. Les côtes atlantiques européennes (Pouzet et al., 2018) 5. Les côtes sud de la Manche (Sorrel et al., 2012) 6. Le littoral de la Bretagne (Van Vliet-Lanoë et al., 2014) 7. La rade de Brest (Ehrhold et al., 2021) 8. La baie de Quiberon (Baltzer et al., 2014) 9. L'île d'Yeu (Pouzet et al., 2018) ; **(e)** Augmentation de l'activité fluviale de la Loire moyenne (Arnaud-Fassetta et al., 2010) et renforcement du Gyre subpolaire dans le Golfe de Gascogne, dans l'océan Atlantique Nord-Est (Penaud et al., 2020); **(f)** Elévation du niveau marin relatif pour la Bretagne occidentale (García-Artola et al., 2018) ; **(g)** périodes chrono-culturelles identifiées en Bretagne.

Dans la vallée de Kerallé, cette phase tempétueuse est datée entre 6 600 et 6 100 cal BP. Elle est marquée par le retour de l'influence marine dans l'estuaire (séquence rétrogradante). Ce phénomène peut être attribuable à la création de nouveaux espaces d'accommodation suite à la conjonction de deux facteurs : la compaction des dépôts sous-jacents et l'augmentation de la fréquence des événements de tempêtes. Le phénomène de compaction joue un rôle important dans l'évolution des systèmes de marais maritimes durant l'Holocène (e.g. Allen, 2000, 2003). En Bretagne, ce phénomène a été suggéré pour expliquer l'alternance des périodes transgressives et régressives dans les séquences de marais maritimes après 6 000 cal BP (Goslin, 2014). Ce type de processus touche particulièrement les dépôts sédimentaires à forte composante organique (Allen, 2000) et peut être invoqué pour les dépôts tourbeux à la base du carottage ANE-C3 (Fig. III.11). La séquence rétrogradante peut également être causée par l'érosion des marais maritimes par les vagues, les transformant en *mud flats*. Sur la façade orientale des États-Unis, Leonardi et al. (2016) ont montré que l'érosion des marais maritimes par les vagues est plus forte sous des conditions de tempêtes d'intensité moyenne mais de forte fréquence, que durant les événements extrêmes de faible fréquence. Sur cette base, nous suggérons qu'autour de 6 300 cal BP, le retour à des conditions transgressives dans la vallée de Kérallé est en partie dû à l'augmentation de la fréquence de tempêtes intervenue sur le littoral de la Bretagne. Les données recueillies au niveau du carottage ANE-C1 (Fig. III. 10) semblent confirmer cette hypothèse. En effet, à la base de la séquence stratigraphique étudiée, deux dépôts de sable grossier interstratifiés dans des sables fins caractéristiques de *sand flats* sont datées vers 6 600-6 400 cal BP (Fig. III. 10).

La période comprise entre 6 600 et 6 100 n'apparaît pas dans les synthèses européennes portant sur les périodes de tempêtes durant l'Holocène (Sorrel et al., 2010 ; Pouzet et al., 2018 ; Fig. III. 17d). Pourtant, Pouzet et al. (2018) ont reconnu un événement de tempêtes entre 6 650 et 6 510 cal BP dans les séquences sédimentaires d'île d'Yeu. Van Vliet-Lanoë et al. (2014) ont également identifié deux épisodes tempétueux sur les côtes de la Bretagne dans cet intervalle de temps : le premier entre 6 650 et 6 550 cal BP et le second entre 6 100 et 6 000 cal BP (Fig. III. 17d). Enfin, cette période coïncide avec le renforcement des décharges fluviales enregistré dans la moyenne vallée de la Loire entre 6 800 et 5 900 cal BP (Arnaud-Fassetta et al., 2010, Fig. III. 17e) et le renforcement du Gyre Subpolaire sur les côtes sud de la Bretagne entre 6 400 et 5 100 cal BP (Penaud et al., 2020, Fig. III. 17e). Dans notre étude, le fait que les deux vallées enregistrent les perturbations simultanément suggère une détérioration climatique importante, rarement mise en évidence jusqu'à présent dans les séquences sédimentaires de Bretagne.

(3) La troisième période a été enregistrée entre 5 100 et 4 800 cal BP dans la vallée de Kerallé. La séquence du carottage ANE-C1 (Fig. III. 10) enregistre des taux de sédimentation anormalement élevés atteignant 10 mm/a. Ainsi, nous suggérons que ce phénomène est lié à une forte érosion des dépôts sableux aux alentours de 5 100 cal BP qui a entraîné la création d'un nouvel espace d'accommodation dans ce secteur. Une étude menée dans la Baie de Quiberon (Sud de la Bretagne) a également mis en évidence un renforcement des tempêtes vers 5 000 cal BP (Baltzer et al., 2014, Fig. III. 17d).

(4) La quatrième période a été mise en évidence uniquement dans la vallée de Trunvel entre 4 350 et 3 800 cal BP. Plusieurs dépôts de washover ont été identifiés par (Regnauld et al., 2016) (Fig. III.8) au niveau de l'embouchure, dans les carottages RT1 et RT2. Les datations par le radiocarbone donnent des âges médians de 4 350, 4 250, 3 900, 3 850 et 3 800 cal BP. Cette période coïncide avec la phase de renforcement de régimes de tempêtes mise en évidence sur la côte sud de la Manche entre 4 500 et 3 950 cal BP (Sorrel et al., 2010, Fig. III.17d) et de l'augmentation des décharges fluviales enregistrée dans la moyenne vallée de la Loire entre 4 450 et 3 550 cal BP (Arnaud-Fassetta et al., 2010, Fig. III. 17e). Dans la vallée de Kerallé, un renforcement des précipitations durant cette période pourrait expliquer une augmentation des taux de sédimentation enregistrés entre 4 200 et 3 800 cal BP au niveau de carottage ANE-C2 (Fig. III. 12 et III. 17b2). Une phase de mobilité de massifs dunaires côtiers intervient également entre 4 250 et 4 100 cal BP sur les côtes de la Bretagne (Gorczyńska et al. 2022 soumis) et vers 4 000 cal BP dans les îles anglo-normandes (Bailiff et al., 2014, Fig. III. 17c). La construction de la première barrière sableuse à l'embouchure de la vallée de Trunvel, après cette phase tempétueuse a été documentée dans le carottage RT2 (Fig. III. 8).

(5) La cinquième phase a été enregistrée uniquement dans la vallée de Trunvel entre 3 000 et 2 300 cal BP. Elle se traduit par des dépôts de washover identifiés dans les carottages RT1 et RT2 (Fig. III. 8). Nos données suggèrent une érosion partielle du cordon littoral et l'ouverture de plusieurs brèches conduisant à plus large ouverture de l'estuaire aux influences marines. Dans la partie centrale, au niveau du carottage TRU-C1, de plus fortes occurrences de foraminifères infralittoraux (groupe 3) ont été enregistrées entre 3 200 et 1 700 cal BP (Fig. III.5). Ces assemblages reflètent le développement d'un delta du flot et des transferts sédimentaires depuis la plage vers l'intérieur de l'estuaire. Cette interprétation s'appuie sur les travaux menés par Schröder-Adams et al. (2014) dans l'estuaire de Port Stephens (Sud-Est de l'Australie) où les auteurs ont montré que les assemblages de foraminifères du delta du flot sont presque uniquement composés d'espèces benthiques infralittorales (Schröder-Adams et al., 2014). L'absence des tests vivants sur

le delta de flot suggère également que les foraminifères sont déplacés depuis la plage vers l'intérieur de l'estuaire sous l'effet des courants de marée et des vagues. Plus en amont (carottage TRU-C2), les marais maritimes enregistrent une sédimentation essentiellement sableuse et des taux d'accrétion élevés atteignant 2,3 mm/a entre 2 700-2 350 cal BP. Cela reflète des transferts sédimentaires plus importants dirigés vers l'intérieur de l'estuaire et due à l'action des vagues dans un environnement plus ouvert aux influences marines. Cette période coïncide avec une détérioration climatique majeure enregistrée à l'échelle de l'Europe du Nord-Ouest (Bond et al., 2001; Olsen et al., 2012; Penaud et al., 2020). Elle se caractérise sur les côtes de la Bretagne par l'augmentation de la force et/ou de fréquence de tempêtes enregistrée dans de très nombreux systèmes sédimentaires (Sorrel et al., 2012 ; Baltzer et al., 2014 ; Van Vliet-Lanoë et al., 2014 ; Pouzet et al., 2018 ; Ehrhold et al., 2021)(Fig. III.17d), le renforcement des décharges fluviales et le développement des larges massifs dunaires transgressifs (Van Vliet-Lanoë et al., 2016, Gorczynska et al. 2022 soumis, Fig. III. 17c)

Conclusions

Cette étude a permis d'analyser précisément le remplissage sédimentaire holocène de deux petites vallées côtières : la vallée de Trunvel (Tréogat, Finistère) et la vallée de Kérralé (Plouesat, Finistère). Ces deux vallées ont été ennoyées par la mer aux alentours 7 500/7 200 cal BP, quelques siècles seulement avant le ralentissement significatif de la transgression marine qui intervient sur les côtes de la Bretagne vers 7 000 cal BP (García-Artola et al., 2018). Au cours des 7000 dernières années, ces deux vallées ont manifesté l'intégralité des stades de développement morphologique jusqu'à leur colmatage intégral par les sédiments. En dépit de quelques similitudes (morphologie, conditions hydrodynamiques), ces deux vallées montrent également des différences notables dans la nature et la chronologie des changements morphosédimentaires au cours de l'Holocène moyen et final.

Dans son premier stade de remplissage, entre 7 500-4 100 cal BP, la vallée de Trunvel présente une séquence de dépôts rétrogradante et correspond vraisemblablement à un estuaire dominé par la marée, tel que défini par Dalrymple et al. (1992). Sa partie centrale est occupée par de larges *sands flats*, tandis que les marais maritimes semblent peu développés sur les marges ou dans la partie interne. Aux alentours de 4 100 cal BP, consécutivement à son remplissage progressif l'estuaire rentre dans une phase de progradation. Les environnements de marais maritimes se développent dans sa partie amont et suite à la diminution du prisme de marée une première barrière littorale se forme à son embouchure traduisant ainsi une évolution vers l'estuaire de type dominée par les vagues. Vers 1 100 cal BP consécutivement au remplissage progressif de l'estuaire et la diminution du prisme de la marée, la barrière littorale à l'embouchure s'étend latéralement et ferme cet environnement à toute influence marine. Un vaste marais d'eau douce et un étang rétrolittoral se forment durant cette période. Cet environnement prédomine dans la vallée de Trunvel jusqu'à la période actuelle.

Dans la vallée de Kérralé, la séquence de dépôt progradante s'établit très rapidement à partir de 7 100 cal BP et suggère la formation d'une barrière littorale à son embouchure dès cette période. Dans la partie amont, des dépôts de marais maritimes sont surmontés par des tourbes à *Phragmites* dès 7 000 cal BP. Entre 6 400 et 6 100 cal BP, sous l'effet de la hausse du niveau marin, de la compaction des dépôts tourbeux sous-jacents et de l'augmentation d'évènements de tempêtes, l'estuaire enregistre le retour des conditions transgressives avec le rétablissement des environnements de *sand flat*, puis de marais maritimes dans sa partie amont. Après 6 100 cal BP,

une seconde séquence de dépôt progradante se met en place. Aux alentours de 3500 cal BP, suite à son colmatage progressif la vallée de Kerallé n'enregistre plus de l'influence marine.

Cette étude a révélé que similairement aux grands systèmes estuariens du littoral atlantique français, les petites vallées côtières présentent une grande variabilité dans leur remplissage sédimentaire holocène. La mise en place des environnements estuariens au sein des vallées côtières est principalement régie par l'augmentation du niveau de la mer et la morphologie du soubassement rocheux. Leurs évolutions dans les premières phases de développement semble contrôlé par trois facteurs : la morphologie de l'avant-côte, la morphologie et l'exposition des vallées et les apports sédimentaires. Tandis que leurs évolutions ultérieures seront principalement régies par les changements des conditions hydrodynamiques sur le littoral.

À partir des enregistrements sédimentaires des deux vallées, cinq périodes de renforcement des conditions hydrodynamiques sur le littoral de la Bretagne ont été identifiées : 7 150-6 950, 6 650-6 100, 5 100-4 800, 4 350-3 800 et 3 000-2 350 cal BP. Ces données sont cohérentes avec les études précédentes portant sur les phases tempétueuses sur les côtes de la Bretagne. Parallèlement, en fonction de leur stade de développement une grande variabilité de réponses de systèmes estuariens à l'augmentation de la force et/ou de la fréquence des tempêtes a été remarquée.

CHAPITRE IV:

**An interdisciplinary approach to Recent/Final
Neolithic coastal gallery graves in Brittany, France.**

**The 3D-structure, origin of rock material, and
paleoenvironmental setting of the Kernic and Lerret
monuments.**

Dans les chapitres précédents (chapitre II et III), nous avons tâché de combler le manque de connaissances concernant l'évolution holocène des dunes et des vallées estuariennes de Bretagne. Ainsi, l'évolution des dunes côtières a été appréhendée à l'échelle régionale en exploitant la connaissance archéologique déjà disponible dans la littérature scientifique. Le remplissage sédimentaire des vallées estuariennes, quant à lui, a été étudié à une échelle locale, à travers l'étude de deux vallées côtières situées dans la partie occidentale du Finistère (vallées de Trunvel et de Kerallé). Ce travail a permis d'acquérir des éléments de connaissance originaux que nous avons souhaité remobiliser dans le cadre de reconstitutions paléogéographiques destinées à mieux comprendre les modes d'occupations des environnements littoraux par les populations anciennes. Nos efforts se sont concentrés sur un secteur d'étude situé dans le nord du Finistère, en nous focalisant sur une période chrono-culturelle particulière correspondant au Néolithique récent/final.

Cette étude a porté plus spécifiquement sur l'analyse de deux allées couvertes, celle du Lerret (commune de Guisseny) et celle du Kernic (commune de Plouescat) situées dans des contextes géographiques assez similaires. En effet, les deux monuments se situent sur l'estran, au bord d'anciens estuaires colmatés qui correspondent aujourd'hui à de petites baies côtières (baie de Tressény et la baie de Kernic respectivement). Ces vestiges sont donc submergés quotidiennement par la mer. Cette situation a entraîné, au fil du temps, une forte dégradation des monuments par les vagues, accentuée par le prélèvement de certains blocs mégalithiques dans le passé. L'allée couverte de Kernic a fait l'objet d'une fouille de sauvetage menée par Y. Lecerf dans les années 1983-1985. Compte tenu de l'état de dégradation actuelle de ces deux monuments, la découverte de nouveaux éléments de connaissance sur ces sites archéologiques était très peu probable. Néanmoins, l'un des objectifs de cette recherche a été de vérifier si une approche renouvelée et pluridisciplinaire d'étude des monuments mégalithiques pouvait nous conduire à proposer de nouvelles interprétations pour ces sites submergés.

Pour ce faire, les connaissances précédemment acquises dans le cadre de cette thèse ont été remobilisées afin de replacer ces deux monuments dans un cadre paléogéographique. Dans un second temps, les stratégies d'approvisionnement en matériaux rocheux pour la construction des monuments ont été appréhendées à travers l'étude morphologique et petro-structurale des blocs constituant les deux allées couvertes et la recherche des sites potentiels d'extraction. Enfin, leur inscription dans le paysage culturel de l'époque a été explorée à travers l'analyse de répartition et d'intervisibilité de toutes les allées couvertes documentées dans ce secteur.

Comme les deux chapitres précédents, ce chapitre est présenté sous la forme d'un article scientifique, rédigé dans la langue anglaise. Il a été soumis dans la revue *Geoarchaeology*. Cet article

a été coécrit en collaboration avec plusieurs chercheurs dont les noms, les affiliations ainsi que les contributions respectives dans ce travail sont détaillés ci-dessous :

Aneta Gorczynska (*Université de Bretagne Occidentale, CNRS, Ifremer, Laboratoire Geo-Ocean, UMR 6538, F-29280 Plouzané, France*) : Conceptualization, Methodology, Writing- Original draft preparation, Data curation, Visualization, Investigation.

Bernard Le Gall (*CNRS, Ifremer, Université de Bretagne Occidentale, Laboratoire Geo-Ocean, UMR 6538, F-29280 Plouzané, France*) : Conceptualization, Methodology, Writing- Reviewing and Editing, Investigation, Supervision.

Pierre Stéphan (*CNRS, Laboratoire LETG-UMR6554 CNRS, Université de Bretagne Occidentale*) : Conceptualization, Methodology, Writing- Reviewing and Editing, Supervision.

Yvan Paillet (*INRAP, Chaire ARMERIE, UBO-INRAP, Laboratoire LETG - UMR6554 CNRS, Université de Bretagne Occidentale*) : Conceptualization, Methodology, Writing- Reviewing and Editing, Supervision.

Abstract

This article presents an interdisciplinary study carried out on two Recent/Final Neolithic gallery graves (Kernic and Lerret) located on the northwestern coast of Brittany (western France). These monuments show striking similarities in terms of architectural style and geographical position. This paper aims to provide a better understanding of the construction strategy of these monuments by : (i) determining the origin of the megalithic blocks from petro-structural analyses, (ii) reconstructing the coastal environments from the analysis of sediment cores, and (iii) defining the place of these monuments in the territories from intervisibility analysis. The study reveals important differences between the two monuments. The Lerret gallery grave was erected in direct proximity to a unique source of rock material on the margins of a marshland zone. In contrast, the Kernic monument shows a deliberate diversification of stone extraction sites and was established on the edge of an estuary. An intervisibility analysis shows a dense network of visual interconnections between the megalithic tombs in the study area, in which the two monuments occupy very different sites. The social dimensions of stone selection and the geographical location of Recent/Final Neolithic funerary monuments are also discussed in an enlarged regional context.

Introduction

Megalithic monuments are one of the most emblematic manifestations of European Neolithic populations. The age, number, and importance of these constructions in western France make this region a key-area for investigating European megalithism (e.g. Patton 1993 ; Paulsson, 2019). The emergence and development of monumental architecture in Brittany as early as the Middle Neolithic (ca. 4700 cal. BC) has been the focus of many recent studies (e.g. Cassen, 2009; Cassen et al., 2000 ; Tinévez et al., 2012 ; Large, 2014 ; Cousseau, 2016; Cousseau et al., 2020). However, thus far much less attention has been paid to analyses of Recent and Final Neolithic (3800 - 2150 cal. BC) monumental architecture (Laporte et al., 2011).

The study of the origin of the rocks used to build the megalithic monuments in Brittany is quite new. The identification of stone material was carried out on the Barnenez cairn, Plouezoc'h, Finistère (Giot et al., 1995) and on the great stelae of the Golfe du Morbihan (Querré et al., 2006; Bonniol and Cassen, 2009; Cassen et al., 2016), revealing displacements over several kilometers. Micromorphological analyses of megalithic slabs (Sellier, 1995, 2013; Mens, 2008) have shown how the natural outcrops were exploited. The use of different types of rock is also discussed in a technological and symbolic interpretation of megalithic monuments (Mens et al., 2021). However, despite the qualitative contribution of all these studies, few publications provide detailed geological data about the areas surrounding the megalithic remains. The location of the exploited rock outcrops is most often based on the 1:50 000 geological maps produced by the BRGM (*Bureau de Recherches Géologiques et Minières*), while the potential sources of extraction are rarely researched (Chauris, 2009, 2021). We propose here a new investigation of the Lerret and Kernic gallery graves, based on the methodology recently applied by Caroff et al. (2016) and Le Gall and Caroff (2018) to Iron Age stelae in South Brittany. This approach involves the comparative petro-structural study of the material of both monuments, and the rock outcrops exposed in their surroundings. The micromorphology of each individual megalithic slab is also examined following the approaches developed by Sellier (1995, 2013) and Mens (2008). In the case of the Kernic gallery grave, our morphological approach was completed by the construction of 3D models.

The majority of the megalithic sites in Brittany are located in coastal areas (Giot et al., 1998). Some are currently submerged or overlaid by sand dunes (Giot and Morzadec, 1992; Giot, 1998; Cassen et al., 2010; 2019), highlighting significant coastal paleogeographic changes since the Neolithic in response to the relative sea-level rise. However, studies of megalithic monuments also integrating reconstructions of paleo-coastal environments are relatively new, such as those

concerning the Molène archipelago (Finistère) (Pailler et al., 2011; Stéphan et al., 2019) and Quiberon Bay (Morbihan) (Cassen et al., 2012; Baltzer et al., 2015). Palaeoenvironmental reconstructions provide supplementary evidence for understanding the reasoning used by Neolithic people for their site selection and their organisation of coastal territories. The Lerret and Kernic gallery graves studied in this paper are located on the foreshore, submerged daily by tides. During the Neolithic period, these two monuments must have occupied a very different position, and in order to examine their similarities and differences in terms of rock supply strategies and choice of location, it is essential to provide information on their respective palaeoenvironments. For this objective, four core samples were collected and analysed from Kernic Bay. The palaeoenvironmental reconstructions of the Lerret monument are only constrained by the results of previous research (Zeist, 1963; Giot et al., 1965; Hallégouët et al., 1971; Goslin et al., 2015; Stéphan et al., 2015).

Our study also includes visibility analyses that are increasingly applied to European megalithic monuments (e.g. Wheatley, 1995; Gillings, 2009; Ortiz, 2016; Caruana and Stroud, 2020). This type of investigation helps to identify the spatial and structural relationships between the monuments and their natural and cultural environments (e.g. Caruana and Stroud, 2020). Visibility analyses were never carried out on the megalithic sites in our study area. The few studies performed in Brittany (Roughley and Shell, 2004; López-Romero, 2008a; 2008b) highlighted the role of intervisibility in the organisation of Neolithic landscapes (López-Romero, 2008b).

IV.1 General setting

IV.1.1 Archaeological setting

The earlier gallery graves identified in Brittany were erected during the second half of the 4th millennium, i.e. during the Recent and Late Neolithic. They are the result of a regional evolution of monumental constructions characterized by the progressive enlargement of the burial chamber to the detriment of the access structures and the surrounding barrow (L'Helgouach, 1965; Boujot and Cassen, 1992). They are representative of the collective burial sites that appear during the Recent Neolithic in North-West Europe (Salanova et al., 2017).

In Brittany, the architecture of gallery graves is quite uniform (L'Helgouach, 1965). The monuments consist of a strongly elongated rectangular central burial chamber, usually delimited by megalithic slabs. Located on the main axis of the monument, the entrance is generally marked by a system limiting access and sometimes preceded by a short vestibule. Some gallery graves have an additional chamber next to the burial chamber called a cella. Although rarely preserved, the barrows are mainly composed of loose sediment with a central mass of small blocks. They are frequently delimited by large, vertically positioned slabs, called peristaliths.

Around 140 gallery graves have been documented in Brittany (L'Helgouach, 1965). In contrast to the passage graves, characteristic of the Middle Neolithic and constructed between ca. 4300-3800 cal BC mainly along the coast (Cassen et al., 2009), the gallery graves are located both in coastal regions and inland.

While gallery graves are the prevailing type of funerary architecture during the Recent and Final Neolithic in Brittany, they are not the only manifestation of burial practices during this period (L'Helgouach, 1965; Joussaume and Laporte, 2006). Monuments with similar architectural characteristics (V-shaped passage graves, lateral entrance graves, and angled graves) were also constructed during this period (eg. L'Helgouach, 1965 ; Patton 1993). The older megalithic tombs are frequently re-used and/or re-arranged by Recent and Final Neolithic populations (e.g. Port-Blanc, Saint-Pierre-Quiberon, S Brittany; Gaillard, 1883; Schulting, 2005; La Torche, Plomeur, W Brittany, Milon and Giot, 1947; Souc'h, Plouhinec, W Brittany, Le Goffic, 2006)

The pottery discovered in the gallery graves places them in the local Recent and Final Neolithic traditions (e.g. Blanchard, 2017). They show a strong affinity with groups identified in the Paris Basin between 3350 and 2550 cal BC (Salanova et al., 2011). Bell Beaker pottery (2550-

1950 cal BC) is also frequently found in these monuments (Salanova and Sohn, 2007; Nicolas et al., 2019).

The funerary practices linked to gallery graves in Brittany are very poorly understood as few of them have yielded human remains (e.g. La Torche, Plomeur, W Brittany; Milon and Giot, 1947; le Tertre de L'Église, Plévenon, N Brittany; Harmois, 1909; Beaumont à Saint-Laurent-sur-Oust, S Brittany, Tinévez, 1988; Tinévez et al., 1990). The closest and most well studied examples come from the funerary ensembles of the Paris Basin (Marçais, 2016; Salanova et al., 2017), which attest to collective burial practices (successive deposition in a single monument). From 2500 cal BC, gallery graves were frequently reused by Bell Beaker peoples for individual burials (Salanova and Sohn, 2007).

In NW Armorica, the Leon domain contains 29 gallery graves and/or lateral entrance graves (Fig. IV.1a) (Sparfel et al., 2004; Sparfel and Pailler, 2009). About half of them are situated in a small coastal area between the Tresseny and Kernic bays, where the Kernic and Lerret monuments in this study are located (Fig. IV1b).

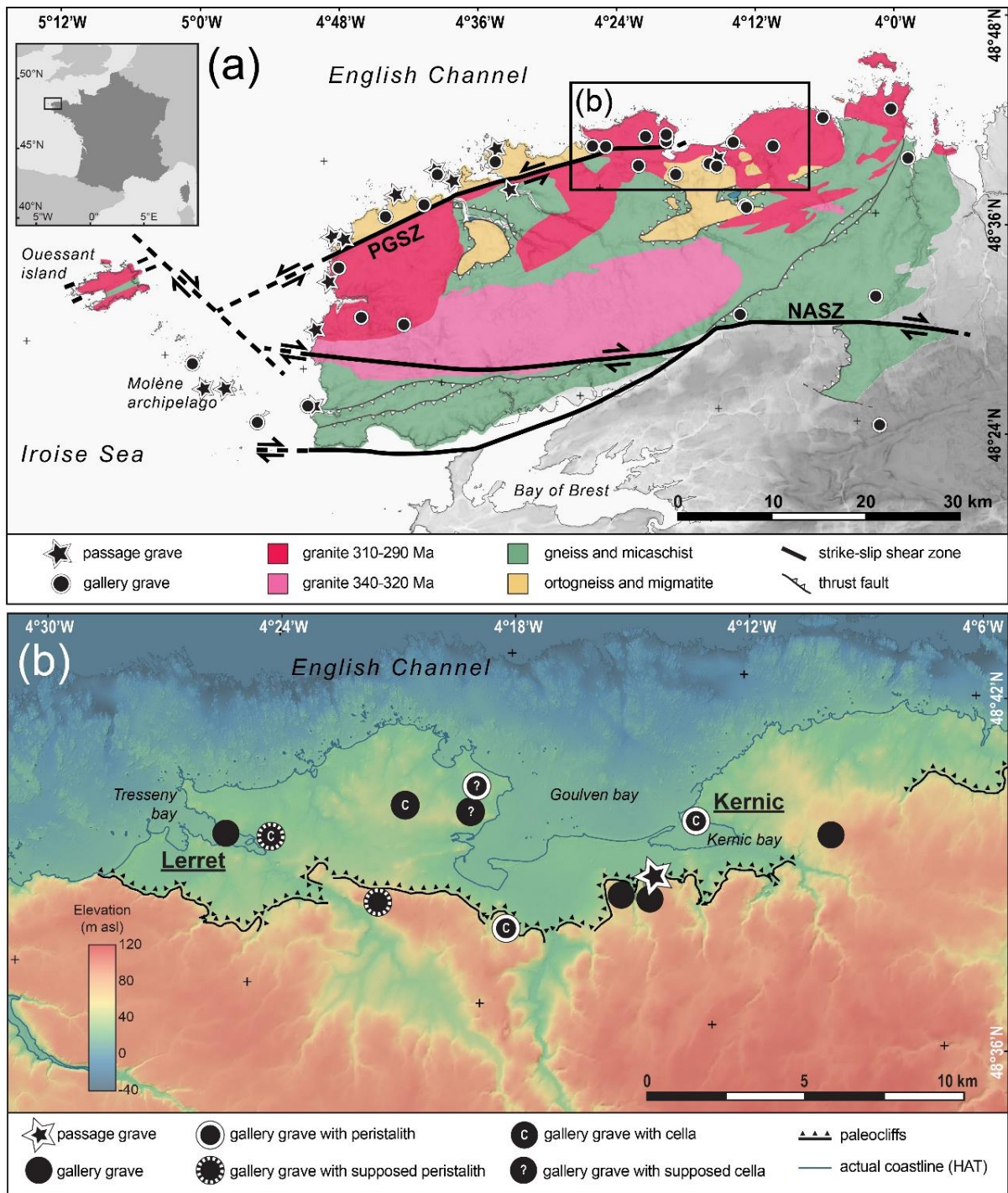


Figure IV. 1 : Location maps of Neolithic megaliths (including the Lerret and Kernic sites under study) in the Léon domain, western France. **(a)** Simplified geological map, modified from Caroff and Le Gall (2013). The location of the megalithic tombs is from Sparfel et al. (2004) and Sparfel and Pailler (2009). NASZ., North Armorian shear zone ; PGSZ., Porspoder-Guisseny shear zone. **(b)** Topo-bathymetric map of the Lerret-Kernic coastal area under study, modified from Hallégouët and Moign (1976), Hallégouët (1978), Suanez and Cariolet (2010), and Stéphan et al. (2018). HAT., Highest astronomical tide.

IV.1.2 Geological setting

The Kernic and Lerret monuments are situated on the northwestern coast of the Leon metamorphic domain (LMD) in NW Brittany (Fig. IV.1a). The rocky substratum exposed in these areas is dominated by granitoids and medium-grade metamorphic terranes (gneiss, micaschists, and amphibolites) that recorded strike-slip ductile shearing, synkinematic granitizations, and exhumation processes during a collision stage of the Variscan orogeny in the time-span 320-300 Ma (Goré and Le Corre, 1987; Le Gall et al., 2014; Authemayou et al., 2019). During the last 300 Ma, most parts of the Variscan mountainous belt in Armorica, including the LMD, existed as emerged areas that experienced erosional processes (Bonnet et al., 2000). During recent times (last 10 ka years), the onshore/offshore boundary of the Armorica island recorded successive fluctuations of the relative sea-level (RSL), in relation to paleo-climate changes. These changes are documented for the Kernic and Lerret monuments under study (see section 2.3). They are both located on the c. 292 Ma-old Brignogan-Plouescat granite (Georget, 1986; Marcoux et al., 2009) that fringes part of the LMD to the north (Fig. IV.1a). The two individual intrusions are sinistrally offset (c. 7 km) on both sides of the Porspoder-Guisseny ductile shear zone (Fig. IV.1a) (Marcoux et al., 2004). These deeply eroded granitic massifs are extensively exposed along coastal sections where they are locally overlain by Quaternary-Recent (dominantly sandy) deposits.

IV.1.3 Geomorphological setting

The coastal morphology in Northern Léon is characterized by a wide rocky platform (Léon plateau) that extends more than 5 km seaward with a gentle slope on the intertidal and subtidal domains (Hallégouët, 1971). The wind and wave climates are energetic and strongly seasonally-modulated (Bentamy and Croize-Fillon, 2014). High-energy winter swells and storm waves come from the W-NW with wave heights frequently exceeding 5 m. The tidal range reaches up to 7.2 m for spring tides and 3.45 m for neap tides. On the submerged part of the Léon plateau beaches and associated dune barriers isolate large wetlands. Contact between the coastal platform and the continental part of the plateau consists of a partly tectonic paleo-scarp 30 m to 50 m-high (Fig. IV.1b). The map trace of the scarp is cut by a series of deeply incised river valleys in the bedrock, the lower parts of which have been subject to significant sediment filling over the last ca. 7,000 yrs (e.g. Stéphan et al. 2015). The Lerret and Kernic gallery graves are located on the eastern shore of the Tresseny and Kernic bays, respectively (Fig. IV.1b).

The NW coast of Brittany is considered to have been a tectonically stable region during the Holocene (Ters, 1986; Morzadec-Kerfourn, 1995). The main dynamical event results from the

hydrostatic loading of the English Channel platform during the Holocene marine transgression. According to Lambeck 1997, the Léon coasts recorded a subsidence of 1.5 m over the last 6 kys. The post-glacial RSL changes recently reconstructed along the western coast of Brittany have shown that the rate of marine transgression slowed down to 1 ± 0.2 mm. yr⁻¹ from 7000 cal BP to present times (Stéphan and Goslin, 2014; García-Artola et al., 2018). A RSL reconstruction based on 28 index points and seven freshwater limiting points dates indicates a position at -7.5 ± 0.8 m at ca. 6900 cal. BP (García-Artola et al., 2018). In response to the RSL rise slowdown, modern coastline and coastal barriers formed with basal Phragmites peats occupying the base of the coastal sequences. In Brittany, these deposits have been dated at between 7000–4500 cal BP and suggest a large extension of swampy environments beyond relatively stable coastal barriers (Morzadec-Kerfourn, 1974; Goslin et al., 2013; Stéphan et al., 2015). The sedimentary coastal sequences of Western Brittany record a rapid change in coastal environments between 2900 and 2500 cal BP. Sharp erosional contacts and/or sedimentary hiatuses are systematically observed, indicating increased hydrodynamics and barrier breaching (Goslin et al., 2013, 2015; Fernane et al., 2014; Stéphan et al., 2015; Ehrhold et al., 2021). From ca. 2700 cal BP until present-day, marsh sedimentary sequences record continuous accretion, and result in a new period of coastal barrier stabilization (Stéphan, 2011; Stéphan et al., 2015). However, coastal sand-dune systems appear to have experienced several phases of destabilization over the past 6,000 years. Four periods of coastal dune mobilisation have been recently identified at 4250-4100 cal BP, 3250-2400 cal BP, 1050-700 cal BP, and 350-110 cal BP from the dating of interbedded archaeological remains in sand dunes (Gorczyńska et al. 2022 in press).

During the 18th and 19th centuries, the inner parts of many estuarine mouths in Brittany were empoldered for agricultural and sanitary issues. As such, the inner part of Tresseny Bay was transformed into meadows by a drainage system after the construction of a tide-mill in the 17th century (Fig. IV.2), whilst two dikes were built in the 1820s to drain the maritime marshes located in the lower valley of the Kerallé River (Kernic Bay).

IV.2 Methodology

Our study of the Kernic and Lerret gallery graves is based on an innovative and multidisciplinary approach including a large panel of complementary analyses. First, the architecture of the monuments and the morphology of their constitutive blocks was investigated using a 3D-imagery analysis. Secondly, identification of the nature of the rock material and the location of potential sources of extraction were determined from a comparative petro-structural analysis of megalithic slabs and the surrounding rocky substratum. The paleoenvironmental setting of the two monuments was reconstructed and then discussed in reference to the Neolithic cultural landscape through an intervisibility analysis.

IV.2.1 3D-imagery

To define the structural arrangement of the two monuments, 3D surveys were conducted at low tides using photogrammetry. The images were captured by a ground-based operator with a Nikon D5000 camera (number of images = 465 and 453 for the Kernic and Lerret monuments, respectively) and the point clouds were calculated using Agisoft Metashape 1.6.3. software. The merging, cleaning, meshing, and interpolation of the point clouds to produce a digital elevation model (DEM) were conducted using CloudCompare v2.12 software. Unfortunately, the point cloud acquired on the Lerret monument was unusable. Concerning the Kernic monument, a second 3D-model was produced with a terrestrial laser scanner (TLS, Riegl VZ-400) from nine point clouds.

The scale and positioning of the elaborated DEMs were provided by accurate measurements of targets scattered on the ground by the Differential Global Positioning System (Topcon Hiper V). All measurements have been calibrated using the geodesic marker from the French datum and the geodesic network provided by the National Institute of Geography (IGN).

IV.2.2 Morphology of the slabs

Megalithic slabs are known to show structures of both natural (erosional) or anthropogenic origins which can pre- or post-date their erection. Pre-megalith features are commonly evidenced on opposite facets displaying contrasted morphologies as a function of their inner vs external position in the initial source-rock massif. External or weathered faces usually show a curved surface which may further bear erosional features, such as bowl-like depressions, grooves, or striaes (Sellier, 1991, 1995, 2013; Mens, 2008). On the other hand, inward-facing or fresh faces generally display a

more planar and sometimes slightly concave geometry, with a more angular shape. When showing erosional features, the latter are necessarily post-megalith structures. One major interest of post-megalith structures is that they may provide diagnostic criteria about natural (geological/erosional) or human (transport, reusing, restoration) events post-dating the megalith building stage. Evidence for minor human reshaping was recognized from typical structures such as: (i) notches, mortises, or splinters resulting from pull-out, handling, or removal activities, and (ii) modification of block surfaces from polishing, hammering, or sculpted iconography (Boujot and Cassen, 1992; Boujot and Mens, 2000; Hinguant and Boujot, 2008, 2010; Cassen et al., 2014, 2016). In the present case, the entire microstructure pattern observed on the Kernic and Lerret megalithic slabs has been systematically diagnosed and referenced following rules established by Sellier (1991, 1995, 2013).

IV.2.3 Identification of potential source-rock material

One main objective of the present work is to identify potential extraction sites for the slab material involved in the two studied megaliths. That should in turn provide insights into the strategy used by Neolithic people to select and transport source-rock material. For this purpose, the comparative petrographic and structural analyses of the megalithic slabs and their respective surrounding rocky substratum was performed, both in the field and in laboratory. The petrographic diagnosis of hand-specimens in the field has been completed by the microscopic inspection of collected rock samples. This study chiefly concerns country-rock samples and only a small number of thin sections were made from the slab material (in nearly detached fragments) for preservation purposes. As mentioned above (see section 3.2), the morphological analysis of each individual megalithic slab was performed with the goals of: (i) establishing correlations with geological structures observed in the surrounding country-rocks and (ii) discriminating geological vs anthropometric structures. The great majority (if not all) of the megalithic stones typically display a 3D-slab morphology that results from the intersection of three nearly orthogonal (2×2) and planar surfaces. Most of the 3D-shaped slabs show two prominent dimensions, referred to as the length (L) and the height (H), and one minor thickness dimension (T), with $L > H \gg T$. Each dimension (L, H, and T) of a given 3D-slab is determined by the spacing of one facet population. Without any strong evidence for significant human reshaping, most of the slab facet patterns are assumed to correspond to geological structures in the initial source-rock material. The magmatic (granitic) *vs* tectonic origin of these planar surfaces is deduced from the Variscan geological context of the studied megaliths. The tectonic structures are genetically related to either a ductile and

pervasive strain (foliation, shear zones, etc.), or a brittle and more widely spaced deformation (fractures *sensu lato*).

IV.2.4 Slabs weight estimates

The volume of the exposed parts of the Kernic gallery grave slabs was estimated from the TLS surveys. The volume determination was executed with CloudCompare software via the volume 2.5D function. For the Lerret gallery grave, the volume of the slabs was estimated from their dimensions (W x H x T) measured on site. Since this method overestimates the real volume of the slabs, the initial values have been corrected. Considering that the geometry of the slabs in the two monuments is similar, a correction coefficient has been defined from the data collected on the Kernic monument. It is defined as the average difference in block volumes calculated by two methods (3D surveys and block dimensions) and expressed as a percentage. From the volume of the blocks, the weight was determined using the mean density of granitic material estimated at 2667 kg/m³ (Daly et al., 1966).

IV.2.5 Paleoenvironmental reconstructions

For the Lerret monument, paleogeographic interpretations were based on previous studies of the Holocene deposits in the inner part of the mouth of the Tresseny River (Goslin, 2014; Goslin et al., 2015; Stéphan et al., 2015). They were complemented by geomorphological and archaeological data collected in both the northern and western parts of the estuary (Zeist, 1963; Giot et al., 1965; Hallégouët et al., 1971).

For the Kernic monument, a set of four vibracores was collected in the inner part of the mouth of the Kerralé River (Kernic Bay) in order to reconstruct the lithostratigraphy of the Holocene deposits and to deduce the paleoenvironmental changes that occurred in the time-span from the Neolithic to the present day. The ground surface elevation was measured relative to the French ordnance datum (NGF) using a TopCon HyperV Differential GPS. The lithofacies that compose the Holocene sedimentary successions were described in terms of texture, organic content, and foraminiferal assemblages.

Their interpretation as depositional environments was done in agreement with classic models (Reineck and Singh, 1980; Allen, 2000, 2003), regional studies of estuarine and coastal areas (Billeaud et al., 2007, 2009; Lespez et al., 2010; Stéphan, 2011; Stéphan et al., 2015) and by comparisons with modern coastal sediments in NW Brittany (Hallégouët, 1971; Guilcher et al., 1990). Seventeen carbon-rich sediment samples were collected for AMS 14C dating performed at

the « *Laboratoire de Mesure du Carbone 14* » (Saclay, France) and at the « Beta Analytic » (Miami, USA). As recommended by several authors (Gehrels et al., 1996; Törnqvist et al., 1998; Gehrels, 1999), the radiocarbon measurements have been limited to in situ detrital fragments of halophilic plants in order to minimise errors due to possible contamination by older or younger carbon from rootlet penetration or washed material. All conventional radiocarbon dates (this work, previous studies) were calibrated with OxCal v.4.4.4 software (Bronk Ramsey, 2021) using the IntCal20 calibration curve (Reimer et al., 2020). All dates are reported with a 2σ (95%) confidence interval in Tab. 1. The paleogeographic analysis in the Kernic Bay area was completed by geomorphological and archaeological data previously acquired in the northern part of the estuary by Briard et al. (1970) and Morzadec-Kerfourn (1974), in addition to a series of geotechnical surveys referenced by BRGM (<https://infoterre.brgm.fr/>).

Location	Core	Depth in the core (m)	Elevation (m NGF)	Lab. Code	14C a BP	±	δ 13C	cal BP (2σ)			cal BC/AD (2σ)			Material	source
								max	min	median	max	min	median		
Bay of Tresseny	G-C2	0,55	3,20	UBA 15681	431	28	-28,5	527	338	497	1423	1612	1453	Halophytic plant remains	Stéphan et al. 2015
Bay of Tresseny	G-C2	1,15	2,60	UBA 15682	1819	28	-28,4	1820	1624	1718	130	327	232	Halophytic plant remains	Stéphan et al. 2015
Bay of Tresseny	G-C2	1,55	2,20	UBA 15683	2522	32	-27,6	2740	2492	2591	-791	-543	-642	Halophytic plant remains	Stéphan et al. 2015
Bay of Tresseny	G-C2	2,01	1,74	UBA 15684	2732	36	-25,7	2924	2757	2820	-975	-808	-871	Halophytic plant remains	Stéphan et al. 2015
Bay of Tresseny	G-C2	2,85	0,90	UBA 17893	2657	22	-25,8	2843	2741	2761	-894	-792	-812	Halophytic plant remains	Stéphan et al. 2015
Bay of Tresseny	G-C2	3,40	0,35	UBA 17894	2690	27	-26,0	2849	2754	2786	-900	-805	-837	Halophytic plant remains	Stéphan et al. 2015
Bay of Tresseny	G-C2	3,70	0,05	UBA 17895	2689	22	-28,3	2849	2753	2780	-900	-804	-831	Halophytic plant remains	Stéphan et al. 2015
Bay of Tresseny	G-C2	3,70	0,05	UBA 15685	2666	25	-27,1	2848	2742	2767	-899	-793	-818	Halophytic plant remains	Stéphan et al. 2015
Bay of Tresseny	G-C2	4,50	-0,75	UBA 17896	4148	34	-28,1	4827	4536	4692	-2878	-2587	-2743	Halophytic plant remains	Stéphan et al. 2015
Bay of Tresseny	G-C2	4,55	-0,80	Poz-49796	4165	35	-28,0	4830	4579	4707	-2881	-2630	-2758	Halophytic plant remains	Goslin et al. 2015
Bay of Tresseny	G-C2	4,95	-1,20	UBA 17897	4795	24	-24,7	5588	5477	5519	-3639	-3528	-3570	Halophytic plant remains	Stéphan et al. 2015
Bay of Tresseny	G-C2	5,87	-2,12	UBA 15686	5563	31	-28,8	6401	6295	6348	-4452	-4346	-4399	Detrital <i>Phragmites</i>	Stéphan et al. 2015
Bay of Tresseny	G-C3	5,14	0,90	UBA 15459	4054	32	-29,4	4791	4421	4527	-2842	-2472	-2578	Detrital <i>Phragmites</i>	Stéphan et al. 2015
Bay of Tresseny	Vougot - 1	2,35	-1,10	UBA 15461	4039	38	-28,1	4790	4416	4504	-2841	-2467	-2555	Detrital <i>Phragmites</i>	Goslin et al. 2013
Bay of Tresseny	Vougot - 3	0,63	-3,50	UBA 15460	6033	29	-23,4	6957	6787	6876	-5008	-4838	-4927	Detrital <i>Phragmites</i>	Goslin et al. 2013
Bay of Tresseny	Le Curnic	0,35	-1,35	GsYA	4525	140	N/A	5573	4849	5171	-3624	-2900	-3222	charcoal	Giot et al. 1965
Bay of Tresseny	Le Curnic	0,35	-1,35	GsYAbis	4675	130	N/A	5657	4972	5384	-3708	-3023	-3435	charcoal	Giot et al. 1965
Bay of Tresseny	Le Curnic	0,50	-1,50	GsYB	5980	145	N/A	7242	6488	6831	-5293	-4539	-4882	charcoal	Giot et al. 1965
Bay of Tresseny	Le Curnic	0,40	-1,40	GsY345	5510	250	N/A	6891	5738	6308	-4942	-3789	-4359	charcoal	Giot 1966
Bay of Kernic	ANE-C1	0,8	2,427	SacA-55027	1535	30	-28,7	1517	1350	1403	434	601	547	Halophytic plant remains	This study
Bay of Kernic	ANE-C1	2,415	-2,415	SacA-55029	3245	30	-25,7	3558	3386	3455	-1609	-1437	-1506	Halophytic plant remains	This study
Bay of Kernic	ANE-C1	5,625	-5,625	SacA-55033	4425	30	-27,1	5275	4871	5011	-3326	-2922	-3062	Sandy-mud (bulk)	This study
Bay of Kernic	ANE-C1	7,965	-7,965	SacA-55034	5700	30	-23,7	6602	6401	6477	-4653	-4452	-4528	Sandy-mud (bulk)	This study
Bay of Kernic	ANE-C2	3,965	0,665	SacA-55055	3575	30	-27,1	3975	3728	3875	-2026	-1779	-1926	Halophytic plant remains	This study
Bay of Kernic	ANE-C2	4,725	-0,095	SacA-55056	3795	30	-29,3	4291	4085	4179	-2342	-2136	-2230	Halophytic plant remains	This study
Bay of Kernic	ANE-C2	5,735	-1,105	SacA-55057	4720	30	-27,1	5577	5324	5450	-3628	-3375	-3501	Halophytic plant remains	This study
Bay of Kernic	ANE-C2	9,515	-4,885	SacA-55050	7815	35	-27,7	8698	8458	8588	-6749	-6509	-6639	Sandy-mud (bulk)	This study
Bay of Kernic	ANE-C3	1,5	3,45	Beta - 573653	1880	30	-27,5	1870	1714	1784	81	236	166	Halophytic plant remains	This study
Bay of Kernic	ANE-C3	3,54	1,41	SacA-55039	2790	30	-32,5	2963	2785	2891	-1014	-836	-942	Halophytic plant remains	This study
Bay of Kernic	ANE-C3	4,95	0	Beta - 570608	4100	30	-24,9	4813	4449	4611	-2864	-2500	-2662	Halophytic plant remains	This study
Bay of Kernic	ANE-C3	7,745	-2,795	SacA-55036	5275	30	-29,5	6183	5939	6075	-4234	-3990	-4126	Halophytic plant remains	This study
Bay of Kernic	ANE-C3	8,725	-3,775	SacA-55041	5760	30	-26,7	6656	6458	6559	-4707	-4509	-4610	Halophytic plant remains	This study
Bay of Kernic	ANE-C3	9,745	-4,795	SacA-55040	6265	30	-26	7265	7028	7211	-5316	-5079	-5262	Silty peat (bulk)	This study
Bay of Kernic	ANE-C3	10,585	-5,635	SacA-55052	6235	30	-28,9	7254	7013	7159	-5305	-5064	-5210	Halophytic plant remains	This study
Bay of Kernic	ANE-C4	3,725	2,455	SacA-55047	3070	30	-28,1	3366	3185	3286	-1417	-1236	-1337	Halophytic plant remains	This study
Bay of Kernic	ANE-C4	4,345	1,835	SacA-55046	2925	30	-28,7	3167	2965	3073	-1218	-1016	-1124	Halophytic plant remains	This study
Bay of Kernic	Pors Guen	0	2,87	Gif 710	3390	120	N/A	3965	3379	3643	-2016	-1430	-1694	Peat (bulk)	Morzadec-Kerfourn 1974
Bay of Kernic	Pors Guen	0,5	2,37	Gif 711	4120	40	N/A	4823	4523	4655	-2874	-2574	-2706	Peat (bulk)	Morzadec-Kerfourn 1974

Tableau IV. 1 : Details of all radiocarbon dates (this work, previous studies). Calibrated age based on IntCal20 calibration curve (Reimer et al., 2020)

IV.2.6 Intervisibility analysis

The intervisibility analysis was conducted on all gallery graves (or/and lateral entrance graves) dating to the Recent and Final Neolithic. It also includes the only Middle Neolithic passage grave of Brétouaré. In fact, the re-use of passage graves during the Early/Final Neolithic has been documented at numerous sites (see section 2.1) and their importance in the patterning of landscapes during the Recent and Final Neolithic is frequently highlighted (eg. Blanchard, 2017). Without archaeological research, it is not possible to confirm that the Brétouaré passage tomb has been reused but its barrow is still partly preserved (about 2 m height). In view of its topographical position, it must have been largely visible in the landscape throughout the Recent and Final Neolithic.

A DEM at 5 m resolution was obtained by interpolating data from the Litto3D© (for the coastal area) provided by the SHOM (<https://data.shom.fr>) and BDAlti (for the inland areas) provided by the IGN. The sea surface was simulated at -3.39 m asl corresponding to the mean tidal level in this region at around 2900 cal BC (García-Artola et al., 2018).

The intervisibility analysis was conducted with the QGIS 3.10.13 A Coruña software using the Viewshed analysis plugin (Čučković, 2016). The observation points were positioned in the centre of the monuments. In the case of destroyed monuments, their position was estimated according to the available documentation. The observer height was systematically set at 1.7 m corresponding to the average height of a mature adult. The target height selected in the parameters was 1 m for the gallery graves and 1.4 for the Brétouaré passage tomb. This target sizes are within the barrows size estimated for these structures. The extent of view was set arbitrarily at 15 km.

In order to describe the resulting visibility network and to identify the relationships between the place of the monuments within it and their architectural characteristics, six indices partly inspired by social network analysis (SNA) were calculated. Degree (i), closeness (ii), and betweenness (iii) centrality indexes are classic tools of SNA and were calculated using the Visone 2.20 software (<https://visone.ethz.ch/index.html>). Connection success index (iv) is defined as the percentage of visible target sites in a set of evaluated target sites (Čučković, 2014a). The visual connection of the gallery graves with the Brétouaré passage tomb was also expressed as the passage grave connection index (v): 1 = presence of the visual connection to the Brétouaré monument, 0 = no connection. Lastly, the architectural characteristics of the gallery graves have been synthesised in an « architectural complexity index » (vi) defined as the sum of the values arbitrarily attributed to each structural element (1 = presence of cella ; 0.5 = supposed cella ; 1 = presence of peristhalit

; 0.5= supposed peristhalit). To evaluate the association between the resulting indices, a Sperman correlation analysis was performed with XLSTAT software (<https://www.xlstat.com/fr/>) and significant differences were accepted at $p < 0.05$.

IV.3 Results

IV.3.1 The Lerret gallery grave

The Lerret gallery grave is located at the mouth of the small Quillimadec River, on the northern edge of the Tresseny embayment, west of the study area (Fig. IV.1b). Because of its low topography (1.50 m asl) on the beach, the basal and southern parts of the monument continuously lie in sea-water whilst the entirety of the monument is intermitently submerged during high tides (Fig. IV.2b).

IV.3.1.1 Architectural and archaeological data

Though being long recognized by previous archeologists (Devoir, 1913; L'Helgouach, 1965; Giot et al., 1998; Sparfel and Pailler, 2009), the Lerret megalith has never benefitted so far from accurate investigations. Only the central part of the 13 m-long monument, i.e. the burial chamber, is currently preserved. No barrow neither peripheral structures have been yet identified. The grave is oriented N-S with the entrance to the north (Fig. IV.2a). The chamber is limited by 18 supporting stones, 13 of them still stand up in their original position, whereas the five remaining ones are laying down inside the chamber. The width of the monument increases from c. 1.50 m over its 5 m-long northern part up to 3 m southward (Fig. IV.2a). Its 1.30 m height is determined by the dimension of the orthostats. The three cover slabs are preserved, but in a collapsed position (slabs n° 9, 23, 24 in Fig. IV.2a). Lastly, the bedside slab which closes the chamber to the south is currently inaccessible as it is constantly submerged. No radiometric age dating yet exists for the Lerret monument, but its Recent/Late Neolithic age is confidently deduced from its architectural style.

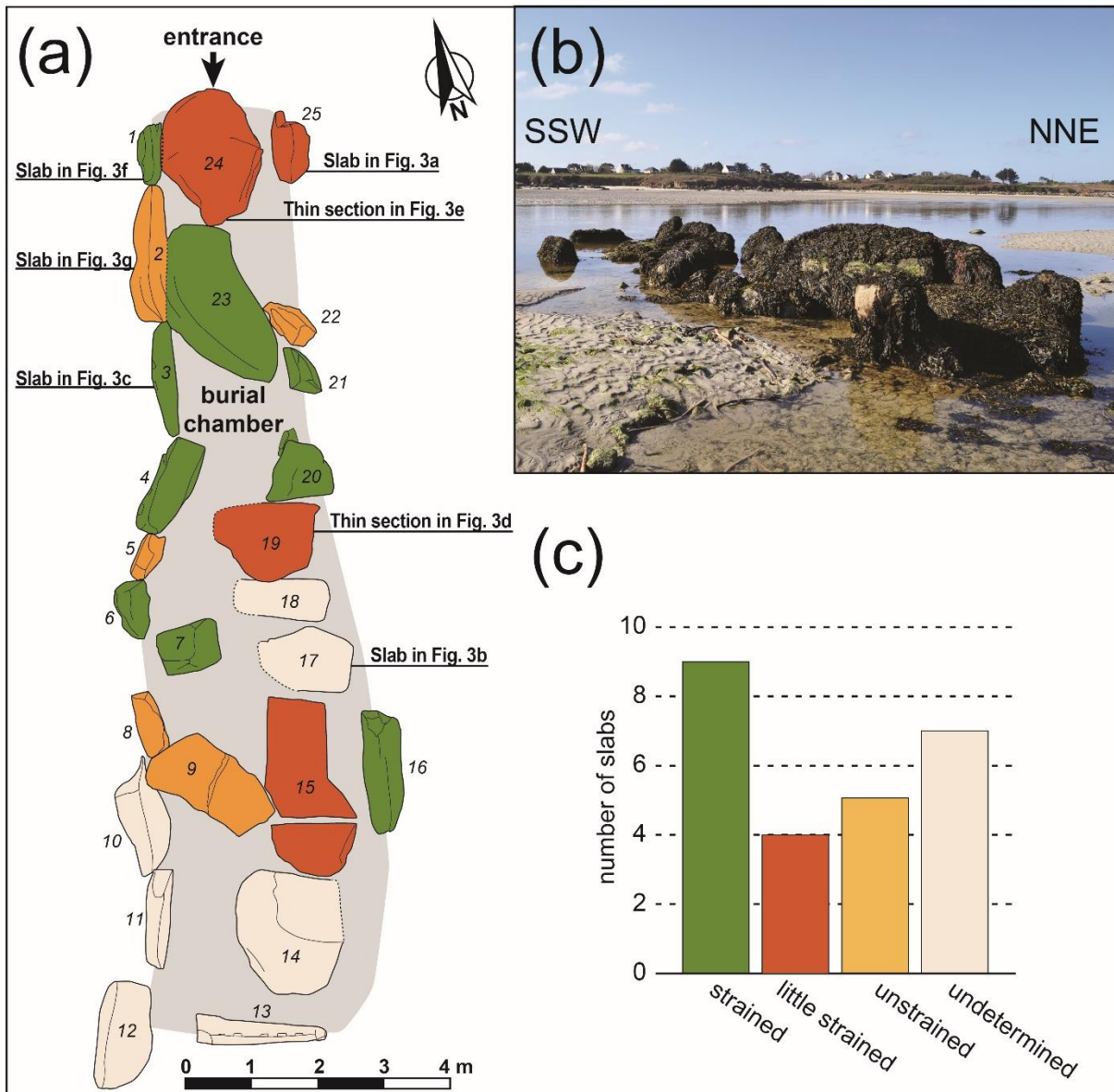


Figure IV. 2 : Main structural features of the Lerret gallery grave. **(a)** Plan view showing the spatial distribution of the various granitic rock types as defined in Fig. IV.2c, modified from Sparfel and Pailler (2009). Some of the numbered slabs are cited in the text. **(b)** View (looking to the NW) of the megalith at low tide. **(c)** Graph showing the respective number of each petro-structural rock type population.

IV.3.1.2 3D-morphostructural analysis and weight determination

Only 18 (of 25) slabs of the Lerret megalith have been accurately studied (Annexe 6), as the others are inaccessible. They all display regular slab 3D-shapes (Fig. IV.3a). The dimensions (L, H, T) of the pilars are slightly lower than those of the cover slabs and are in the ranges 0.48-2.1 m (1.8 m in average) for L, 0.20-0.50 m (0.36 m in average) for T and 0.36-1.76 m for H (0.92 m in average). The cover slab dimensions are 1.0-1.5 m (1.3 m in average) for L, 1.8-2.45 m (2.11 m in average) for H and 0.4-0.5 m (0.45m in average) for T (Annexe 6). The morphological analysis of the blocks is difficult because most of their surfaces are highly weathered and further covered by seaweeds and marine organisms (barnacles), especially the partly immersed ones. As a result, 12 blocks (of 24) show at least one facet of undetermined nature (Annexe 6). Nevertheless, 21 fresh faces (over 34) have been identified, principally in the southern part of the monument (Annexe 6).

Very few marks of stone extraction made by Neolithic people have been identified (Fig. IV.3b), and from their discrete location on individual blocks they rather suggest that the latter were only locally reshaped, probably for a better fitting of juxtaposed blocks. Similarly, no evidence of modification of the slabs surfaces was observed. Evidence for post-megalith damage and sampling have been noted. Though being partly collapsed, the eastern wall appears to be laterally disrupted (Fig. IV.2a). These empty spaces might correspond to original parts of the dry stone wall that are no longer preserved. A mixed technique like this, using both rocky slabs and dry stone, is very rare, but has been observed in similar monuments elsewhere in NW France (L'Helgouach, 1965). A more likely hypothesis is that the missing pilars and cover slabs were removed during post-megalithic times. The uppermost parts of two pilars (slabs 3 and 4) from the western wall have been sliced off, probably relatively recently, as suggested by the identification of metallic edge marks (Fig. IV.3c). More generally, the fact that the Lerret monument shows very little evidence of human reshaping during Neolithic times might reflect the will of these people to directly extract granitic slabs displaying regular 3D-shapes.

The average weight of the slabs is estimated at 1.88 T. The heaviest slabs were used to cover the monument. The two well-preserved capstones (no. 23 and 24 in Fig. IV.2a) are approximately 3.21 and 2.28 T respectively, while the mean weight of the pillars is 0.77 T. The total weight of the monument's slabs is estimated at 17.87 T.

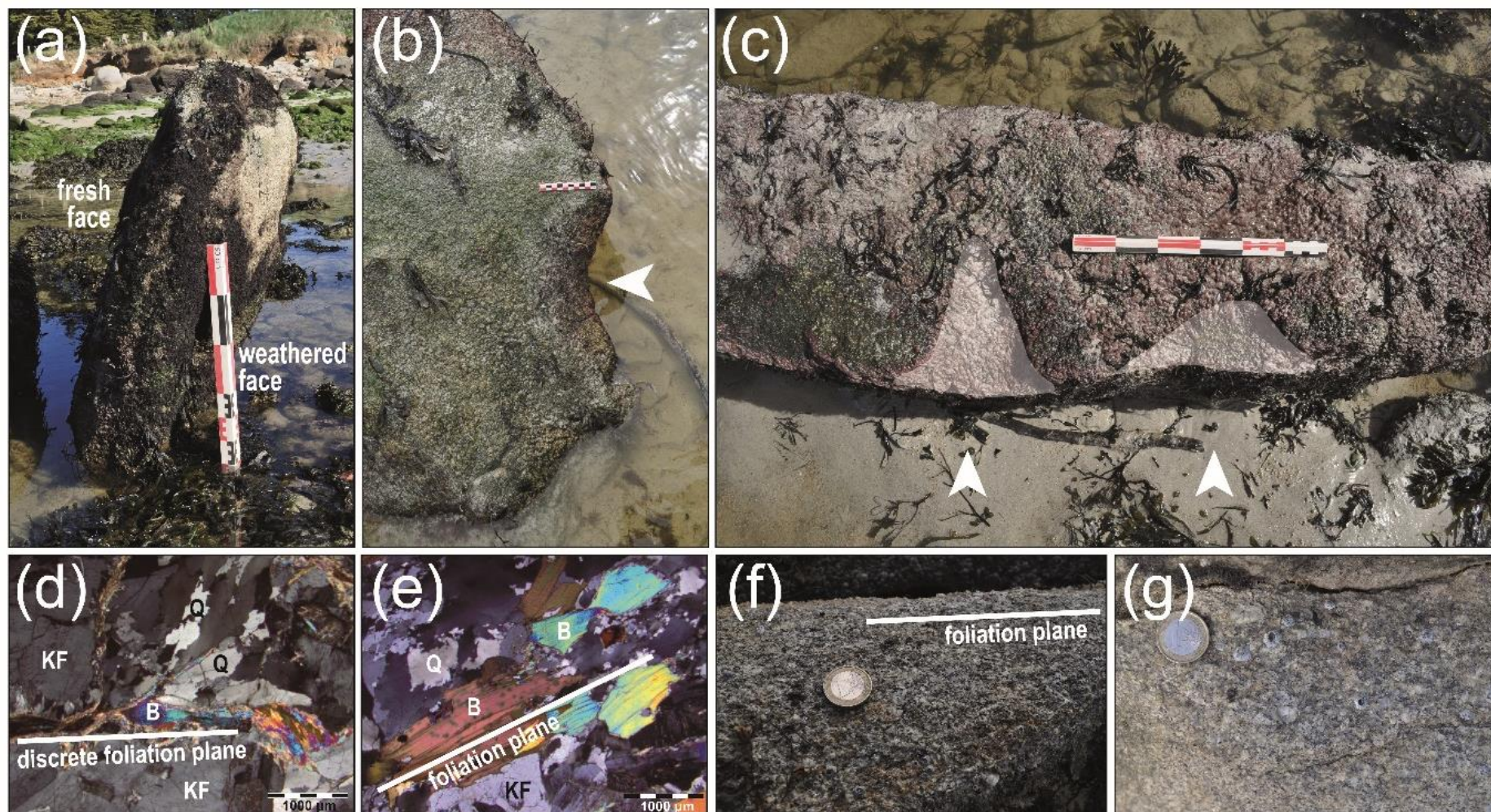


Figure IV. 3 : Morphological and geological structures of individual granitic slabs in the Lerret gallery grave. Location of slabs in Fig. IV.2a. **(a)** Fresh and weathered faces identified on slab n° 25. **(b)** Mark of removed material attributed to the Neolithic period on slab n° 17. **(c)** Metallic edge marks identified on block n° 3. **(d)** Thin section of the little strained granitic slab n°19. Discrete foliation planes (ductile strain) are outlined by elongated minerals such as quartz (Q), K-feldspars (KF) and biotites (B). Crossed nicols, x 25. **(e)** Thin section of the little strained slab n° 24. Traces of foliation planes outlined by elongated quartz (Q) and biotites (B). Crossed nicols, x 25. **(f)** Macroscopic view of the strained granitic slab n° 1. **(g)** Macroscopic view of the unstrained granitic slab n° 2.

IV.3.1.3 Petrographic and structural analyses of the megalithic slabs

The existence of dense coating materials excludes the exhaustive petro-structural analysis of the 24 slabs, and only 18 of them have been accurately determined. They are all composed of a leucogranitic material, dominated by a quartz-K/feldspar-biotite porphyroblast assemblage, averaging 1 cm in size and depicted on the thin section of the slab n°24 in Fig. IV.3e. This rock correlates with the finer-grained facies of the Brignogan porphyroid granitic country-rock. The proportion of strained and unstrained (or little) slabs is equal (x 9). The two types of rock material show no specific distribution in the megalith arrangement (Fig. IV.2a). The strained ones display an internal planar fabric systematically parallel to the greatest facet (H x L) of the slabs. The tectonic origin of this fabric is argued by the alignment of deformed porphyroblasts in pervasive foliation (flattening plane) and/or shear surfaces imaged on the thin section in Fig. IV.3e. The remaining, and much less deformed (or unstrained), granitic slabs are composed of >2 cm K-feldspar porphyroblasts and smaller quartz-biotite assemblages that tend to be oriented in a weak foliation planar fabric, as shown in the microscopic view of slab n°19 in Fig. IV.3d.

IV.3.1.4 Potential source-rock material

The Lerret megalith occurs on the northern flank of the N110°-oriented, and c. 1 km-wide Tresseny coastal embayment, at the transition between: (i) the westernmost edge of the Brignogan granite (NE) and (ii) its metamorphic country-rocks (dominantly migmatites) and intrusive granitoids (SW) (Fig. IV.1a). The two parallel (N110°E) faults that limit the Tresseny graben-like depression are probably extensional structures that post-date to the south the N70°E Porspoder-Guisseny sinistral shear zone separating migmatites (N) and the c. 300 Ma-old Ploudalmezeau granite (S) (Marcoux et al., 2004). The rocky substratum of the Lerret gallery grave is exposed as a discrete inlier of Brignogan porphyroid granite (Fig. IV.4a). Its petrology is relatively homogeneous and dominated by quartz, K-feldspar porphyroblasts, commonly >5 cm-long, and abundant biotite (Fig. IV.4c).

Strong correlations between the petrography of the Lerret gallery grave slabs and their immediate granitic country-rocks suggest a local origin of the megalithic material. The potential extraction sites must also satisfy two supplementary structural criteria dealing with the presence of (1) orthogonal joint networks and (2) a pervasive foliation/shear planar fabric parallel to one joint network as observed in the nine strained slabs.

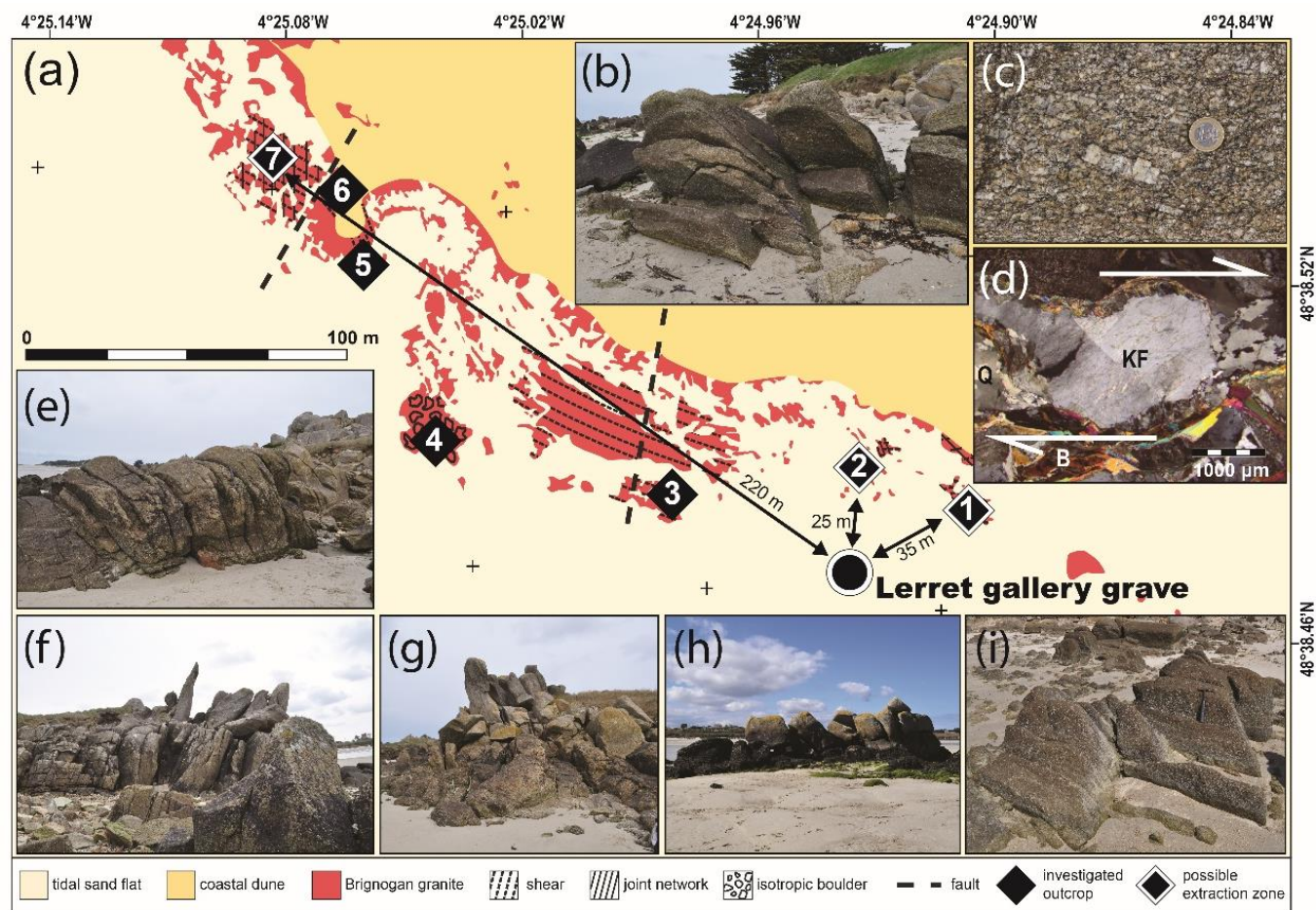


Figure IV. 4 : Potential source-rock material for the Lerret gallery grave. **(a)** Detailed geological map of the Lerret monument area with the location of all investigated outcrops. The arrows indicate the distance between the megalith and possible extraction zones. **(b)** Structure of the highly fractured granitic country-rocks exposed at the potential extraction site n° 1. **(c), (d)** Macroscopic (c) and microscopic (d) views of the granite at site n° 1. Crossed nicols, x 25. Same abbreviations as in Figs. IV.3d, e. **(e)** Highly fractured granitic country-rocks exposed at the potential extraction site n° 7. **(f)** Fractured granitic country-rocks exposed at site n°6 and assumed not to represent potential source material because of the small dimensions of the blocks. **(g)** Fractured granitic country-rocks exposed at site n°5. Its oversized blocks do not fit with the dimensions of the megalith slabs. **(h)** Unstrained granitic rocks exposed at site n°4, NW of the Lerret gallery grave. **(i)** Structure of the fractured granitic country-rocks occurring at the potential extraction site n° 2. Location of sites in Fig. IV.4a.

Excepting a few large-scale boulders of isotropic (unstrained) granites (outcrop n° 4 in Figs. IV.4a, h), most of the granitic rocks exposed on the c. 100 m-long coastal section in the Lerret site are intensely fractured, and thus satisfy, at first approximation, the first structural criteria above. However, a number of 3D-fractured granitic zones have been cancelled because of the greater (outcrop n° 5, Figs. IV.4a, g) or smaller (outcrop n° 6, Figs. IV.4a, f) dimensions of the resulting slab-like blocks. Site n° 3 (Fig. IV.4a) has also been ruled out because of the lack of one joint population, which results in over-sized (L) slabs. In suitable fractured areas (outcrops n°1 and 2, Figs. IV.4a, b, i), the porphyroid granite is cut by a steeply-dipping (70°) joint network, oriented N80°E with an average spacing of 20-40 cm, that parallels a pervasive shear fabric. The latter is well expressed in the thin section in Fig. IV.4d as cm-spaced surfaces, the sinistral sense of displacement along them is deduced from the sigmoid shape of the foliation planes (elongated quartz-biotite assemblage). This ductile shear-related strain is attributed to the regional-scale Porspoder sinistral shear zone that extends c. 1 km further south. In the field, the composite (brittle/ductile) planar fabric is dissected at high angle by a more widely-spaced and steeply-dipping joint pattern, oriented N135°E (outcrop n°1) and N160°E (outcrop n° 2) (Figs. IV.4b, i). Their intersection results, in addition to a much less regular orthogonal joint system, to 3D-slabs showing comparable dimensions (lengths in the range 0.95-1.80 m) with the Lerret megalithic slabs (Annexe 6). It is thus argued that the sheared granite exposed in sites 1-2, c. 50 m away from the Lerret gallery grave, represents a potential source-rock for its strained constitutive slabs. A second possible extraction zone of deformed granites with suitable 3D-fabrics is observed at site 7 (Figs. IV.4a, e). There, the dominant joint pattern is nearly vertical and oriented N120°E, with a regular spacing of 25-50 cm, parallel to foliation planes. The second submeridian joint network is vertical (Fig. IV.4e). Site 7 is located at c. 200 m away from the Lerret megalith (Fig. IV.4a). Potential extraction sites of the remaining (x 8) little deformed slab population should occur in the unsheared granitic bands observed within the PGSZ shear zone in the vicinity of the Lerret monument (Fig. IV.4a).

IV.3.1.5 Paleoenvironmental setting

In the inner part of Tresseny Bay, south of the Lerret gallery grave, a set of 19 cores was previously studied by Goslin (2014), Goslin et al. (2015), Stéphan et al. (2015), four of which are presented in Figs. IV.5 and 7 (G-C11, G-C2, G-C1, G-C3). The base of the succession consists of well-humified basal peat (with a mean thickness of 1 to 1.5 m) covering a weathered granite. The base of this deposit was dated to 4452-4346 cal BC at core G-C2 and to 2842-2476 cal BC at core G-C3. The presence of *Phragmites Australis* macroremains and a very low amount of foraminifera both indicate a back-barrier brackish marsh (Stéphan et al., 2015). This basal deposit evolves into a 0.15 m thick black-peat layer, dated at 2800-2600 cal BC, that indicates the onset of slightly regressive conditions towards the highest marsh deposit environments on the site (Goslin, 2014; Goslin et al., 2015). A coarse sand unit overlies the basal peat at a depth of -2.2 m asl. The sharp transition suggests a rapid change toward high hydrodynamic conditions. The age of this environmental change at ca. 950-750 cal BC is argued by a series of five radiocarbon dates obtained for the sandy-silty unit overlying the coarse sand layer and indicates a very high sedimentation rate (Fig. IV.7). The absence of foraminifera and the low density of detrital plant fragments suggest a sandflat environment (Goslin et al., 2013; Stéphan et al., 2015). The upper part of the succession is formed by an organic-rich fine sand unit within the seaward cores and reed peat containing *Phragmites Australis* macroremains in the landward cores. The foraminiferal assemblages indicate a gradual change from a sandflat to a salt-marsh between 230 and 1400 cal AD (Stéphan et al., 2015).

On Vougot beach (Fig. IV.5), in the northwestern part of Tresseny Bay, two cores (V-1 and V-3) were analysed by Goslin et al. (2013, 2015) and Goslin (2014). Core V-3 revealed a 0.65 m thick basal peat deposit overlying a pre-Holocene (Pleistocene loess) surface at -3.5 m asl (Fig. IV.7). The base of this deposit was dated to 5008-4838 cal BC (Goslin et al., 2013) and its top is eroded and currently exposed (Goslin, 2014). The macroremains of *Phragmites Australis* and the absence of foraminifera suggest a marsh or brackish swamp environment.

The base of the V-1 succession is also formed by a 60 cm thick peat deposit overlying a pre-Holocene surface (Pleistocene loess) at -1.25 m altitude and dated to 2841-2467 cal BC (Goslin et al., 2013). The absence of foraminifera and the macroremains of *Phragmites Australis* indicate a former marsh or brackish swamp environment. This basal unit is overlaid by a 1.6 m thick layer of white sand (between -0.55 and 0.75 m asl) and becomes gradually more organic at the top. The 0.1 m upper section corresponds to the peat deposit exposed at the surface (Goslin et al., 2013; Goslin, 2014).

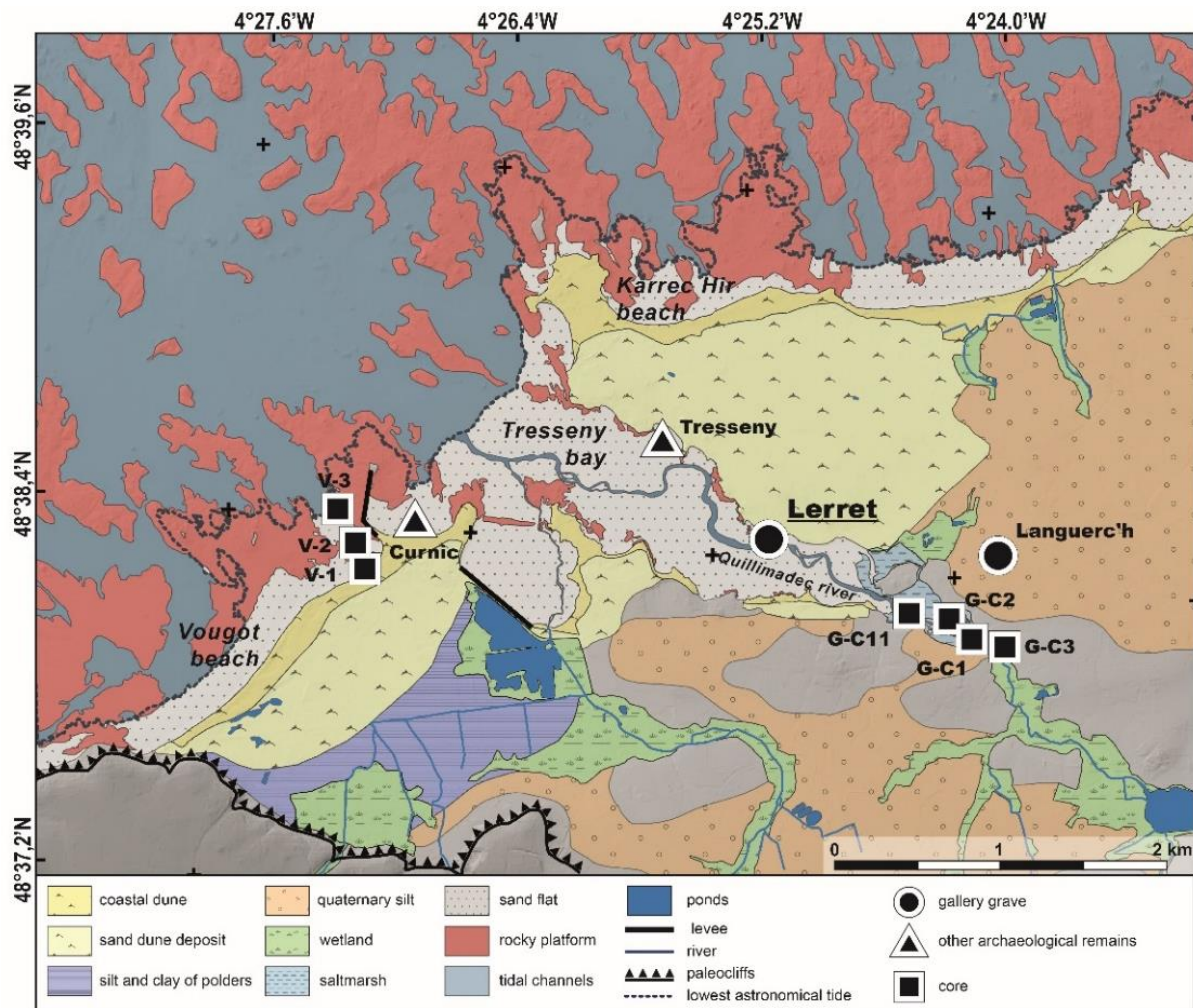


Figure IV. 5 : Geomorphological map of the Tresseny Bay area showing the location of archaeological sites (including the Lerret gallery grave) and the cores, modified from Hallégouët (1978) and Suanez and Cariolet (2010).

At Curnic (Fig. IV.5), to the west of Vougot beach, a paleosoil formed on the Pleistocene silt (loess) and containing numerous archaeological remains (ceramic pieces, knapped and polished stone tools, and a series of fireplaces) was discovered in the intertidal zone (Briard et al., 1960; Giot et al., 1965; Giot, 1966). Analysis of the archaeological remains and radiocarbon dating indicate a Middle to Recent Neolithic settlement (ca. 4800-3200 cal BC). All the remains were subsequently overlaid by a 12 cm-thick peat deposit containing macroremains of *Phragmites Australis* (Giot et al., 1965) (Fig. IV.7). Palynological analysis of the peat indicates a marsh environment with occasional freshwater ponds (Zeist, 1963).

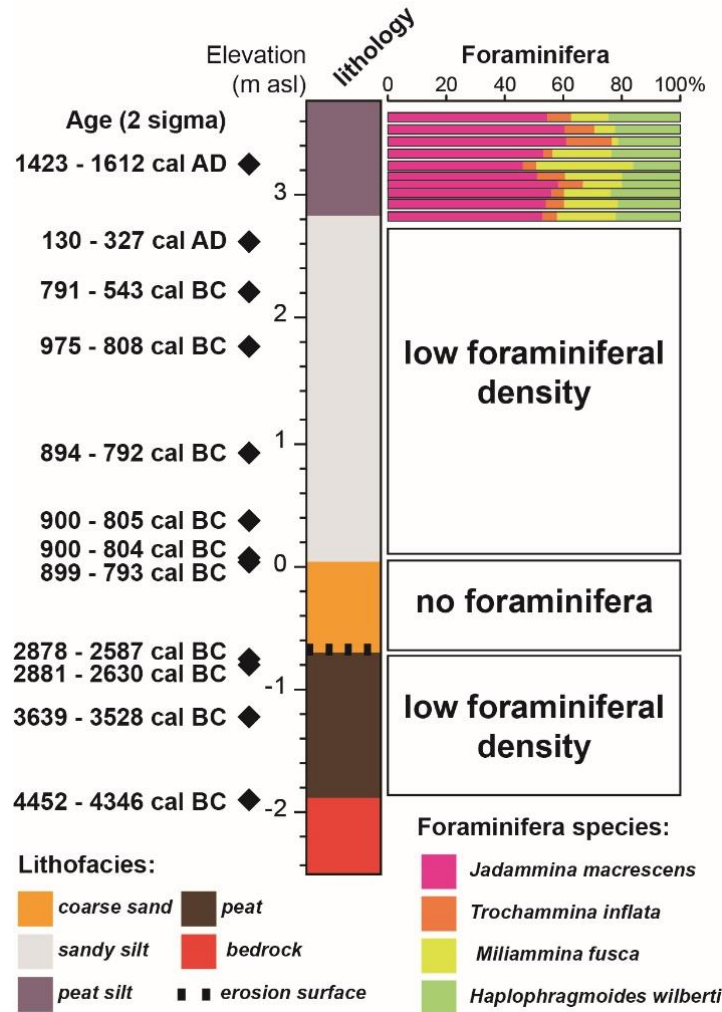


Figure IV. 6 : Major sedimentological and paleontological attributes of the sedimentary succession cored at site G-C2 in Tresseny Bay, modified from Goslin et al. (2015) and Stéphan et al. (2015).

At Tresseny (Fig. IV.5), to the north of the Lerret gallery grave, an archaeological settlement with similar characteristics as the Curnic site was documented in the intertidal area (Hallégouët et al., 1971). The ceramic pieces and the knapped and polished stone tools are contained in a paleosoil developed on Pleistocene silt (loess) and overlaid by a 0.1 m thick peat deposit (Fig. IV.7). No radiocarbon dating was obtained, but the analysis of the archaeological remains indicates a Middle to Late Neolithic settlement (ca. 4600-2150 cal BC) (Hallégouët et al., 1971).

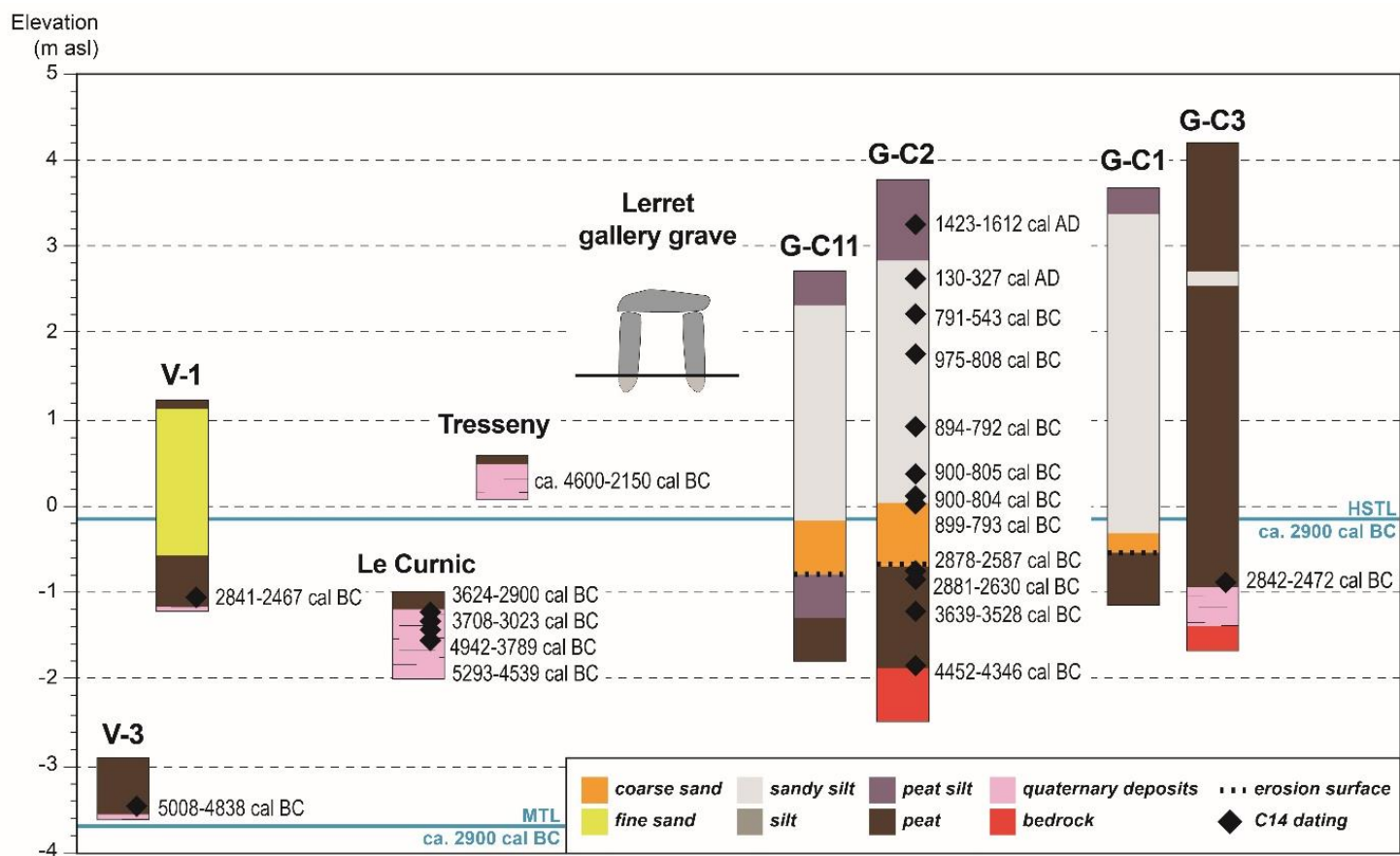


Figure IV. 7 : Lithology, dating and elevation of all records in the Tresseny Bay area (according to data from Zeist, 1963; Giot et al., 1965; Hallégouët et al., 1971; Goslin et al., 2013, 2015; Stéphan et al., 2015). HSTL, high spring tide level; MTL, mean tide level

IV.3.2 The Kernic gallery grave

The Kernic gallery grave is located on the northern edge of Kernic Bay where the Kerallée River flows into the sea (Fig. IV.1b). Because of its low altitude (2.30-3.50 m asl), the monument is partly submerged during high tides (Fig. IV.4b).

IV.3.2.1 Architectural and archaeological data

The Kernic monument is one of the only coastal megaliths which has been the subject of previous archaeological investigations (Lecerf, 1983, 1984, 1985). The Kernic gallery grave is a 13.6 m elongated monument, oriented NNE-SSW (Fig. IV.8a). It is composed of a tomb chamber and a terminal cell also referred to as a 'cella' (L'Helgouach, 1965). The 9.7 x 1.3 m tomb chamber is 1.2-1.6 m high as deduced from the dimensions of the orthostats. It is bounded by 15 pilars (Fig. IV.8a). Two blocks are currently missing (n W6 and E6), but their respective dug pits have been identified during previous archaeological investigations. The entrance to the south is limited by two blocks (PFw and S on Fig. IV.8a). On its northern part, a 2.9 x 1.50 m annex cell, located behind the bedside slab, displays a subtriangular shape (Fig. IV.8a). None of the initial capstones is still present.

The Kernic gallery grave was probably originally enclosed in a barrow no longer preserved. The only preserved remains are parts of : i) the internal wall, still present on the cella area and ii) a peristalith composed of slabs along most of the length of the monument, with the exception of its northern part. The initial dimensions of the barrow are estimated at 15-16 x 6 m.

The archaeological artefacts collected during previous investigations are ceramic pieces, knapped and polished stone tools, in addition to ornamental elements (Lecerf, 1985). The Kernic gallery grave has not been dated by radiocarbon methods, but its archaeological style, as well as its composite archaeological remnants, all indicate its Recent/Late Neolithic age. Evidence exists for the re-use of the Kernic galley grave as a funeral monument by Bell Beaker populations (Nicolas et al., 2013), while Bronze age ditches, bounded by standing stones, present in the vicinity of the Kernic site, are tentatively regarded as parts of a field system (Lecerf, 1985; Blanchet et al., 2019) (Fig. IV.8a).

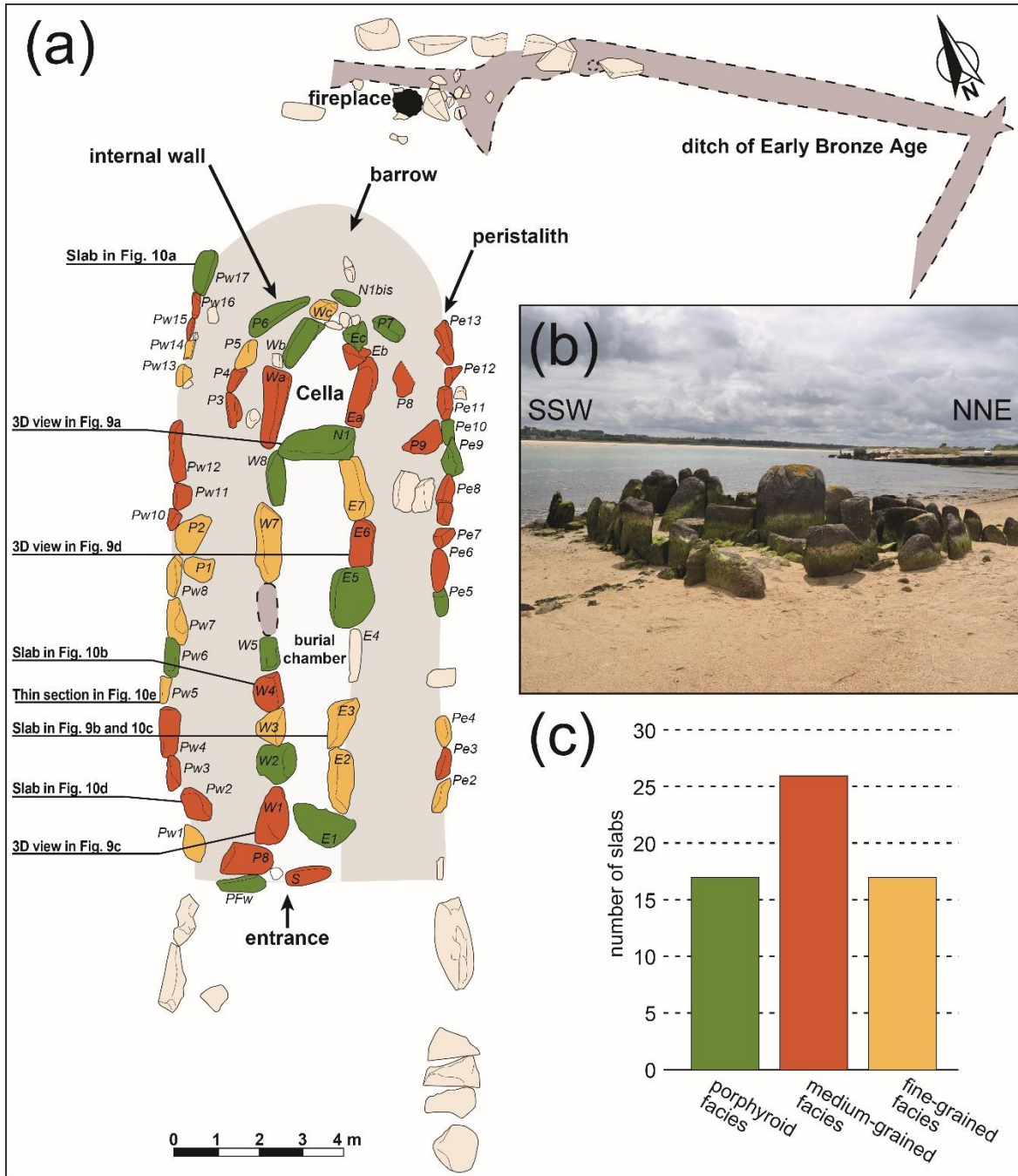


Figure IV. 8 : Main structural features of the Kernic gallery grave. **(a)** Plan view of the megalith (obtained from the photogrammetric 3D-model and completed by information collected during excavation stages) showing the spatial distribution of the various granitic rock types as defined in Fig. IV.8c. Some of the numbered slabs are cited in the text. **(b)** View (looking to the SW) at low tide. **(c)** Graph showing the population of slabs of each granitic facies.

IV.3.2.2 3D-morphostructural analysis and weight determination of slabs

In its present state, the Kernic megalith is composed of 62 individual blocks standing up vertically in the ground as the preserved parts of the tomb chamber, the cella, the internal walls and the peristalith (Fig. IV.8a). Nearly all of them display regular 3D-shapes (Fig. IV.9), but with variable dimensions accurately measured from our 3D-model (Annexe 7). L ranges from 0.31 to 1.87 m (0.80 m in average) and T from 0.12 to 0.68 m (0.37 m in average). Because of recent damage, the initial H dimension is not always preserved (see below) and it currently ranges from 0.30 to 1.65 m. (Annexe 7). The slabs forming the gallery grave systematically show greater dimensions than those used in the peristalith. The average height of the preserved slabs constituting the burial chamber and the cella is 1.23 m, while that of the slabs of the peripheral parts is only 0.69 m.

Discriminating initial weathered and fresh faces, as well as identifying natural microforms or human reshaping, are made difficult because most of the block facets are relatively eroded under atmospheric agents and sea action, and also because those partly immersed are commonly covered by seaweeds and lichens. Most of the studied slabs (39) display both weathered and fresh faces (eg. Figs. IV.9a, b). Eight of them show two opposite fresh faces whereas two opposite exposed surfaces are observed on four slabs. There are 11 slabs that display one or more surfaces of undetermined origin. The most planar surfaces (fresh faces) are principally pull-out ones forming the internal wall of the grave gallery and the cella. This pattern is not systematically observed in the peristalith, since eight slabs (of 30) show a reverse orientation. Following criteria used by Sellier (2013), erosional forms have been evidenced on only 18 slabs (Annexe 7). They chiefly consist of upper grooves, the pre- or post-megalith origin of which is not firmly established.

Very few slabs show evidence for artefacts synchronous to the building of the megalith. A few splinter marks are present on slabs from the grave gallery (eg. Figs. IV.9b, c) and might have been made for a better jointing of the slabs. No evidence for hammering or polishing has so far been observed. By contrast, the re-use of slabs in post-megalith times has been argued by Lecerf (1985) in the grave gallery by two missing pilars (n°W6 and E4 in Fig. IV.8a) currently deduced from their dug pits. Evidence for recent re-use is also found in the sliced uppermost parts of pilars in the cella (n°Wa, Wb, Wc, and Ea in Fig. IV.8a) and in the burial chamber (n° W7, W8, E6, and E7 in Fig. IV.8a). That results in their reduced height in the range 0.30-0.98 m. However, traces of slicing from metallic edges are not present, contrary to reshaped megaliths observed in other sites.

These sliced upper parts usually form a horizontal surface, further intersected by a smaller and inclined surface (Fig. IV.9d). The techniques used for these cuttings remain unknown. The presence of capstones over the burial chamber is also questionable, but is here confidently predicted from comparisons with other megalithic monuments in Brittany (L'Helgouach, 1965a). A number of slabs are also currently missing on the eastern and western parts of the peristalith, while they have been totally removed to the north (Fig. IV.8a).

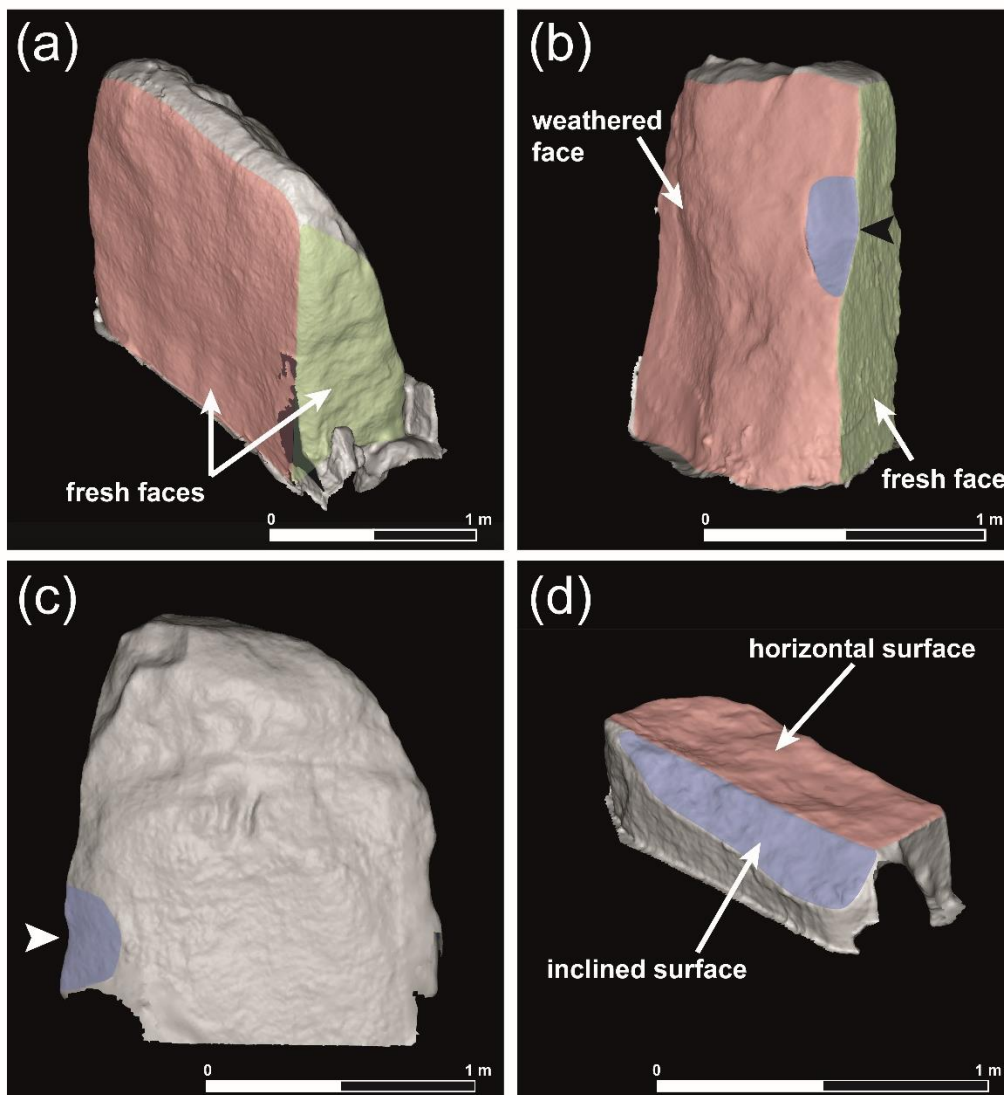


Figure IV. 9 : Morphological features of the slabs forming the Kernic gallery grave, based on TSL 3D-surveys. **(a)** Fresh and weathered faces identified on slab n° N1. **(b)** Fresh and weathered faces, as well as marks of removed material attributed to the Neolithic period on slab n° E3. **(c)** Marks of removed material attributed to the Neolithic period on slab n° W1. **(d)** Marks of removed material, expressed by two surfaces in horizontal and inclined attitudes, and attributed to modern or contemporary human acts on slab n° E6. Location of slabs in Fig. IV.8a.

The weight of 61 of the 62 slabs of the Kernic gallery grave has been estimated and averages 0.63 T (Annexe 7), but it changes significantly in relation to a slabs position in the monument. The average weight of the interior parts of the monument (burial chamber + cella + front) is 1.04 T and those of the peristhalith and the internal walls is 0.32 T. The heaviest element is the “table de chevet” (n°N1 in Fig. IV.8a), which weights 4 T. The total weight of the slabs is estimated at 38.49 T. The weight of porphyroid facies and medium-grained facies slabs is nearly equal and represents 14.74 and 13.34 T, respectively. The total weight of the fine-grained facies slabs is slightly lower at only 10.41 T.

IV.3.2.3 Petrographic and structural analyses of the megalithic slabs

The 61 slabs involved in the Kernic megalith are all composed of a leucogranitic material, dominated by quartz and K-feldspar porphyroblasts. However, the size and relative abundance of these constitutive minerals and those of white (muscovite) vs black (biotite) micas allow us to discriminate three distinct petrographic facies with porphyroblasts > 2-3 cm in porphyroid facies, averaging 1 cm in medium-grained facies, and < 1 cm in fine-grained facies (Figs. IV.10a, b, c, d). The microscopic inspection of a fine-grained granitic slab (Pw5 in Fig. IV.10d) confirms the modest size of the porphyroblasts and shows the relative abundance of biotites and plagioclases.

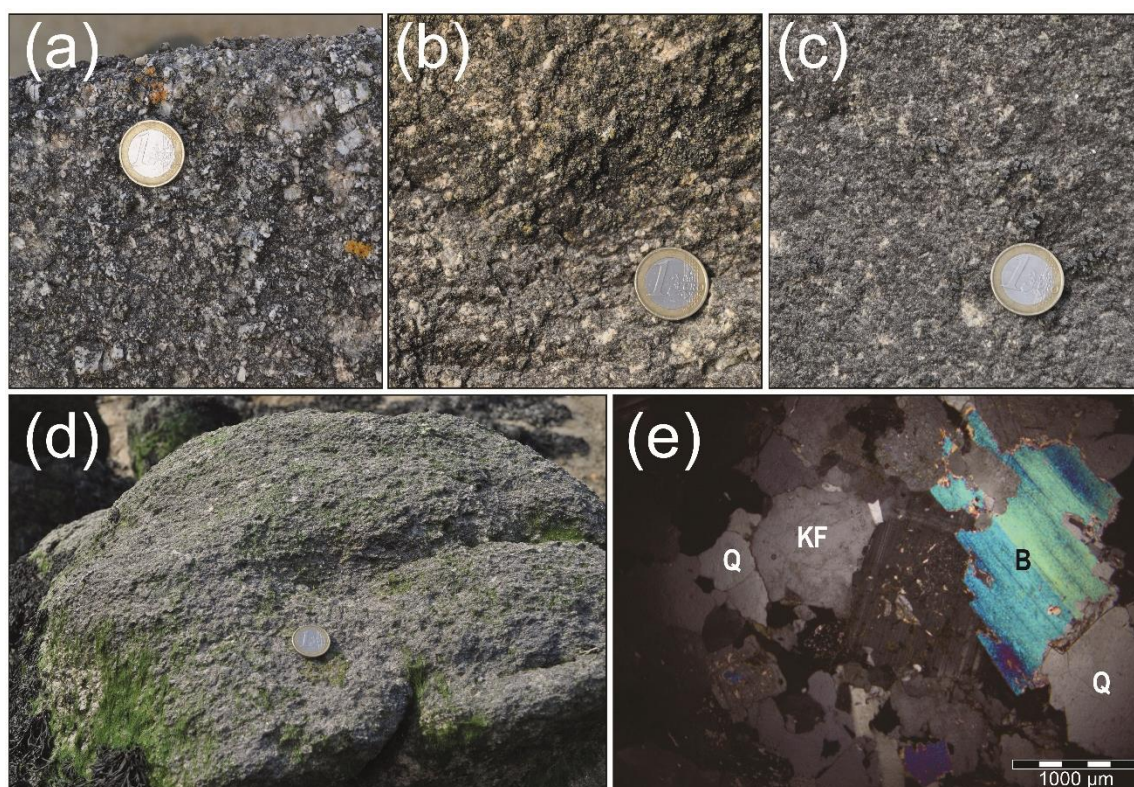


Figure IV. 10 : Petrography of the granitic material involved in the Kernic slabs. **(a-d)**. Macroscopic views of : the porphyric slab n° Pw17 **(a)**, the medium-graded slab n° W4 **(b)**, the fine-grained slab n° E3 **(c)**, and the medium-grained slab n° Pw2 **(d)**. **(e)**. Thin-section of the slab n° Pw5. Crossed nicols, x 25. Same abbreviations as in Figs. IV.3d, e. Location of slabs in Fig. IV.8a.

The spatial distribution and relative proportion of each type of granitic material in the Kernic megalith are depicted in Figs. IV.8a, c. The medium-grained granitic slabs are more numerous (27, i.e. 44%) and preferentially form the peristalith. The porphyroid and fine-grained slabs are equally present (17, i.e. 28%), the former ones appear as the main component of the gallery grave. Such a distribution is assumed not to be hazardous and to have been dictated from the greater, and more suitable, dimensions of the porphyroid slabs for the construction of the gallery grave.

Strong correlations between the three granitic facies identified both in the megalithic slabs and the various types of granites in the surrounding Plouescat intrusion allow us to regard the latter as the potential source-rocks of the Kernic megalith slabs. Then, identifying specific extraction sites can be attempted using complementary structural criteria.

The facet pattern of the Kernic slabs shows no evidence of human reshaping, except for the very recent (post-megalith) reworking of a few of them. They are thus assumed to correspond to natural planar fabrics that were exploited by Neolithic people for easier splitting of the granitic country-rocks (eg. Figs. IV.9a, b). Evidence for internal pervasive ductile strains have not been observed in the slab granitic material. The planar fabric outlined by aligned K-feldspar porphyroblasts on the upper surface of slab n° Pw2 (Fig. IV.10d) has a magmatic origin and results from the magma flowing during the intrusion of the pluton. Consequently, nearly the entirety of the facet patterns in the Kernic megalith correspond to brittle fractures (joints), as those typically form during the cooling stage of any magmatic intrusions. A similar 3D-orthogonal joint network should be necessarily displayed by the three petrographic facies of the Plouescat granitic country-rocks in order to be regarded as potential extraction sites.

IV.3.2.4 Potential extraction sites

The Kernic site occurs at the western extremity of the ca. 30 x 15 km Plouescat granitic pluton, on the northern flank of an EW-oriented coastal embayment occupied by recent sediments (Fig. IV.11a). The metamorphic host-rocks of the granite are only exposed as a small patch of orthogneiss (Plounevez-Lochrist formation) at the southern end of Porz Meur beach (Fig. IV.11a) (Chauris et al., 1998). The Plouescat leucocratic granite comprises three distinct map-scale petrographic facies that differ about the dimensions of their common constitutive minerals, i.e. quartz, K-feldspar, white (muscovite) and black (biotite) micas (Fig. IV.11a, b, c, e). (I) In a central position, the Brignogan facies *sensu stricto* is a porphyroid granite with porphyroblasts usually > cm's (Fig. IV.11c). It is surrounded by two narrow belts of (ii) medium-grained granite (Cleder facies) (Fig. IV.11b) (iii) A third fine-grained facies (Mogueriec) with <2 cm's porphyroblasts is extensively exposed further south (Fig. IV.11e). The only tectonic deformation recorded by the Plouescat intrusion are variously-oriented fracture networks, without any evidence of ductile strain. The Kernic site occurs on the southernmost edge of the Brignogan porphyroid granite (Fig. IV.11a). The closest potential extraction site forms a shallow platform in the intertidal zone at the western extremity of the Porz Meur beach (outcrop n°5 in Fig. IV.11a). There, the Brignogan granite is dissected by three regular and orthogonal joint networks (Fig. IV.11c): (i) the most prominent joint pattern is oriented N135°E, in a nearly vertical attitude, and with a regular spacing

of 0.4-0.7 m. These surfaces are disrupted by (ii) a steeply-dipping joint network, oriented N60°E, that results in slab lengths in the range 0.2-2 m. (iii) A third, and less regular fracture population, perpendicular to the two former ones, determines slab heights of c. 1 m (Fig. IV.11c). The 3D-morphology of the resulting fractured blocks is quite similar to those of the porphyroid megalithic slabs, hence allowing us to identify a first potential extraction site at c. 600 m NW of the Kernic site (Fig. IV.11a). Extraction sites for the medium-grained megalithic slabs are documented in the Cleder-type granite exposed at the northeastern end of the Porz Meur beach (outcrop n°6 in Fig. IV.11a). There, the morphology of the shallow granitic platform is shaped by a joint network dipping shallowly at 20° to the west, with an average spacing of 0.6 m (Fig. IV.11b). A second joint population, oriented N150°E in a vertical position, determines, in addition to a more irregular third one, 3D-blocks displaying dimensions slightly greater than, but still suitable with, those of the petrologically similar slabs in the megalith. It is thus argued that the NE granitic shore of the Porz Meur beach represents a second extraction site, c. 700 m away from the Kernic megalith (Fig. IV.11a).

The potential source-rocks of the fine-grained megalithic material was investigated in the closest Mogueriec-type granite exposed south of the Kerallée River (outcrop n°8 in Fig. IV.11a). Under the microscope, the exposed leucogranitic rock shows a mineral assemblage composed of quartz-K/feldspar-biotite porphyroblasts, < 1 cm, and subsidiary plagioclases (Fig. IV.11e), i.e. similar to the petrology of the slab sample PW5. Most of the granitic outcrops are dissected by two orthogonal joint networks, a vertical one (oriented N100°E) and a second one in a horizontal position. The resulting 3D-fractured blocks (Fig. IV.11e) correlate with many of the megalith slabs, hence suggesting the location of a third source-rock, at c. 1 km south of the Kernic megalith (Fig. IV.11a).

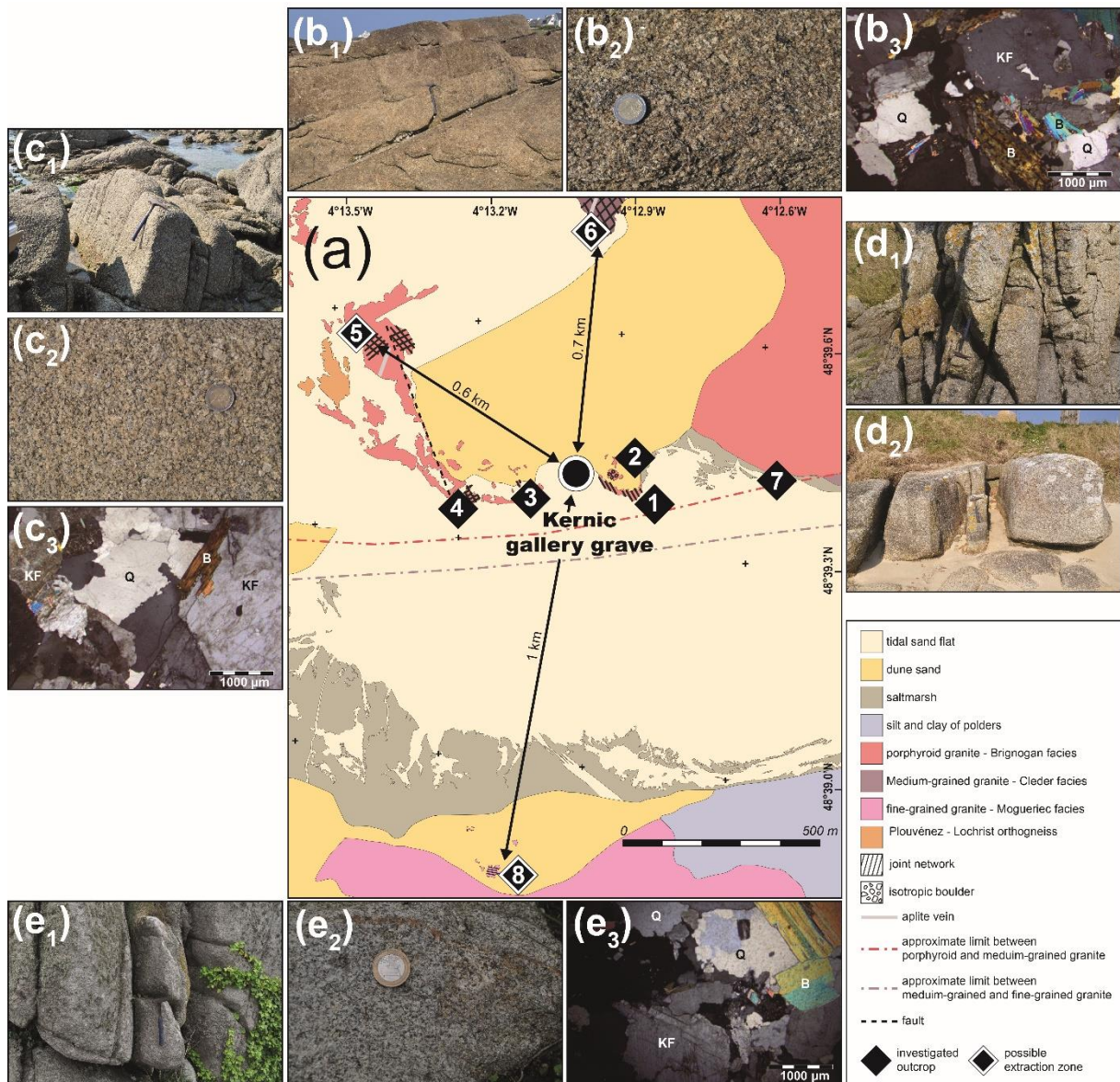


Figure IV. 11 : Potential source-rock material of the Kernic gallery grave. **(a)** Detailed geological map of the Kernic area with the location of all investigated outcrops. Arrows indicate the distance between the megalith and possible extraction zones. **(b)** Petrography and structure of the Cleder medium-grained granite at the potential extraction site n° 6. **(b₁)** 3D-shaped blocks in a shallowly-dipping attitude position. **(b₂)** Macroscopic view. **(b₃)** Microscopic view. Crossed nicols, x 25. Same abbreviations as in Figs. IV.3d, e. **(c)** Petrography and structure of the Brignogan porphyric granite at the potential extraction site n° 5. **(c₁)** 3D-shaped blocks in a vertical attitude displaying dimensions that fit with those of the megalith slabs. **(c₂)** Macroscopic view. **(c₃)** Microscopic view. Crossed nicols, x 25. Same abbreviations as in Figs. IV.3d, e. **(d)** Petrography and structure of the Brignogan porphyric granite. **(d₁)** Vertical fracture pattern at site n° 1. **(d₂)** 3D-shaped blocks in a vertical position at site n°3. **(e)** Petrography and structure of the Mogueriec fine-grained granite. **(e₁)** 3D-shaped block displaying dimensions that fit with those of the megalith slabs. **(e₂)** Macroscopic view. **(e₃)** Microscopic view. Crossed nicols, x 25. Same abbreviations as in Figs. IV.3d, e.

IV.3.2.5 Paleoenvironmental setting

Four vibracores were collected in the inner part of the Kerallé River (Fig. IV.12).

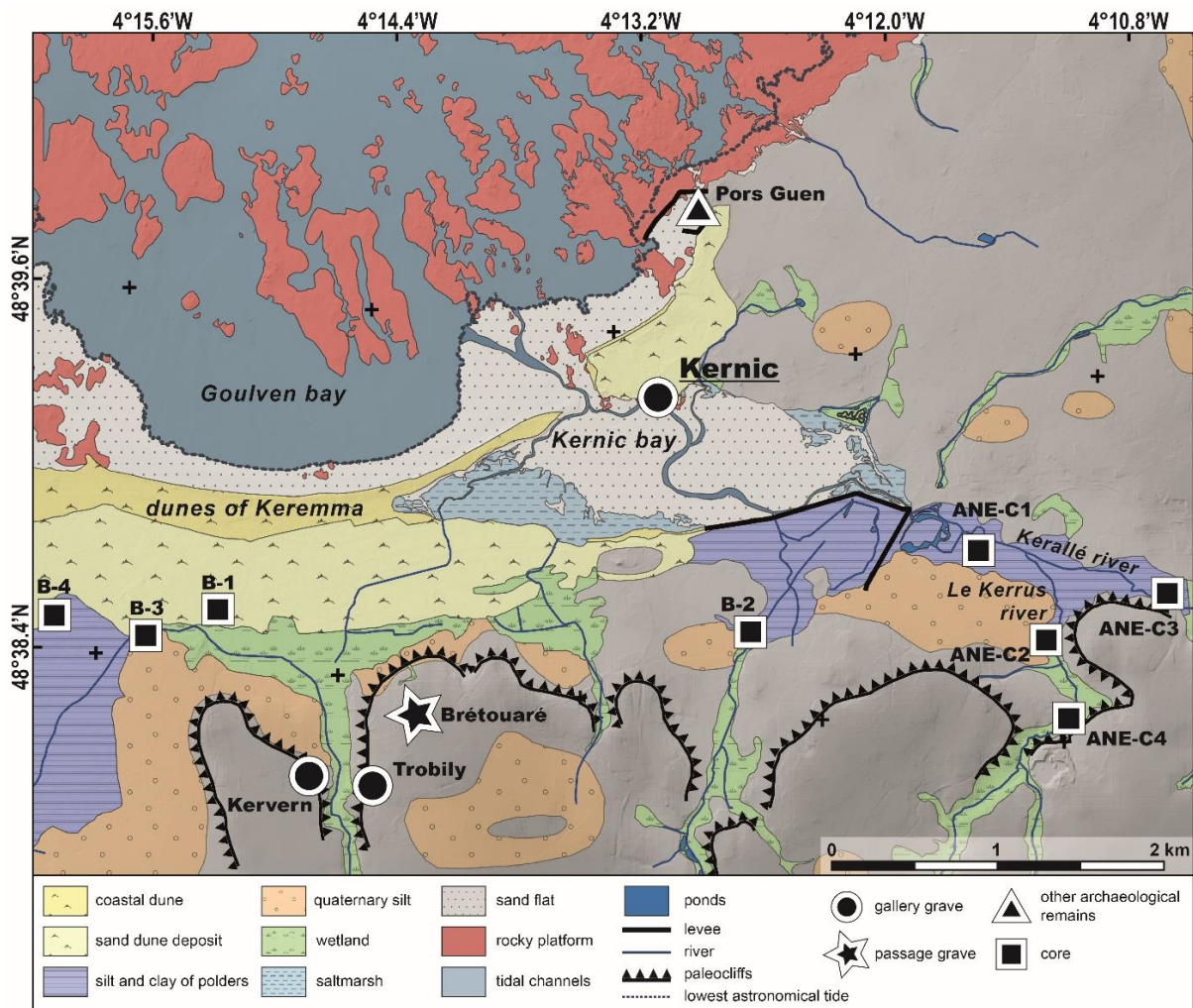


Figure IV. 12 : Geomorphological map of the Kernic Bay area showing the location of archaeological sites (including the Kernic gallery grave) and cores, modified from Hallégouët and Moign (1976) and Stéphan et al. (2018).

In core ANE-C1, sampled in the most seaward part of the Kerallé river valley (Fig. IV.12), the base of the Holocene deposits was not reached (Fig. IV.13). The lowermost part of the sedimentary sequence is composed of a 5.4 m-thick silty sand unit containing estuarine carbonate foraminifera assemblages typical of the intertidal zone (dominated by species *Elphidium sp.* and *Milliammina fusca*) (Fig. IV.13). This deposit, dated between 4653-4452 and 1609-1437 cal BC, is thus confidently interpreted as an intertidal sand flat. This unit is in turn overlain by 0.2 m-thick sandy silt deposit. The foraminiferous assemblage dominated by *J. macrescens* and *T. inflata* indicates the salt-march environment. The upper part of the core ANE-C1 contains 2.2 m-thick alternating

deposits of organic-rich silt and silty peat dated between 1609-1437 cal BC and 434-601 cal AD. The absence of foraminifera indicates a freshwater marsh environment (Fig. IV.13).

Core ANE-C3 was collected in the inner part of the Kerallé river valley (Fig. IV.12). The lower part of the sequence consists of a peat silt unit 0.7 m-thick (Fig. IV.13) covering a weathered granite at -6.39 m asl. The absence of foraminifera suggests a freshwater marsh environment. This unit is overlain by a 0.78 m-thick sandy silt layer, and becomes more organic at the top. The foraminiferal assemblages indicate a gradual change from a tidal flat to a salt-marsh environment. This deposit was dated from 5305-5064 cal BC to 5310-5079 cal BC. Between -4.87 and -5.58 m asl a peat layer devoid of foraminifera indicates the development of freshwater wetlands. This peat is in turn overlain by a new deposit of sandy silt 0.71 m thick evolving to an organic silt. The foraminiferal assemblages suggest a progressive transition from a tidal flat to a salt marsh environment between 4707-4509 cal BC and 4234-3990 cal BC. The upper part of the core ANE-C3 contains 7.8 m-thick alternating deposits of organic-rich mud and muddy peat. The absence of foraminifera indicates a freshwater marsh environment (Fig. IV.13).

Cores ANE-C2 and ANE-C4 were collected in the Le Kerrus river valley, a tributary of the Kerallé River (Fig. IV.12). At core ANE-C2, the Holocene deposits overlay a weathered granite surface at -4.9 m asl (Fig. IV.13). The lower part of the sequence is composed of a 1.73 m-thick peaty silt, the base of which dates to 5008-4838 cal BC. The absence of foraminifera suggests a freshwater marsh environment. This basal unit is overlaid by a 2.21 m thick layer of silt and peat silt containing estuarine foraminifera assemblages typical of the upper part of salt marsh (dominated by species *Jadammina macrescens* and *Trochammina inflata*). At -0.74 m asl this deposit then evolved into a 0.83 m-thick silt unit dated between 3628-3375 cal BC and 2343-2136 cal BC. The characteristics of the sediments and the absence of foraminifera suggest the formation of a floodplain. Its eroded surface is overlain by a sandy layer dated around 2342-2136 cal BC and interpreted as a channel-fill deposits. The upper part of the sequence is composed of a peat and peat silt unit. The nature of the deposit and the absence of foraminifera both indicate a freshwater marsh environment in perennially saturated flood basin.

Core ANE-C4 comprises 4.35 m-thick Holocene sediments resting on top of a granite surface at 1.85 m asl (Fig. IV.14). The lower part of the sequence is composed of a 3 m-thick peat silt unit. Its base dates to 1218-1016 cal BC. The upper part of the sequence is composed of a peat unit. No marine influences have been detected in this sequence.

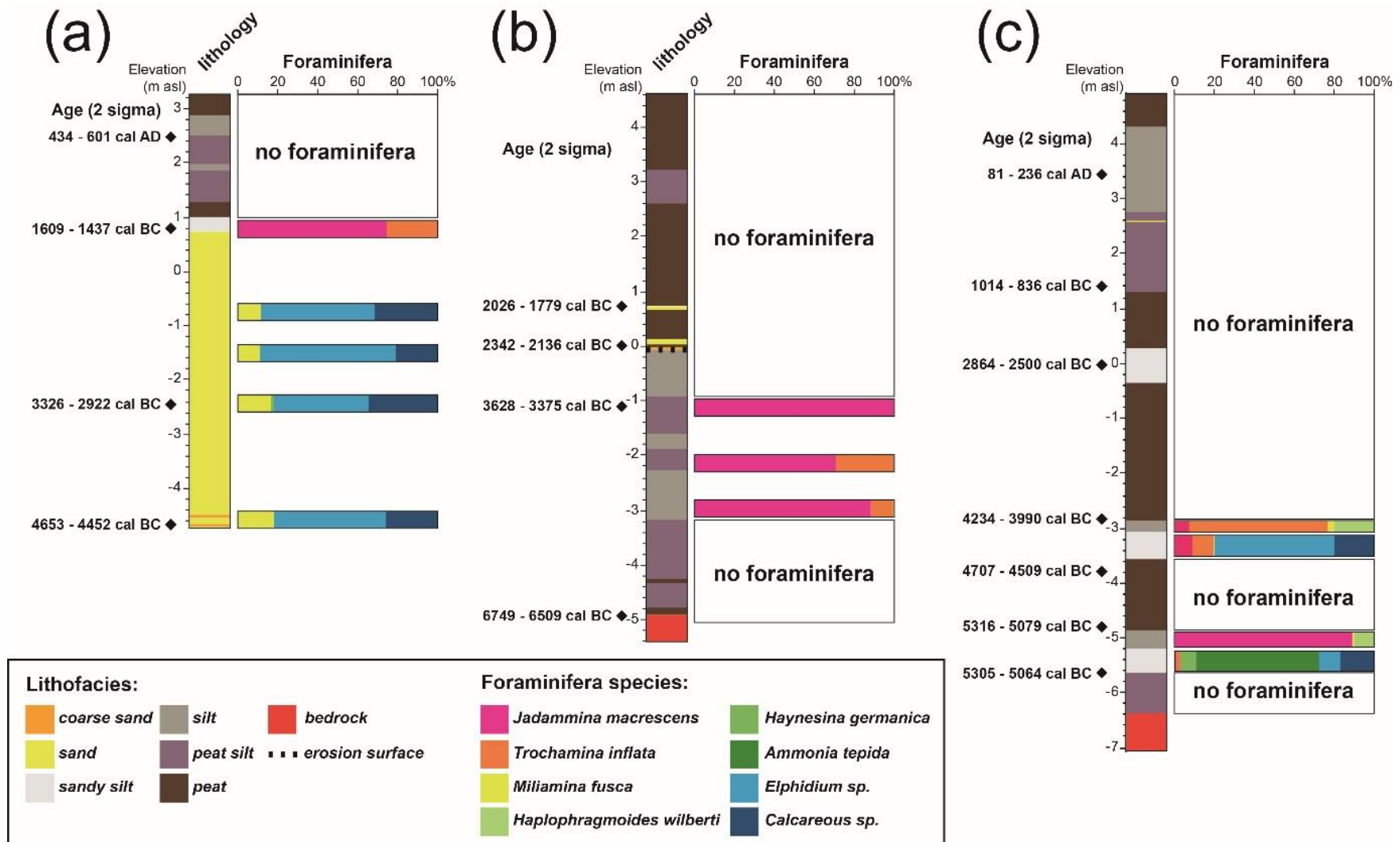


Figure IV. 13 : Major sedimentological, paleontological, and radiometric data of the sedimentary succession cored at sites ANE-C1 (a), ANE-C2 (b) and ANE-C3 (c) in Kernic Bay.

West of Kernic Bay, four geotechnical surveys (B1, B2, B3, B4 in Figs. IV.12 and IV.14) were conducted in the back of the Kerrema dune complex (<https://infoterre.brgm.fr/>). At B4, the 1 m-thick Holocene deposits overlie a granite surface at 5.1 m asl. Its position and nature are indicative of terrestrial sediments (Fig. IV.14). At B1 and B3, fine sand deposits overlay the pre-Holocene altered granite at -6.5 and 0.6 m asl, respectively (Fig. IV.16). Their sand flat or aeolian environment is not firmly established. At B2, a 7 m-thick peat deposit overlying a granite surface at -1.9 m asl (Fig. IV.16) may represent a marine or a freshwater marsh environment.

North of the Kernic gallery grave, a 0.6 m-thick zone of peat deposits exposed in the intertidal zone overlies Pleistocene loess at about 2.4 m asl. (Briard et al., 1970 ; Morzadec-Kerfourn, 1974a) (Figs. IV.13, IV.16). Its base is a charcoal level that dates to 2874-2574 cal BC. Palynological analyses indicate a freshwater marsh environment (Morzadec-Kerfourn, 1974a). The top of the unit, dating to 2016-1430 cal BC, contains sparse dinoflagellate cysts that reflect periodic intrusions of seawater into the marsh at that time (Morzadec-Kerfourn, 1974a).

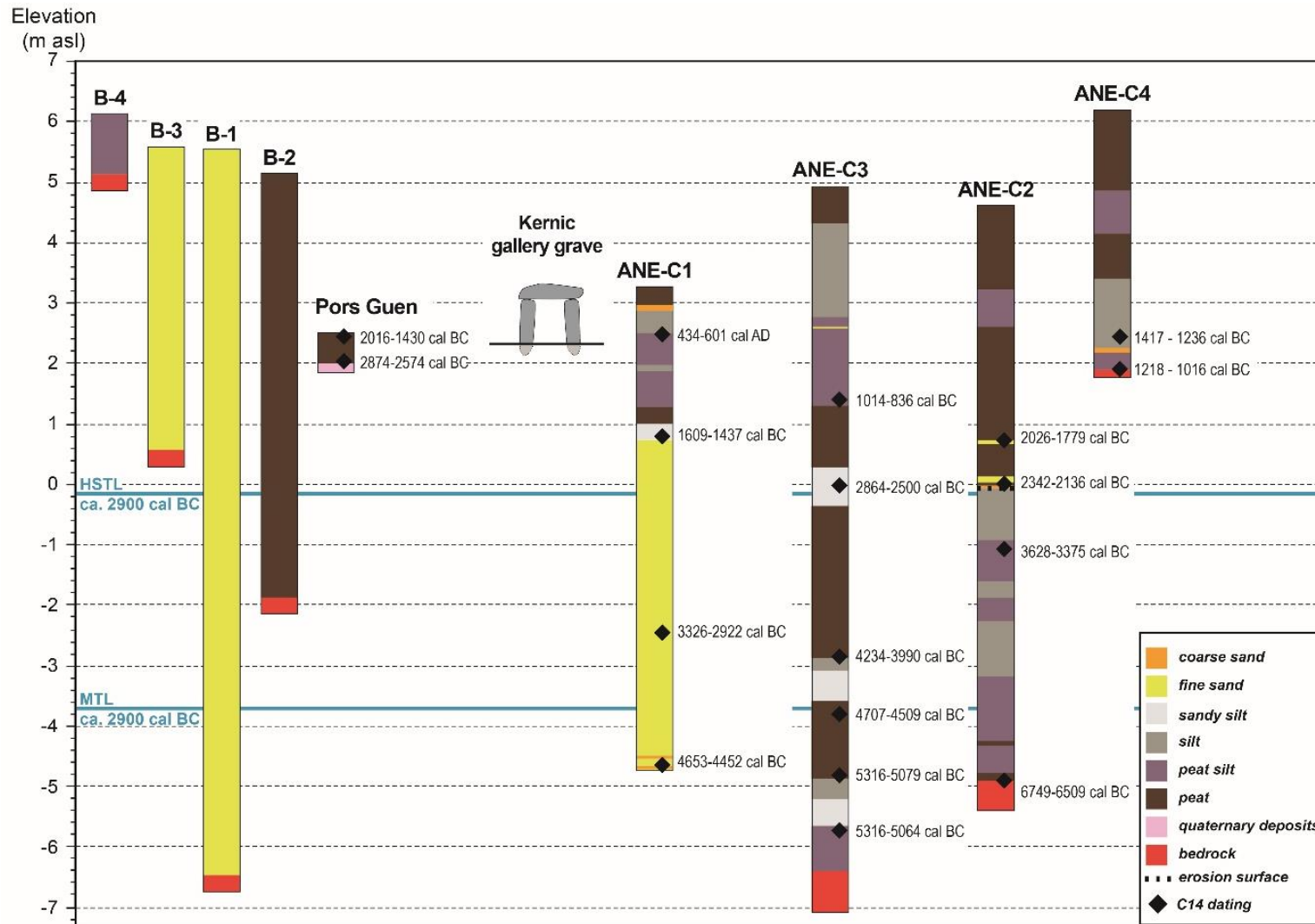


Figure IV. 14 : Lithology, ages, and elevation data of all records in the Kernic Bay area (Briard et al., 1970; Morzadec-Kerfourn, 1974 and from BRGM, <https://infoterre.brgm.fr/>). Same abbreviations as in Fig. IV.7.

IV.3.3 Intervisibility analyses

The results of the intervisibility analysis of 12 monuments (including the Brétouaré passage grave and 11 gallery graves) are synthesized in Fig. IV.17. Of the 133 evaluated connections, 32 are positive. All monuments are visually linked and eight of them have more than one connection. The two gallery graves under study show a strongly contrasted pattern. The Lerret gallery grave has only one visual connection with the Languerc'h monument (locality Kerlouan). It is characterized by low values of the centrality index (degree = 0.18, closeness = 0.32, betweenness = 0) and low connection success index (10%). By contrast, the Kernic gallery grave is connected to three other sites, including the Brétouaré passage grave. The used indexes show higher values as compared to the Lerret monument (degree = 0.55, closeness = 0.41, betweenness = 0.02, connection successes = 27%) (Annexe 8).

The analysis reveals the central place of the Brétouaré passage grave (Plounévez-Lochrist) in this theoretic network. It is connected to the largest number of sites ($n = 6$) and has the highest index values (Fig. IV.15). A Spearman's rank test shows a significant positive correlation between the architectural complexity of gallery graves and their visual connection to the Brétouaré passage grave ($p = 0.025$, $r = 0.469$).

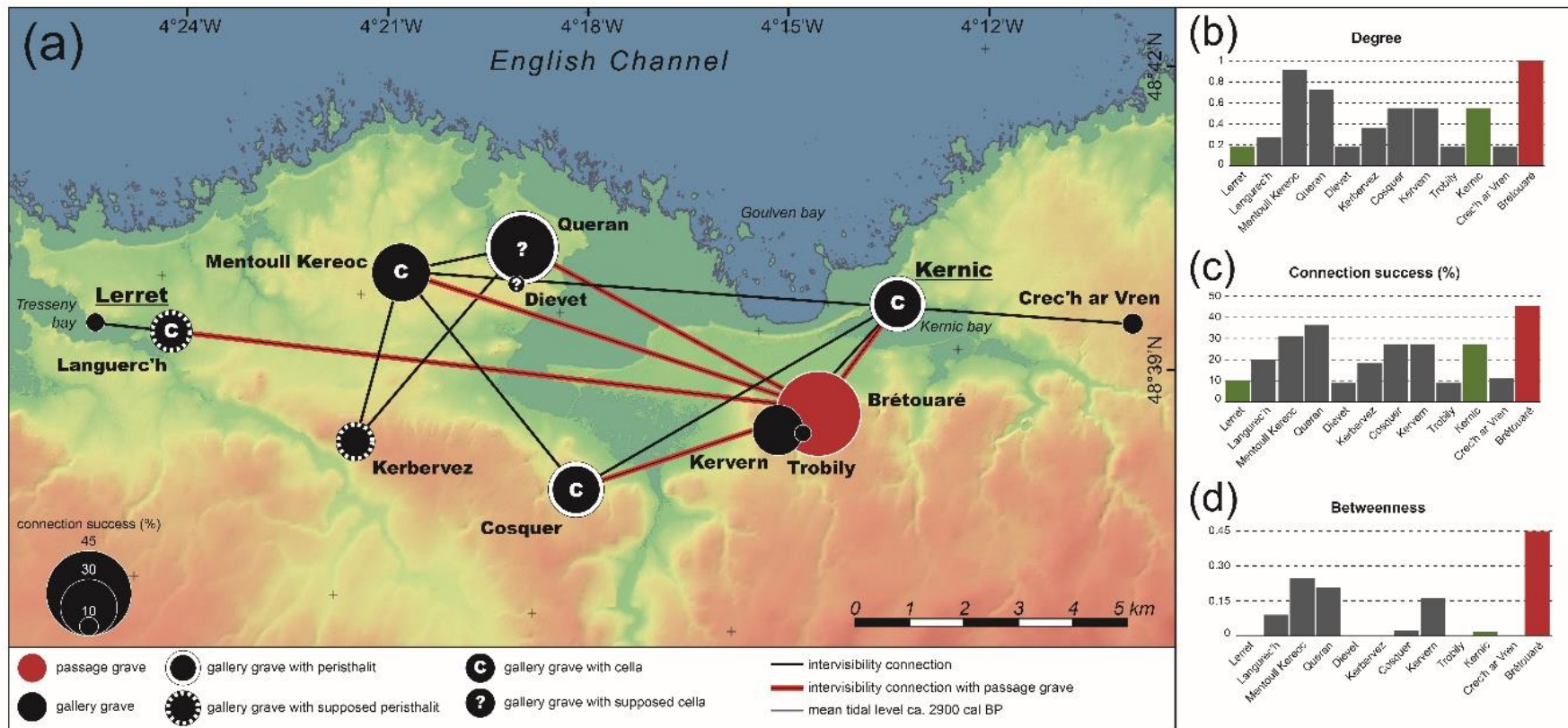


Figure IV. 15 : Intervisibility of the funerary megaliths in the study area with their centrality index and the connection success index. **(a)** Map of intervisibility connections identified between the megalithic sites; **(b)** Degree index for all investigated monuments; **(c)** Connection success index for all investigated monuments; **(d)** Betweenness index for all investigated monuments.

IV.4 Discussions and interpretations

IV.4.1 Two strategies for the exploitation of rock material

This study reveals contrasting strategies of rock exploitation for the Lerret and Kernic gallery graves.

Petrographic and structural analyses of the Lerret monument slabs show strong correlations with the granitic outcrops present in proximity to the site. Three potential extraction sites (outcrops 1, 2, and 7 in Fig. IV.4) have been identified. They all supply similar rock material and are located at a short distance from the monument (50 m for outcrops 1 and 2, 200 m for outcrop 7). Each of them was able to provide a sufficient quantity of slabs for the total construction. The micromorphological analysis of the slabs reveals a dominance of fresh faces, suggesting the exploitation of a single rock outcrop (Mens, 2008). Thus, parties that constructed the Lerret monument appeared to have focused their efforts on the intensive exploitation of a single, local rock outcrop. This strategy potentially reduced the energy required for construction by limiting the transport of the megalithic slabs. The availability of building material may also have determined (at least in part) the erection site of the monument.

The petro-structural analysis of the Kernic monument slabs shows a very different pattern of rock exploitation. Our study confirms the local origin of granitic material in agreement with Chauris (2021), but it also suggests the existence of three extraction sites in three facies of the Brignogan-Plouescat granitic complex. The three identified outcrops could have supplied all of the slabs for the construction of the Kernic monument and neither of them is located in the immediate proximity of the monument. This result seems to be confirmed by the morphological analysis of the slabs since a large number of them present weathered faces indicating primary exploitation of the rocky outcrops (Mens, 2008) and a multi-source supply. The distance between the megalithic monument and the potential extraction sites (up to 1 km) also indicates that the choice of the monument implantation was not determined by the availability of construction material. However, the location of potential sites should be considered with caution. Indeed, it is possible that several of the outcrops exposed during the construction period are no longer visible, either as a result of quarrying, or due to recent overlying by sand dune deposits after the Neolithic period (see Section 5.5). Thus, the distance between the supply sources and the Kernic monument may have been shorter than estimated by this study. However, it is clearly established that the three facies were not collected from a single site. The intentional diversification of the supply sources, which implies

displacement of blocks over several hundred meters, appears very likely and required increased energy for their transport.

In agreement with the particular architecture of the two monuments, the differences in the choice of stone extraction strategies between the two gallery graves may reflect the different status of the two communities at their origin. Indeed, the Kernic gallery grave has a much more monumental appearance than the Lerret monument, mainly due to the existence of external structures such as the peristalith and the monumental facade. As a result, its construction required about three times as many megalithic blocks. The total weight of the lithic material transported is thus twice as great. The builders of the Kernic megalith were able to mobilize more resources, which also suggests greater political and economical power.

IV.4.2 A functional and symbolic interpretation of the construction material diversification

Regarding the selection of stones in the passage grave construction, it is a pivotal issue to understand whether the decision to use certain stone types was based on functional considerations or rather on esthetic or symbolic reasons. In fact, the use of different rocks can be based on the slab size or on the mechanical constraints they should support in the construction. This interpretation has been applied to various monuments, such as the passage grave of Puigseslloses, Barcelona, Spain (Vicens et al., 2010), the monument of La Varde in Guernsey, Channel Islands, United Kingdom (Bukach, 2003) and to the megalithic complex of Bougon, Deux-Sèvres, France (Mohen and Scarre, 1993; Scarre, 2004). Concerning the two Neolithic monuments under study, this interpretation may only be applied to the Kernic grave. Indeed, the granitic rocks used in the Kernic gallery grave appear to have very similar mechanical characteristics. No organisation of granitic facies according to block size or location was identified, so the mechanical properties of the rocks clearly did not determine the constructors' choice.

A second issue concerns the potential inclusion of architectural elements from older monuments. This kind of re-use has been frequently documented in Brittany, particularly in passage graves (Laporte et al., 2011), such as the sculpted stele of Locmariaquer, which was broken and incorporated into two burial monuments (Le Roux, 1985). However, this type of re-use appears unlikely in the case of the Kernic gallery grave. Indeed, none of the slabs show modifications (engravings, removals or regularisation of the surfaces) in an irregular position with regard to the architecture. The study area also seems to have been sparsely occupied during the Middle Neolithic

as only one passage grave (the Brétouaré monument) has been documented so far (Sparfel and Paillet, 2010).

Lastly, the diversification of construction material may also result from practical constraints linked to work organisation. It is possible that each outcrop was successively quarried after the abandonment of the previous one. This abandonment of supply sources may be due to the depletion of natural outcrops, but also to changes in the construction project. However, the data collected in this study do not confirm this hypothesis, as it was previously highlighted that each outcrop identified was able to supply all of the blocks necessary for the construction. Similarly, the Kernic monument shows a coherent and uniform architectural plan and appears to be the result of a single architectural project. The 'random' arrangement of the facies also suggests that the three supply sources were used simultaneously. Thus, the choice to use different rock material seems to be deliberate and determined at the beginning of the monument's construction.

The symbolic and aesthetical qualities of the rocks have also often been considered in the megalithic monuments in France (e.g. Gouézin, 2017; Mens et al., 2021). Some monuments, such as the Dissignac tumulus (Saint-Nazaire, Loire-Atlantique) and the Dolmen de la Croix (Pornic, Loire-Atlantique), are composed of very contrasting rock types and colours (Mens et al., 2021). The disposition of the different stones is very ordered and certain characteristics such as the preferential placement of the light-coloured stones at the entrance are present in many monuments. Therefore, the physical characteristics of the rocks seem to contribute to a particular symbolism. However, Scarre (2004) attenuates this interpretation and notes that the diversity of rocks used in the monuments might only refer to the diversity of the surrounding geological context. It is perhaps the symbolic value of the natural outcrop that is incorporated into a monument beyond these physical characteristics (Scarre, 2004). That is supported by the integration of a few worked blocks in a number of megalithic monuments. The aim to include natural rocks in monuments appears especially strong for Recent and Final Neolithic periods, as a number of them were built on the basis of natural rock outcrops (Gouézin, 2015, 2017).

The three granitic facies used for the Kernic gallery grave do not display particularly contrasting visual characteristics, and the arrangement of stones is also very irregular. It is perhaps the symbolic value of rocks as much as the element of the surrounding landscape which was significant for those constructing the Kernic gallery grave, a symbolic value whose nature remains to be specified.

The identity value of specific rock types has been argued by Bukach (2003) about the Guernsey and Jersey Islands passage graves. According to this author, stones from prominent geological complexes could be imbued with both the sacred and mythical nature of the landscape. They can provide symbols of identity and place, both within and between communities. The Kernic gallery grave may show this type of association between places and different human groups unified during the construction of a collective funeral monument. The quantity of each facies block and their irregular arrangement seem to confirm this hypothesis. It was previously highlighted that the extraction of the slabs from the three outcrops was probably carried out simultaneously. This suggests the existence of three distinct human groups engaged in the extraction and transport of stones. The number and total weight of blocks on each facies is nearly equal. It is therefore possible that each of these groups contributed a similar effort to the construction of the Kernic gallery grave. The construction and utilization of collective burials, such as gallery graves, is generally attributed to societies based on lineage (Gallay, 2011) or clan systems (Testart, 2005, 2012). In this regard, it can be questioned whether the Kernic monument was built as a collective burial of three clans (or lineages) forming part of a single community.

IV.4.3 The distribution of gallery graves in the study area

Analyzing the spatial distribution of collective burials in the study area reveals differences between the Lerret and Kernic gallery graves. It seems that the constructors of the Lerret monument had a much smaller territory than those of the Kernic gallery grave.

In contrast to the Middle Neolithic monuments, the collective burials never occur in great concentrations (L'Helgouach, 1956, 1965). Exceptionally, they are grouped by two or three monuments as at Laniscat, Côtes-d'Armor (Le Roux, 1975, 1977). More generally, there is no more than one gallery grave in a current locality (L'Helgouach, 1956). A collective tomb (or more rarely a small grouping) seems to be representative of a single community (of the village type) in a given territory. Furthermore, the access to the tomb may be reserved for the entire community or, on the other hand, only for the members of one or several clans (or lineages) (Masset, 1997; Chambon, 2003; Marçais, 2016). The existence of clustered monuments in relatively limited spatial areas can be understood in two ways. Firstly, there may exist a chronological gap between each of the monuments in the same group. A new monument could be erected if the older one is considered insufficient or inadequate for the needs of the community that increased with time. Secondly, within each community, several clans (or lineages) of similar importance and perhaps in competition, may coexist. In this case, each of them may have its own burial monument located

on the territory of the community. The two hypotheses can also be combined with the emergence of important new clans (or lineages) over time, possibly causing a territorial division in some cases.

The spatial distribution of gallery graves in our study area seems to support such a general pattern. If we consider monuments less than one kilometre distant as groupings, the distribution of collective burials is very uniform. For the majority, the closest monuments are located at a distance between 3.9 and 4.3 km. However, there are exceptions to this pattern, of which the Lerret monument is an example. It is located only 1.3 km from the Languerc'h gallery grave. It is impossible to determine whether the two monuments represent two distinct communities or two clans (or lineages) forming part of the same community. However, in both cases, the constructors of the Lerret gallery grave probably occupied a smaller territory than the communities at the origin of other burial monuments in the study area, such as the Kernic gallery grave.

IV.4.4 Intervisibility analysis and territory patterning

The intervisibility analysis carried out in this study reveals a relatively dense visual connection network furthermore strongly structured by the Brétouaré passage grave (Fig. IV.15). It also emphasizes some differences between the two monuments. The Kernic gallery grave seems to have an important place in this theoretical network, while the Lerret monument appears as a more subsidiary feature.

IV.4.4.1 Limits of the method

Three main limits of this analysis can be highlighted. (i) Firstly, the visual barriers represented by the vegetation are complex to consider. However, palynological research indicates that the coastal areas of Brittany were cleared during Middle Neolithic times (e.g. Morzadec-Kerfourn 1974; Marguerie 1992). In particular, in the study area, fire clearing has been documented as early as ca. 2900-2600 cal BC (Morzadec-Kerfourn 1974a). It is therefore possible that the densely populated coastal areas in the Neolithic period displayed an open landscape, largely devoid of dense forest vegetation. Cummings and Whittle (2004) also highlight the high variability of vegetation cover, partly as a result of seasonal variations. Thus, due to the spatial and temporal complexities of the vegetation patterns through time, analyses conducted on uncovered ground seem appropriate (Čučković, 2014b). (ii) Additional visual barriers may result from palaeogeographical changes that have occurred since the Neolithic period. Indeed, the sea level variations as well as morphological and climatic factors have led to major changes on the coastal zone (see section 5.5). In our study, only sea level rise was considered and simulated at the mean tidal level around 2900 cal BC. There

is a large amount of paleogeographical evidence for this area (see section 5.5). Unfortunately, the evidence is insufficient to permit the creation of an accurate DTM that would have taken into account all the environmental changes (filling of coastal valleys, formation of dune complexes...). From this point of view, the results presented in this paper are preliminary and will need to be developed in the future. (iii) Thirdly, the intervisibility analysis is based on an inherently incomplete set of archaeological data. Some monuments have disappeared; their architecture and location are only recorded in ancient documents. In addition, in the study area, only the Kernic gallery grave has benefited from previous archaeological investigations. The monuments' architecture is mainly known from descriptions and analysis of the exposed structures.

For these reasons, and considering the character of the investigated sites, the intervisibility connections identified should be interpreted with caution. The resulting network is considered here as a synthetic picture of possible connections (perhaps even symbolic) rather than an established communication network.

IV.4.4.2 Intervisibility links with the passage grave - a prestige element for the gallery graves?

Our intervisibility analysis shows the cohesion of the monument group under study. Indeed, all the megalithic tombs in the study zone are potentially visually interconnected. The density and the architectural resemblance, as well as the strong visual connectivity of the monuments, may indicate a coherent territorial and/or political unit composed of several distinct, but strongly connected communities.

Secondly, our analysis highlights the centrality of the Brétouaré passage grave in this theoretical network and the visually linked gallery graves are also the most architecturally complex monuments. In a society where reference to the ancestors (real or mythical) must have been very strong, it is possible that the visual link to an older monument may have been an important element when selecting the erection sites of new monuments (e.g. Wheatley 1995). The co-visibility with a passage grave may thus have increased the significance of the gallery grave.

In this perspective, and with regards to the existing monument groups described in section 5.3, it is possible to detect a hierarchy between the gallery graves under study with 3 types of sites: (i) The most important and architecturally complex monuments have a direct link to the Brétouaré passage grave and show more visibility links with other monuments (e.g. Kernic, Mentoull Kereoc, Cosquer; Fig. IV.15) Some of them occupy a central place in a group as described in section 5.3

(e.g. Queran, Languerc'h; Fig. IV.15). (ii) The gallery graves forming part of a group and considered as subsidiary features are architecturally less complex and present links only with the central tomb of the group (e.g. Dievet, Lerret; Fig. IV.15). (iii) Lastly, the discrete monuments without any visible link with the Brétouaré passage grave also present less complex architectures (e.g. Kerbervez, Crec'h ar Vren, Fig. IV. 15).

According to this interpretation, the Lerret and Kernic monuments are assumed to occupy a distinct position within this theoretical network.

IV.4.5 Paleoenvironmental reconstructions and their implications

IV.4.5.1 Palaeogeography of the Tresseny Bay (Lerret gallery grave)

The paleogeographic reconstruction of Tresseny Bay (Lerret gallery grave) for the Neolithic period is incomplete, but it can be partly achieved by combining morphological and core sedimentological data.

Similar to other coastal areas in Brittany (e.g. Morzadec-Kerfourn, 1974; Goslin et al., 2013, 2015; Stéphan et al., 2015), the first phragmites-dominated swamps formed at around 4900 cal BC in the lower part of Tresseny Bay (core V-3, Figs. IV.5, 7), and then at around 4400 cal BC in its inland section (core G-C2 Figs. IV.5, 6). The development of the oldest basal peat occurred under the combined influence of the slowing down of the Holocene sea level rise (Goslin et al., 2013, 2015; García-Artola et al., 2018) and the stabilization of the first coastal barriers (Morzadec-Kerfourn, 1974; Stéphan et al., 2015, Gorczynska et al., 2022 in press).

Around 2700 cal BC, the sedimentary records show an expansion of wetlands throughout the bay. In the lower part of the bay, phragmite-dominated swamps and freshwater ponds developed (core V-1 and Curnic site Figs. IV.5, 7). In the inner part of the valley, the peat deposit records a decrease in marine influence (core G-C2, Figs. IV.5, 6). Stéphan et al. (2015) also revealed the extent of salt-marshes in other Brittany coastal systems during this period. This expansion probably resulted from the development of gravelly or sandy coastal barriers that provided sheltered conditions for high-marsh development (Stephan et al., 2015). Unfortunately, determining the exact position of such a system in Tresseny Bay from current data is a difficult task. However, the formation of freshwater marshes on Curnic Beach (Van Zeist, 1963) and the development of peat deposits at the Tresseny site (Hallégouët et al., 1971) indicate that the bay was largely protected from marine influence during Final Neolithic times and that a coastal barrier system may have developed in its lower part. With respect to this pattern, the Lerret gallery grave,

which is currently located in the upper part of the bay, was constructed in a protected environment close to a high salt-marsh or freshwater swamps.

IV.4.5.2 Palaeogeography of the Kernic Bay (Kernic gallery grave)

The paleoenvironmental evolution of Kernic Bay during the Neolithic-Bronze Age was defined from the analysis of sedimentary cores recorded in the inner part of the mouth of the Kerrallé.

The presence of foraminifera in the organic deposits at the base of the sedimentary sequences in core ANE-C3 attests to marine influence in the lower Kerrallé valley as early as 5400-5200 cal BC. As mentioned by many authors (Morzadec-Kerfourn, 1969; Goslin et al., 2015; Stéphan et al., 2015), the deposition of peat material at the base of the NW Brittany coastal sedimentary sequences is associated to the formation of extensive phragmite marshes around the present-day shoreline position at the beginning of the Neolithic period (see section 5.4.1).

From ca. 4500 cal BC, the lower Kerrallé river valley was transformed into an estuarine mouth composed of (i) an intertidal sand flat at the ANE-C1 coring point, (ii) a salt marsh at the ANE-C2 coring point, and (iii) a freshwater marsh environment at the ANE-C3 coring point. This spatial distribution of depositional environments persisted until ca. 2200 to 1500 cal BC. Located more seaward, the Kernic archaeological remains were built along this estuarine mouth. Although no coring was done in front of the archaeological site, we can assume that the Kernic gallery grave topographically dominated a coastal landscape characterized by intertidal sand-flats.

The development of large transgressive dune complexes in Brittany, such as the Keremma complex (Fig. IV.12), post-dates the Neolithic period (Gorzynska et al., 2022 in press). Archaeological remains of the Iron Age and/or Medieval periods discovered in palaeosols located at the base of the aeolian deposits confirm that the principal phase of dune formation occurred after the construction of the Kernic monument (Giot and Marguerie, 1994). It is possible that in the Neolithic period, small coastal sand barriers were formed, establishing an evolutive basis for the present dune complex. However, their development in this period seems insufficient as to permit the formation of wetlands in the southwestern part of the estuary. Indeed, the geotechnical surveys (core B-3 and B-1 in Figs. IV.12, 14) conducted in this area reveal mainly sandy sedimentation, hence suggesting a sand-flat environment. In accord with this data, it appears that Kernic Bay was significantly more opened to the sea at the moment of the monument's construction than at the present.

IV.4.5.3 The role of valleys and estuaries in Recent/Final Neolithic landscape patterns

Our paleogeographic analysis reveals that the two monuments under study were built and used in quite different paleo-environments. The Lerret gallery grave was erected close to a marshland zone (brackish or freshwater), while the Kernic monument was constructed along an estuary, widely open to the sea. This suggests a quite distinct role for the two coastal systems in the Recent/Final Neolithic cultural landscape. Tresseny Bay appears to be at the periphery of the group of monuments. It may have been a territorial limit to all the communities established in this area. In contrast, Kernic Bay and, more largely Goulven Bay, seem to be in the centre of this territory. The orientation of the gallery graves suggests the importance of this maritime area for all of these communities. Indeed, the Kernic monument, but also those of Mentoull Kereoc and Cosquer, present facades facing towards the bay. The Brétouaré passage grave is a major landmark in this coastal landscape. It appears that in the case of Kernic Bay (and more generally Goulven Bay) the maritime space is integrated into the communities' territory and has a particular importance in its organisation. Anthropological studies have highlighted that maritime spaces (and also lakes or rivers), in some geographical and cultural contexts, can be the subject of a physical and mental territorialization by communities (e.g. Bataille Benguigui, 1992; Calandra, 2018; Cormier-Salem and Mbaye, 2018). With this perspective, the inclusion of rocks from the two shores of the estuary in the Kernic monument could be very symbolic. It involves the transport of blocks over a maritime zone. The monument could thus be a visible and lasting demonstration of navigation techniques. But it may also indicate a symbolic integration of this maritime territory into the Kernic monument and thus perhaps into the territorial system of the community(ies) that constructed it.

Conclusions

The Kernic and Lerret gallery graves under study were previously regarded as identical monuments, constructed in similar environments. Our study, based on a number of interdisciplinary approaches, instead reveals important differences between the two monuments in terms of architecture, source-rock material, and geographical position. The Lerret monument was probably erected close to the stone extraction sites in a marsh environment. The spatial analysis also indicates its subsidiary and peripheral place in a group of megalithic monuments located in the study area. In contrast, the Kernic gallery grave shows a deliberate diversification of rocky material with three potential supply sources, the furthest of which is situated approximately 1 km from the monument. The Kernic monument was built on the border of an estuary widely exposed to the sea and its construction required the transport of the megalithic blocks through this maritime zone. This tomb also seems to occupy a more central position in a group of clustered monuments.

We also propose a social interpretation of the obtained results. We suggest that in the case of the Kernic monument the rocks carry a particular symbolism, referring to specific places in the landscape and/or to human groups gathered in its construction. It also appears that some maritime areas such as Kernic Bay had an important role in the patterning of landscapes during the Recent/Final Neolithic. With regards to their architecture and geographical position, we also suppose that the visual connection with the other megalithic sites, and in particular with the only passage grave, was an important factor in the choice of the gallery graves location in this zone.

The new approach applied here to megalithic monuments is based on the precise identification of the source-rock material, a fine reconstruction of the paleoenvironment and intervisibility analyses carried out on a coherent set of sites. Addressing the petro-structural properties when combined to a 3D-micro-morphological study provides a characterization of each block of the monuments. The identification of potential sources of extraction has been carried out by a comparative study of the petrographic, structural, and micromorphological characteristics of the blocks and those of the surrounding country-rocks. This approach suggests that some megalithic sites show a deliberate diversification of local source-rock material. It is also shown that 3D monument models are an interesting support for this type of study, particularly in the case of sites with limited access. The palaeogeographic research, conducted at the scale of each coastal system adjacent to the sites, shows that major palaeo-environmental changes occurred in the two coastal areas and it further highlights the disparities in their Holocene evolution, underlining the various responses of coastal systems to Holocene sea level rise and climatic variations. Thus, it

appears that using locally obtained data is a pre-requisite for elaborating accurate palaeogeographical reconstructions to individual archaeological sites. The intervisibility analysis carried out on all the Neolithic funerary megalithic monuments present in the study area shows a dense network of visual connections, which seems to be a strong element in the patterning of Neolithic coastal territories.

Our study shows the high potential of a multidisciplinary approach for studying megalithic monuments, and the overlapping scales of the applied analyses allow the elaboration of several new hypotheses about the social and territorial organisation of Neolithic societies. Finally, it demonstrates that despite their extreme degradation, the Kernic and Lerret monuments are able to provide quite fruitful information about the Recent/Final Neolithic societies and their relationships with the natural environment.

Conclusions

Dans le contexte actuel d'accélération des changements climatiques liée aux activités anthropiques, il semble nécessaire de mieux comprendre les interactions et les rétroactions entre les écosystèmes et les sociétés humaines. Ces processus peuvent être appréhendés sous l'angle des socio-écosystèmes dont la complexité du fonctionnement nécessite la mise en œuvre d'approches pluri- et transdisciplinaires (Collins et al., 2011 ; Bretagnolle et al., 2019). Apprécier les trajectoires à long terme de ces socio-écosystèmes paraît également de plus en plus fondamentale (Barton et al., 2004). De ce point vu, les socio-écosystèmes côtiers constituent des objets de recherche parmi les plus dynamiques au monde. En effet, l'évolution des environnements littoraux est régie par de nombreux processus qui s'opèrent sur différentes échelles de temps, et ils constituent aujourd'hui des écosystèmes parmi les plus anthropisés au monde (Ferro-Azcona et al., 2019). En Bretagne, les recherches menées dans ce domaine sont nombreuses et portent sur plusieurs aspects de la relation entre les sociétés humaines et leur environnement naturel.

Ce travail doctoral a eu pour ambition d'apporter une contribution à ces recherches en s'intéressant à la composante physique des paysages littoraux, sous l'angle de la géomorphologie et de la géoarchéologie. En effet, toute étude des dynamiques à long terme des socio-écosystèmes nécessite des données solides sur l'évolution des environnements dans le passé (Fitzhugh et al., 2019). Ainsi, les reconstitutions paléogéographiques centrées sur les aspects physiques du paysage (géomorphologie, environnements sédimentaires) sont un préalable indispensable à la bonne compréhension des dynamiques des populations passées.

Durant les dernières décennies, de nombreux travaux portant sur l'évolution du niveau de la mer en Bretagne ont permis de proposer de premières reconstitutions paléogéographiques des zones côtières et insulaires qui ont considérablement amélioré notre compréhension des dynamiques d'occupation humaine (Marchand et al., 2016 ; Stéphan et al., 2019). Néanmoins, à ce jour, ces reconstitutions se basent uniquement sur des modèles de submersion passive des territoires côtiers, sans tenir compte des dynamiques sédimentaires passées et des changements morphologiques associés. En effet, nous manquons encore d'éléments de connaissance pour prendre en compte les effets de la sédimentation dans les reconstitutions paléogéographiques proposées.

Ainsi, ce travail doctoral a eu pour but de combler le manque de connaissance sur les dynamiques morpho-sédimentaires holocènes en répondant à trois objectifs principaux :

(1) Le premier objectif de cette recherche a été de reconstruire les dynamiques morpho-sédimentaires holocènes propres à deux types d'environnements littoraux : les dunes côtières et les vallées estuariennes. La mise en place des systèmes dunaires et le colmatage progressif des estuaires ont considérablement changé la morphologie des zones littorales au cours des huit derniers millénaires. Ces changements morpho-sédimentaires limitent aujourd'hui notre interprétation des paysages côtiers passés. Afin de recontextualiser les occupations humaines passées au sein de leur environnement, il nous est apparu nécessaire de comprendre ces dynamiques et de reconstituer leur chronologie.

(2) Le second objectif de ce travail a été d'examiner dans quelle mesure les vestiges archéologiques peuvent être des indicateurs des changements environnementaux sur le littoral. Dans notre région de nombreux sites archéologiques se trouvent dans les contextes environnementaux différents de leur installation initiale. Certains sont ensevelis sous les sables dunaires, d'autres sont quotidiennement submergés par la mer, témoignant ainsi des changements paléogéographiques profonds qui se sont opérés sur les littoraux au cours des derniers millénaires. Le nombre important de ces vestiges en Bretagne permettait d'explorer le potentiel des données archéologiques à fournir des informations sur les évolutions du milieu naturel.

(3) Enfin le troisième objectif de ce travail de thèse a été de remobiliser les nouvelles connaissances sur l'évolution des environnements littoraux afin de recontextualiser deux sites mégalithiques aujourd'hui submergés datant du Néolithique récent/final : les allées couvertes de Kernic et de Lerret. Ces monuments mégalithiques submergés sont des constructions emblématiques des sociétés néolithiques et des changements paléogéographiques côtiers au cours ces derniers millénaires. Très dégradés par l'érosion marine, difficile d'accès ou déjà fouillés par les archéologues, ces vestiges ne semblaient plus à même de livrer des informations nouvelles sur les populations qui les ont érigées. Ainsi, ce travail doctoral a eu pour but de développer une approche inédite et pluridisciplinaire pour étudier ces allées couvertes et proposer des nouveaux éléments de connaissance sur les sociétés néolithiques.

Afin de répondre à ces objectifs nous avons développé trois principaux axes de recherche au cours de ce travail :

(1) la reconstitution de la chronologie du développement et d'évolution des dunes côtières au cours de l'Holocène à l'échelle régionale constitue le premier axe de ce travail. Elle s'est basée sur l'analyse des vestiges archéologiques découverts depuis la fin du XIXe siècle dans les contextes dunaires en Bretagne.

(2) Le deuxième axe développé dans le cadre de ce travail concerne l'étude de petits systèmes estuariens depuis leur ennoisement initial jusqu'à la mise en place des environnements actuels. Ce travail s'est concentré sur l'analyse de deux vallées estuariennes aujourd'hui colmatées : les vallées du Kerallé (Plouescat) et de Trunvel (Tréogat). Cette étude s'est appuyée sur des analyses stratigraphiques, sédimentologiques et géophysiques de leurs remplissages sédimentaires.

(3) Le troisième axe de ce travail s'est concentré sur l'étude et la compréhension des modes d'occupation de l'espace littoral par les populations du Néolithique récent et final, à travers l'analyse des deux allées couvertes submergées du Lerret et de Kernic. Les choix de sites d'implantations de ces monuments ainsi que leur inscription dans le paysage de l'époque (naturel et anthropique) ont été explorés à travers plusieurs approches méthodologiques : reconstitution paléogéographique, étude d'intervisibilité et analyse petro-structurale des blocs constituant les monuments.

Dans cette conclusion, nous présenterons les principaux résultats obtenus dans chacun des axes de recherche développés au cours de ce travail doctoral. Puis, nous proposerons quelques perspectives de recherche.

Synthèse de principaux résultats

L'évolution des massifs dunaires au cours de l'Holocène Moyen et Final sur les côtes de la Bretagne

Le premier axe de ce travail (Chapitre II) a été consacré à l'étude de l'évolution des massifs dunaires de Bretagne à travers l'analyse des vestiges archéologiques découverts dans ces contextes environnementaux. Cette approche a permis plusieurs avancées dans la connaissance régionale du développement des dunes côtières durant les sept derniers millénaires.

Une méthodologie basée sur l'étude des vestiges archéologiques

Premièrement, une méthodologie originale a été développée pour dater la mise en place des dunes côtières d'après l'étude des vestiges archéologiques. En Bretagne, plusieurs tentatives de datation des dunes côtières avaient été réalisées précédemment (Haslett et al., 2000; Regnauld et al., 2016; Van Vliet-Lanoë et al., 2016), mais elles s'étaient heurtées à l'absence de paléosols bien développés facilement datables par le radiocarbone. Jusqu'à très récemment, aucune datation OSL n'avait été obtenue directement sur les dépôts de sable éolien. Par conséquent, les nombreux vestiges archéologiques découverts dans ces contextes depuis la fin du XIXe siècle constituaient une opportunité intéressante pour étudier les phases de mobilité des dunes littorales.

Afin de tester l'intérêt des données archéologiques pour la datation des environnements dunaires, un inventaire exhaustif des vestiges a été réalisé dans un premier temps. Certaines découvertes anciennes ont nécessité une réinterprétation à la lumière des avancées récentes de l'archéologie régionale, l'âge des vestiges notamment. Au total, 221 sites archéologiques ont été retenus dans le cadre de ce travail car ils étaient suffisamment bien documentés en termes de chronologie et de stratigraphie. Puis, un outil conceptuel propre à l'archéologie (diagramme de Harris) a été utilisé à l'échelle de chaque massif dunaire afin de synthétiser toutes les informations stratigraphiques et chronologiques. Cette analyse a permis d'identifier et de contraindre chronologiquement une ou plusieurs phases d'ensablement sur 78 massifs dunaires distribués le long du littoral de la Bretagne. Enfin, la compilation de ces données a permis de reconnaître les grandes phases de mobilité des dunes côtières à l'échelle régionale. Cette étude a ainsi montré qu'en l'absence de datations absolues (datations au radiocarbone ou par OSL), les vestiges archéologiques peuvent être de bons indicateurs pour reconstruire l'évolution des massifs dunaires sur le long terme.

La chronologie de la mobilité dunaire au cours de l'Holocène

Cette approche a permis d'identifier quatre grandes phases de mobilité des dunes côtières en Bretagne :

(1) La première phase (phase I) a été identifiée entre 4250 et 4100 cal BP et correspond à la période de transition entre le Néolithique et l'âge du Bronze. Elle a été documentée sur relativement peu de massifs actuels ce qui peut être attribué au faible développement des dunes côtières durant cette période et/ou à la non-préservation des enregistrements les plus anciens.

(2) La deuxième phase de mobilité des dunes côtières (phase II) a été identifiée entre 3250 et 2400 cal BP et correspond à la transition entre l'âge du bronze et l'âge du Fer. Durant cette période, le littoral de la Bretagne voit le développement de dunes transgressives progressant sur de grandes distances vers l'intérieur de terres et présentant souvent des épaisseurs importantes.

(3) La troisième phase (phase III) a été reconnue durant le Moyen Âge, entre 1050 et 700 cal BP. L'ampleur régionale de cette phase pose néanmoins question puisqu'elle a été reconnue principalement sur le site de Saint-Urnel à Plomeur (Finistère, Giot et Monnier, 1977). Dans ce secteur, elle se caractérise par des déplacements de sable éolien sur plus d'un kilomètre de distance vers les terres.

(4) La quatrième phase (phase IV) a été reconnue entre 350 et 110 cal BP et correspond à la période de mobilité des dunes côtières durant le Petit Âge Glaciaire largement reconnu sur le littoral atlantique européen (e.g. Clarke et Rendell, 2009; Jackson et al., 2019).

Le rôle des différents forçages dans la mobilité des dunes côtières

Dans un troisième temps, cette étude a permis de discuter du rôle des différents forçages dans la mobilité des dunes côtières en Bretagne au cours de sept derniers millénaires. Notre analyse a montré que les phases I, II et IV identifiées sur les côtes de la Bretagne coïncident avec les périodes de dégradation des conditions climatiques sur les côtes atlantiques européennes, caractérisée par l'augmentation de la force et/ou la fréquence des tempêtes, l'intensification des précipitations et la diminution des températures annuelles (Bond et al., 2001 ; Arnaud-Fassetta et al., 2010 ; Sorrel et al., 2012 ; Van Vliet-Lanoë et al., 2014 ; Pouzet et al., 2018 ; Penaud et al., 2020). L'impact anthropique sur la déstabilisation des dunes côtières au cours du XVIIIe siècle a également été documenté par les sources historiques (Charpentier, 2009 ; Lageat et al., 2019). Au cours de ces périodes, l'augmentation du niveau de la mer enregistre une décélération progressive

(García-Artola et al., 2018) et ne peut pas être considérée comme le facteur déclenchant les phases d'ensablement. La phase III, identifiée au cours du Moyen Âge (entre 1050-700 cal BP), s'éloigne de ce schéma et semble se produire au cours d'une période ayant connu une amélioration des conditions climatiques, connue sous le nom de l'optimum climatique médiéval (Lamb, 1965 ; Bradley et al., 2003).

Le modèle d'évolution des dunes côtières et des occupations humaines

Enfin, cette étude a permis de proposer un modèle d'évolution des dunes littorales en lien avec les vestiges archéologiques identifiés dans ces environnements. Ce modèle se subdivise en cinq étapes principales pour la période holocène.

L'étape initiale (étape 0) correspond à la formation des premières barrières littorales suite au ralentissement de la transgression marine à partir de 7000 cal BP (Stéphan et Goslin, 2014 ; García-Artola et al., 2018), comme le suggère le développement des tourbières littorales à cette époque (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Goslin, 2014 ; Stéphan et al., 2015). Les occupations humaines néolithiques (6850-4100 cal BP) sont bien représentées dans nos enregistrements mais se situent systématiquement en arrière des systèmes littoraux et hors de l'influence marine.

La première étape (étape 1) correspond à la première phase de mobilité des dunes côtières que nous avons identifiée entre 4250 et 4100 cal BP. Elle est attribuée aux effets combinés d'une dégradation des conditions climatiques et d'un renforcement du régime des tempêtes. La stabilisation et la végétalisation des dunes côtières interviennent durant l'Âge du bronze ancien, comme en témoignent des vestiges archéologiques associés aux minces horizons humiques interstratifiés dans les sables éoliens. Cependant, la majeure partie de la documentation archéologique pour cette période indique des occupations principalement établies en arrière des systèmes littoraux.

La deuxième étape (étape 2) mise en évidence entre 3250 et 2400 cal BP correspond au développement de larges massifs transgressifs sur les côtes de Bretagne qui semble être à nouveau favorisé par une dégradation des conditions climatiques et un renforcement du régime de tempêtes, ainsi que par une augmentation des décharges fluviales. L'absence des vestiges archéologiques datant de l'âge du Bronze moyen et final et du premier âge du Fer au sein des enregistrements dunaires correspond à la raréfaction des occupations littorales durant cette période attribuée à la détérioration des conditions climatiques (Stéphan et al., 2011). À partir du second âge du Fer, les

dunes littorales sont à nouveau stabilisées et végétalisées et de nombreuses occupations s'établissent au sein de ces environnements, principalement en lien avec l'extraction du sel marin.

La troisième étape (étape 3) correspond à la mobilité des massifs dunaires identifiée entre 1050 et 700 cal BP sur le site de Saint-Urnel (Plomeur, Finistère). Sa portée régionale pose donc question. Durant cette période, les occupations humaines sont très rares sur le littoral de la Bretagne et s'établissent préférentiellement en arrière des systèmes dunaires.

Enfin, la quatrième étape (étape 4) mise en évidence entre 350 et 110 cal BP correspond à la mobilité des dunes côtières identifiée sur de nombreux littoraux européens durant le Petit Âge Glaciaire. En Bretagne, le développement de larges massifs transgressifs migrant parfois sur plusieurs kilomètres à l'intérieur des terres a provoqué l'ensablement de nombreux villages et de terres arables. La stabilisation de ces massifs se produit durant la seconde moitié du XIXe siècle.

L'évolution holocène des petits estuaires sur le littoral de la Bretagne

Le deuxième volet de ce travail doctoral (Chapitre III) a été consacré à l'étude du remplissage sédimentaire de deux vallées estuariennes de petite taille au cours des huit derniers millénaires : les vallées de Trunvel et de Kerallé. Il s'est appuyé sur une étude géophysique par tomographie de résistivité électrique et sur l'analyse des dépôts sédimentaires. Cette étude a permis de mettre en évidence les principaux changements morpho-sédimentaires et d'identifier les grandes étapes de leur colmatage. L'analyse des séquences sédimentaires nous a conduits à identifier également plusieurs périodes de renforcement du régime de tempêtes qui ont perturbé les conditions de sédimentation au sein de ces deux estuaires. Elle a permis également de mettre en évidence la variabilité des réponses face au renforcement des conditions hydrodynamiques sur le littoral.

La morphologie des deux vallées et la mise en place des environnements estuariennes

Cette étude a révélé la présence de deux paléovallées profondément incisées dans le socle rocheux dont les caractéristiques morphologiques l'approchent des vallées fossiles sous-marines connues dans la région (Menier, 2003 ; Menier et al., 2006). Comme dans la plupart des systèmes estuariens de Bretagne, aucun dépôt antérieur à l'Holocène Moyen n'a pas été conservé. La sédimentation holocène débute vers 8600 cal BP dans la vallée de Kerallé et vers 7500 cal BP dans la vallée de Trunvel où des plaines alluviales se développent dans les parties amont. Contrairement à de nombreux fonds de vallée du Nord de la France (Antoine, 1997 ; Antoine et

al., 2003 ; Lespez et al., 2010), la mise en place de vastes zones marécageuses dans la plaine inondable n'est pas mise en évidence sur nos sites d'étude.

Le début de l'invasion marine est daté vers 7500 cal BP à Trunvel et vers 7200 cal BP à Kerallé. À partir de cette période, les deux environnements enregistrent le développement de replats tidaux de type mud flats indiquant la mise en place d'environnements estuariens. L'envahissement de ces deux vallées par la mer est relativement précoce et témoigne d'une évolution différente par rapport aux baies côtières précédemment documentées en Bretagne où l'installation de vastes marais saumâtres à Phragmites débute vers 7000/6500 cal BP (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Goslin, 2014 ; Stéphan et al., 2015). Ces différences s'expliquent principalement par le degré d'incision des vallées étudiées en comparaison d'autres baies côtières.

L'évolution des environnements estuariens

L'analyse du remplissage sédimentaire a permis de reconnaître les grandes étapes dans l'évolution morpho-sédimentaire de ces deux environnements estuariens. Ainsi, la séquence sédimentaire de Trunvel peut être divisée en deux phases principales :

(1) Entre 7500 et 4100 cal BP, une séquence de dépôts rétrogradante traduit l'ennoisement progressif de l'estuaire par la mer. À partir de 7050 cal BP dans sa partie centrale, les dépôts de mud flat sont surmontés par des environnements de sand flat. Les marais maritimes se développent seulement à partir d'environ 5500 cal BP dans la partie intérieure de la vallée. Durant cette période, l'estuaire présente toutes les caractéristiques d'un estuaire dominé par la marée (*tide-dominated*).

(2) Entre 4100 et 1100 cal BP, la séquence de dépôts devient progradante. Dès 4900 cal BP, une plus large extension des marais maritimes est mise en évidence dans la partie interne de l'estuaire. Vers 3700 cal BP, un cordon littoral se développe à l'embouchure et se traduit par la mise en place d'un delta de flot en arrière. Les environnements de sand flats occupent la partie centrale de la vallée, puis sont progressivement remplacés par les dépôts de marais maritimes à partir de 2800 cal BP. Durant cette période, l'estuaire évolue vers un environnement dominé par les vagues (*wave-dominated*).

La vallée de Kerallé présente une histoire plus complexe que l'on peut subdiviser en quatre phases :

(1) Entre 7200 et 7100 cal BP, la plaine alluviale laisse place à des vasières intertidales de type *mud flat* et traduit une séquence de dépôts rétrogradante.

(2) Entre 7100 et 6400 cal BP, l'estuaire enregistre une séquence de dépôts progradante. Dans sa partie interne, les *mud flats* évoluent très rapidement vers les environnements de marais maritimes puis, à partir de 7000 cal BP, vers les marais dulçaquicoles. La fermeture de la vallée aux influences marines suggère la mise en place d'un cordon littoral à l'embouchure de l'estuaire.

(3) Aux alentours de 6400 cal BP, une nouvelle phase d'ennoiement par la mer est mise en évidence dans la vallée de Kérallé où se réinstallent les vasières intertidales et les marais maritimes.

(4) Après 6100 cal BP, la séquence sédimentaire est de nouveau progradante. Dans la partie interne de l'estuaire, les environnements de marais maritimes sont à nouveau surmontés par des tourbes dulçaquicoles. Dans la vallée affluente, les marais maritimes se maintiennent jusqu'à 5400 cal BP environ, avant d'être recouverts par les alluvions. Entre 6100 et 3500 cal BP, la partie aval de l'estuaire est occupée par des sables plats puis à partir environ 3500 cal BP par des marais maritimes.

La fermeture des estuaires et la mise en place des environnements actuels

Aux alentours 1100 cal BP, l'ensemble de la vallée de Trunvel enregistre de manière quasiment simultanée le développement des tourbes à Phragmites. Ce changement reflète la fermeture de l'embouchure par un cordon littoral.

Dans la vallée de Kerallé, l'influence marine n'est plus enregistrée à partir 3400 cal BP. Dès lors, la vallée est occupée par des marais dulçaquicoles. À partir de 2900 cal BP, les dépôts de tourbe comportent une fraction limoneuse significative indiquant le développement d'une plaine d'inondation mal drainée et une augmentation des apports sédimentaires en provenance du bassin versant. Cet alluvionnement peut être attribué au développement des activités agricoles conduisant à une ouverture du paysage végétal et à l'érosion consécutive des sols à partir de l'âge du Fer (2750-2000 cal BP). Puis, à partir de 1300 cal BP environ, la fraction limoneuse diminue fortement au sein des dépôts tourbeux et traduit un arrêt de l'alluvionnement attribué à la construction d'un barrage en amont.

Les facteurs contrôlant le remplissage sédimentaire

Malgré les apparentes similitudes entre les deux vallées étudiées, un décalage chronologique considérable dans la mise en place des séquences progradantes a été relevé (vers 4100 cal BP à Trunvel, contre 7100 cal BP à Kerallé). Les résultats obtenus dans cette étude montrent que trois facteurs principaux ont contrôlé les premières phases du remplissage sédimentaire des estuaires : (1) la morphologie de l'avant-côte (2) la morphologie et le degré d'ouverture des vallées aux influences marines et (3) les apports sédimentaires.

Les périodes de renforcement des occurrences de tempêtes

Enfin, cette étude a permis d'identifier cinq périodes de renforcement des régimes de tempêtes enregistrées dans les séquences sédimentaires des deux vallées :

(1) La première période est enregistrée dans la partie centrale de la vallée de Trunvel entre 7150 et 6950 cal BP et coïncide avec la phase de tempête identifiée entre 7000 et 6970 cal BP sur île d'Yeu par Pouzet et al. (2018).

(2) La deuxième période est enregistrée dans les séquences sédimentaires des deux vallées étudiées, entre 6650 et 6200 cal BP dans la vallée de Trunvel et entre 6600 et 6100 cal BP dans la vallée de Kerallé. Elle coïncide avec les phases de tempête enregistrées par Pouzet et al. (2018) et Van Vliet-Lanoë et al. (2014). Elle correspond également à un renforcement des décharges fluviales enregistré dans la moyenne vallée de la Loire entre 6800 et 5900 cal BP (Arnaud-Fassetta et al., 2010) et à un renforcement du Gyre Subpolaire sur les côtes sud de la Bretagne entre 6400 et 5100 cal BP (Penaud et al., 2020). Le fait que les deux vallées enregistrent ces perturbations de façon simultanée suggère une détérioration climatique importante dans notre secteur d'étude.

(3) La troisième période a été enregistrée entre 5100 et 4800 cal BP dans la vallée de Kerallé. Une étude menée dans la Baie de Quiberon (Sud de la Bretagne) a également mis en évidence un événement tempétueux vers 5000 cal BP (Baltzer et al., 2014).

(4) La quatrième période a été mise en évidence uniquement dans la vallée de Trunvel entre 4350 et 3800 cal BP. Cette période coïncide avec un renforcement du régime de tempêtes mis en évidence sur la côte sud de la Manche entre 4500 et 3950 cal BP (Sorrel et al., 2010) et une augmentation des décharges fluviales enregistrée dans la moyenne vallée de la Loire entre 4450 et 3550 cal BP (Arnaud-Fassetta et al., 2010).

(5) La cinquième phase a été enregistrée uniquement dans la vallée de Trunvel entre 3000 et 2300 cal BP. Cette période coïncide avec une détérioration climatique majeure enregistrée à l'échelle de l'Europe du Nord-Ouest (Bond et al., 2001; Olsen et al., 2012; Penaud et al., 2020). Elle se caractérise sur les côtes de la Bretagne par l'augmentation de la force et/ou de fréquences de tempêtes enregistrée dans de très nombreux systèmes sédimentaires (Baltzer et al., 2014 ; Ehrhold et al., 2021 ; Pouzet et al., 2018 ; Sorrel et al., 2012 ; Van Vliet-Lanoë et al., 2014), le renforcement des décharges fluviales et le développement des larges massifs dunaires transgressifs (Van Vliet-Lanoë et al., 2016, Gorczynska et al. 2022).

L'allée couverte de Kernic et de Lerret : une approche pluridisciplinaire

Le troisième axe de ce travail (Chapitre IV) a été consacré à l'étude de deux monuments mégalithiques du Néolithique récent/final : les allées couvertes de Lerret (Kerlouan) et du Kernic (Plouescat). Les choix de sites d'implantation de ces monuments ainsi que leur inscription dans le paysage de l'époque (naturel et anthropique) ont été explorés à travers plusieurs approches impliquant les restitutions paléogéographiques, l'identification des potentiels sites d'extraction et les analyses d'intervisibilité.

Des environnements contrastés

Grâce aux données produites dans le cadre de cette thèse, auxquelles se sont ajoutés celles de travaux plus anciens (Zeist, 1963 ; Giot et al., 1965 ; Briard et al., 1970 ; Hallégouët et al., 1971 ; Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Goslin, 2014 ; Goslin et al., 2015 ; Stephan et al., 2015), nous avons replacé chacune des allées couvertes dans son contexte environnemental, à partir de reconstitutions paléogéographiques. Ce travail a montré que ces deux monuments mégalithiques ont été érigés dans des environnements très différents l'un de l'autre. L'allée couverte de Lerret a vraisemblablement été construite dans un environnement protégé de l'influence marine par un système de barrières littorales situées à l'embouchure actuelle de la baie de Tresseny. Lors de son érection, le monument était donc situé à proximité de marais maritimes ou de zones marécageuses. L'allée couverte de Kernic, en revanche, a été construite en bordure d'estuaire et le monument dominait topographiquement un paysage côtier caractérisé par de vastes zones de *sands flats*.

Deux stratégies d'exploitation des matériaux de construction

L'analyse pétrographique et structurale des blocs constituant des monuments de Lerret et de Kernic a permis de mettre en évidence deux stratégies distinctes d'exploitation des matériaux de construction.

Les blocs du monument de Lerret ont montré de fortes corrélations avec des affleurements rocheux situés à proximité (distance comprise entre 50 et 200 m). Chacun de ces affleurements a pu fournir l'ensemble des blocs nécessaires à la construction du monument. Par ailleurs, l'analyse micromorphologique des blocs a révélé la prédominance des faces d'arrachement (fresh face) indiquant l'exploitation soutenue d'un seul affleurement. Ainsi, l'emplacement de l'allée couverte de Lerret semble avoir été dicté par la disponibilité en matériau de construction.

L'analyse des blocs de l'allée couverte de Kernic montre des choix de construction très différents. Les blocs proviennent de trois sources d'approvisionnement et montrent une prédominance des faces d'affleurement. Aucun des sites potentiels d'extraction ne se trouve à proximité du monument. La distance entre l'allée couverte et les sites d'extraction potentiels (allant jusqu'à 1 km) indique également que le choix de l'implantation du monument n'a pas été déterminé par la disponibilité en matériau de construction. L'un des sites potentiels d'approvisionnement était situé sur la rive opposée de l'estuaire, impliquant le transport des blocs à travers cette zone maritime. La signification sociale de cette diversité pétrographique a également été discutée.

Le rôle de l'intervisibilité

L'analyse d'intervisibilité a été menée sur l'ensemble des monuments mégalithiques funéraires de ce secteur. Elle a montré que toutes les tombes mégalithiques de la zone d'étude étaient potentiellement interconnectées visuellement. Cette forte connectivité visuelle entre les monuments, ainsi que leur densité et leur ressemblance architecturale, semble indiquer une unité territoriale et/ou politique cohérente composée de plusieurs communautés distinctes, mais fortement liées. Cette analyse a mis en évidence la centralité de la tombe à couloir de Brétouaré dans ce réseau théorique. Les allées couvertes liées visuellement à la tombe à couloir semblent également être plus complexes d'un point de vue architectural, avec la présence de cella et/ou d'un péristalithe. Sur la base de ces éléments, nous avons émis l'hypothèse que la co-visibilité avec la tombe à couloir de Brétouaré a pu constituer un critère important pour choisir l'emplacement des monuments funéraires dans ce secteur.

Le rôle des vallées et des estuaires dans la structuration des territoires au cours du Néolithique récent/final

Enfin, notre travail a souligné le rôle des vallées et des estuaires dans la structuration des territoires au cours du Néolithique récent/final. En effet, la baie de Tresseny, occupée par une vaste zone humide, se situait en périphérie du groupe de monuments funéraires étudiés. Elle a pu ainsi constituer une limite territoriale pour les communautés établies dans ces secteurs. À l'inverse, la baie de Goulven se présentait sans doute comme un vaste estuaire bordé de zones marécageuses. La densité des allées couvertes, leurs positions ainsi que leurs orientations suggèrent que cet environnement se situait au centre de ce territoire et il est possible qu'il ait revêtu une importance majeure pour les communautés humaines de cette période du Néolithique.

Perspectives

Au terme de ce travail, quelques perspectives de recherche peuvent être avancées.

Affiner la chronologie d'évolution des dunes côtières en Bretagne par le recours aux datations par OSL

Bien que l'utilisation des vestiges archéologiques ait permis de proposer plusieurs périodes de mobilité des dunes côtières durant l'Holocène en Bretagne, cette chronologie mérite d'être affinée à l'avenir à partir de datations absolues. Dans notre travail (chapitre II), les séquences dunaires ont été datées d'après les types de vestiges archéologiques retrouvés au sein des dépôts. Ces vestiges ont été associés à certaines périodes chronoculturelles. De ce fait, les phases d'ensablements déduites par cette approche se calent bien souvent sur les limites des périodes culturelles. Le recours à des datations absolues permettrait de limiter ce biais méthodologique. Par ailleurs, les phases d'ensablement identifiées dans notre travail couvrent parfois des pas de temps très longs là où les sites archéologiques sont peu nombreux et ne permettent pas d'établir une chronologie plus fine. Comme cela a été discuté dans le Chapitre II, les niveaux archéologiques ne sont pas systématiquement associés à des périodes de stabilité des dunes côtières. Dans ce cas, il est impossible d'établir la chrono-stratigraphie de nos séquences sédimentaires sans des méthodes de datation plus fiables. Enfin, d'après la documentation que nous avons utilisée dans notre travail, nous ne pouvons pas exclure que certains sites aient été désensablés par les populations subissant l'envahissement par les sables éoliens. Ces opérations ont pu créer des hiatus sédimentaires très difficiles, sinon impossibles, à identifier sans le recours aux datations absolues.

Nous l'avons rappelé à plusieurs reprises, l'absence de paléosols interstratifiés au sein des séquences sédimentaires limite le recours aux datations par le radiocarbone pour dater les dunes bretonnes. En revanche, les dépôts de sables éoliens pourraient être datés directement en ayant recours à la méthode de datations par OSL. Ce type de datation permettrait donc de lever plusieurs verrous méthodologiques rencontrés durant notre travail.

Récemment, les niveaux de sables éoliens qui recouvrent le site mésolithique de Beg er Vil (Quiberon) ont fait l'objet de plusieurs datations par OSL (Guérin et al., 2022). Les résultats obtenus montrent que l'ensablement du site archéologique débute vers 7500 ans cal BP, soit quelques siècles seulement après son abandon par les hommes. Ces données soulignent l'ancienneté de certaines phases d'ensablements que nous n'avons pas pu mettre en évidence à partir de la documentation archéologique.

Le corpus de données que nous avons constitué durant ce travail de thèse devrait faciliter la sélection des séquences les plus pertinentes pour entreprendre ce travail de datation des dépôts éoliens. C'est d'ailleurs dans cet objectif qu'un projet de thèse vient d'être initié au sein du Laboratoire LETG Brest.

Dans le prolongement des efforts à entreprendre pour affiner la chronologie des mobilités dunaires holocènes, il nous semble important de mieux cerner la phase identifiée entre 1050 et 700 cal BP. Comme nous l'avons précisé dans le chapitre II, cette phase de mobilité a été identifiée uniquement sur le site archéologique de Saint-Urnel à Plomeur (Finistère). Néanmoins, deux autres sites montrent également une phase de mobilité des sables éoliens entre la fin de l'âge du Fer et le début des ensablements du Petit Âge Glaciaire. Il s'agit des sites de l'île de Saint-Nicolas (Fouesnant, Finistère ; Hamon, 2007, 2006) et de Goulvars (Quiberon, Morbihan ; Hyvert, 1987, 1986, 1985). Malheureusement, les horizons humiques interstratifiés correspondants n'ont pas livré des vestiges archéologiques identifiables et n'ont pas fait l'objet des datations absolues. Néanmoins, ces observations nous conduisent à considérer cette période comme significative à l'échelle régionale et il nous semblerait intéressant d'effectuer des investigations complémentaires sur ces deux sites. Les causes de cette mobilité seraient également à interroger dans la mesure où elle intervient durant une période d'apparente « stabilité » climatique en Bretagne. Plusieurs études suggèrent néanmoins un renforcement des conditions de tempêtes dans cet intervalle de temps (Ehrhold et al., 2021 ; Giot, 1998 ; Hénaff et al., 2015 ; Stéphan et Laforge, 2013).

Approfondir les approches morphologiques sur les dunes

Même si nous avons mis en évidence le développement des dunes transgressives en Bretagne à partir 3250 cal BP, les aspects morphologiques de ce phénomène mériteraient d'être approfondis, à l'image des travaux menés en Aquitaine par J.-P. Tastet (Tastet, 1998; Tastet et Pontee, 1998). L'étendue spatiale des couvertures sableuses a été appréciée seulement à partir des observations réalisées au sein des sites archéologiques. À l'avenir, il serait donc intéressant de travailler sur la reconnaissance morphologique de ces dunes transgressives sur les massifs dunaires les moins anthropisés, à l'aide de modèles numériques de terrain (Litto3D par exemple) et de relevés au géoradar (GPR). Certains massifs dunaires semblent se prêter à ce type d'analyse. Par exemple, au sein du massif dunaire de Plouharnel (Morbihan), des dunes paraboliques sont encore visibles dans la topographie actuelle du massif dunaire et pourraient faire l'objet de ce type d'étude.

Prolonger l'étude du remplissage des vallées estuariennes dans le domaine subtidal

Cette étude a permis de reconstituer avec précision le remplissage sédimentaire dans les parties internes des vallées estuariennes de Trunvel et de Kerallé. Les données de carottages et de géophysique ont mis en évidence deux paléovallées profondément incisées dans le socle rocheux et ont souligné le potentiel de préservation des séquences sédimentaires les plus anciennes. La vallée de Kerallé a notamment apporté une des séquences les plus complètes prélevées dans les environnements littoraux de Bretagne, puisqu'elle couvre de façon quasi-continue une période de 8000 ans environ. Cependant, à ce jour nous manquons encore de données sur les parties externes de ces estuaires, notamment sur les séquences les plus anciennes conservées au niveau de leurs embouchures actuelles. En effet, les carottages réalisés dans ces secteurs n'ont pas atteint le substrat rocheux sous-jacent. Or, ces données seraient précieuses pour mieux cerner la mise en place de cordons littoraux aux embouchures des estuaires et, de ce fait, mieux comprendre la transformation d'estuaires dominés par la marée (*tide-dominated*) en estuaires dominés par les vagues (*wave-dominated*). Compte tenu de l'épaisseur supposée des dépôts sédimentaires holocènes, le recours à des méthodes de carottages plus lourdes semble à privilégier. De plus, ce travail mériterait d'être complété par des campagnes de mesures océanographiques dans le prolongement de ces vallées en mer. Le recours aux techniques de sismique réflexion permettrait d'estimer la morphologie des vallées sous-marines et de caractériser l'épaisseur des prismes sédimentaires et les modes de remplissage. Une telle approche pourrait être couplée à une série de carottages en mer pour dater les séquences marines. Les approches couplant les prospections géomorphologiques et sédimentologiques en mer et à terre sont rarement mises en œuvre. Elles pourraient pourtant éclairer sur les séquences d'événements qui ont conduit à la transformation des environnements côtiers durant la transgression marine post-glaciaire.

Coupler reconstitutions paléogéographiques et dynamique des occupations humaines sur le temps long

Grâce aux données acquises durant ce travail de thèse, il nous semble désormais envisageable de proposer des reconstitutions paléogéographiques précises des secteurs de la baie d'Audierne et de la baie de Goulven. En effet, nous disposons d'un cadre chronostratigraphique robuste concernant le remplissage des estuaires et la mise en place des massifs dunaires. Les couvertures sédimentaires qui masquent les anciens reliefs et paysages pourraient être soustraites des données topographiques actuelles afin de proposer des reconstitutions paysagères. Cette approche mériterait d'être couplée à l'analyse des dynamiques d'occupation humaine dans le but d'apprécier la relation

sur le long terme des populations littorales avec leur milieu naturel. Ce travail permettrait de déterminer plus précisément les contraintes naturelles majeures pour ces populations, de vérifier si certains éléments physiques du paysages (comme les estuaires) ont pu jouer un rôle dans la structuration des territoires. Ainsi un inventaire exhaustif des vestiges archéologiques couvrant toutes les périodes culturelles permettrait de cerner au plus près ces dynamiques d'occupation humaine sur le temps long. Une approche de ce type a été entreprise durant ce travail de thèse. Plusieurs campagnes de prospections de surface et de géolocalisation de sites archéologiques datant du Néolithique et de l'âge du Bronze ont été réalisées dans cet objectif le long de la baie d'Audierne et de la baie de Goulven. Néanmoins, ce travail d'inventaire n'a pas pu être achevé faute de temps. Il mériterait donc d'être poursuivie à l'avenir afin de disposer des informations nécessaires à une analyse spatiale.

Développer des approches basées sur la visibilité des monuments mégalithiques

À l'exception des travaux menés par López-Romero (2008a, 2008b), les analyses de visibilité ont rarement été mises en œuvre dans l'étude des monuments mégalithiques en Bretagne. Ce type d'approches présente pourtant un grand potentiel pour appréhender la structuration des territoires durant le Néolithique, en particulier en contexte littoral où la visibilité est souvent plus élevée qu'à l'intérieur des terres en raison d'une moindre densité du couvert végétal et des nombreux points hauts surmontant la mer. Compte tenu du rôle important qu'a pu jouer la visibilité pour les populations côtières de la Préhistoire, il nous paraît particulièrement intéressant de multiplier les travaux de ce type en parallèle d'autres types d'études (par exemple sur l'approvisionnement en ressources naturelles comme les roches ou les coquillages) pour affiner les interprétations sur ces sites.

Par ailleurs, dans notre analyse des allées couvertes du secteur de la baie de Goulven, nous avons travaillé uniquement sur les liens d'intervisibilité et non sur les bassins de visibilité des sites. Or les changements morphologiques intervenus sur le littoral et notamment le développement des massifs dunaires ont profondément modifié la topographie de ces secteurs et de ce fait les bassins de visibilité potentielle des sites. La trajectoire des liens d'intervisibilité est facilement vérifiable via des profils topographiques. Nous pouvons donc vérifier si les formes sédimentaires récentes empêchent ou non la connexion visuelle entre deux sites étudiés. Cependant, la superficie des bassins de visibilité peut être fortement modifiée par ces derniers. Au vu des données acquises au cours de ce travail, il serait intéressant de produire des MNT qui tiennent compte des changements topographiques identifiés dans le secteur de la baie d'Audierne et de la baie de Goulven. Les

analyses de visibilité basées sur une paléotopographie reconstituée pourraient s'avérer pertinentes dans l'analyse des occupations de ces deux secteurs côtiers.

Appliquer la méthodologie d'étude de sources d'approvisionnement en matériaux rocheux sur d'autres sites mégalithiques de la région

Dans le cadre de ce travail, nous avons analysé les blocs mégalithiques utilisés pour la construction des allées couvertes de Kernic et du Lerret. Ce travail a permis de mettre en évidence de grandes différences entre les deux sites étudiés. Les études morphologiques et petro-structurales se sont aussi avérées complémentaires. Il serait donc intéressant de multiplier les approches de ce type en s'intéressant à d'autres monuments mégalithiques qui semblent, à première vue construits à partir de roches « locales ». Les affleurements rocheux sont une composante forte des paysages naturels de la Bretagne. De ce fait, l'analyse fine des stratégies d'approvisionnement pour la construction des monuments mégalithiques apporte un éclairage nouveau sur le rapport que semblent avoir entretenu les sociétés néolithiques avec leur environnement naturel le plus proche.

Bibliographie

- Aagaard, T., Orford, J., Murray, A.S., 2007. Environmental controls on coastal dune formation; Skallingen Spit, Denmark. *Geomorphology* 83, pp.29–47.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.007>
- Allard, J., Chaumillon, E., Bertin, X., Poirier, C., Ganthy, F., 2010. Sedimentary record of environmental changes and human interferences in a macrotidal bay for the last millenaries: the Marennes-Oléron Bay (SW France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 181, pp.151–169.
<https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.2.151>
- Allard, J., Chaumillon, E., Féliès, H., 2009. A synthesis of morphological evolutions and Holocene stratigraphy of a wave-dominated estuary: The Arcachon lagoon, SW France. *Continental Shelf Research, 100 Years of Research within the Bay of Biscay* 29, pp.957–969.
<https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.11.017>
- Allen, G.P., Posamentier, H.W., 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill; the Gironde Estuary, France. *Journal of Sedimentary Research* 63, pp.378–391.
<https://doi.org/10.1306/D4267B09-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Allen, G.P., Posamentier, H.W., 1994. Transgressive Facies and Sequence Architecture in Mixed Tide- and Wave-Dominated Incised Valleys: Example from the Gironde Estuary, France, in: Dalrymple, R.W., Boyd, R., Zaitlin, B.A. (Eds.), *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. SEPM Society for Sedimentary Geology, Vol. 51, pp.285–301
<https://doi.org/10.2110/pec.94.12.0225>
- Allen, J.R.L., 2000a. Holocene coastal lowlands in NW Europe: Autocompaction and the uncertain ground. *Geological Society Special Publication* 175, pp.239–252.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.175.01.18>
- Allen, J.R.L., 2000b. Morphodynamics of Holocene salt marshes: a review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe. *Quaternary Science Reviews* 19, pp.1155–1231.
[https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00034-7](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00034-7)
- Allen, J.R.L., 2003. An eclectic morphostratigraphic model for the sedimentary response to Holocene sea-level rise in northwest Europe. *Sedimentary Geology* 161(1-2), pp.31–54.
[https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00394-9](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00394-9)

- Alley, R.B., Ágústsdóttir, A.M., 2005. The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* 24, pp.1123–1149. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.12.004>
- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., Clark, P.U., 1997. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology* 25, pp.483–486. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0483:HCIAPW>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0483:HCIAPW>2.3.CO;2)
- Andersen, C., Koç, N., Jennings, A., Andrews, J.T., 2004. Nonuniform response of the major surface currents in the Nordic Seas to insolation forcing: Implications for the Holocene climate variability. *Paleoceanography* 19. <https://doi.org/10.1029/2002PA000873>
- Antoine, P., 1997. Évolution Tardiglaciaire et début Holocène des vallées de la France septentrionale: nouveaux résultats. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 325, pp.35–42. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(97\)83270-3](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(97)83270-3)
- Antoine, P., Catt, J., Lautridou, J.-P., Sommé, J., 2003a. The loess and coversands of northern France and southern England. *Journal of Quaternary Science* 18, pp.309–318. <https://doi.org/10.1002/jqs.750>
- Antoine, P., Munaut, A.-V., Limondin-Lozouet, N., Ponel, P., Dupéron, J., Dupéron, M., 2003b. Response of the Selle River to climatic modifications during the Lateglacial and Early Holocene (Somme Basin-Northern France). *Quaternary Science Reviews, Fluvial response to rapid environmental change* 22, pp.2061–2076. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00180-X](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00180-X)
- Armynot du Châtelet, E., Francescangeli, F., Bouchet, V.M.P., Frontalini, F., 2018. Benthic foraminifera in transitional environments in the English Channel and the southern North Sea: A proxy for regional-scale environmental and paleo-environmental characterisations. *Marine Environmental Research* 137, pp.37–48. <https://doi.org/10.1016/j.marenvres.2018.02.021>
- Arnaud-Fassetta, G., Carcaud, N., Castanet, C., Salvador, P.-G., 2010. Fluvatile palaeoenvironments in archaeological context: Geographical position, methodological approach and global change – Hydrological risk issues. *Quaternary International, Landscape Evolution and Geoarchaeology* 216, pp.93–117. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.03.009>
- Arthuis, R., 2020. Les changements hydromorphologiques de l'estuaire de la Loire et l'évolution du port de Rezé/Ratiatum (Loire-Atlantique). *Gallia. Archéologie des Gaules* 77, pp.55–66. <https://doi.org/10.4000/gallia.5317>
- Arzel, P., 1987. *Les goémoniers*. Le Chasse-Marée, Éditions de l'Estran, Douarnenez, France. 305p.

- Aslan, A., 2013. Fluvial environments/Sediments, in: Elias, S.A., Mock, C.J. (Eds.), *Encyclopedia of Quaternary Science* (Second Edition). Elsevier, Amsterdam, pp.663–675. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00111-4>
- Austermann, J., Mitrovica, J.X., Latychev, K., Milne, G.A., 2013. Barbados-based estimate of ice volume at Last Glacial Maximum affected by subducted plate. *Nature Geosci* 6, pp.553–557. <https://doi.org/10.1038/ngeo1859>
- Authemayou, C., Le Gall, B., Caroff, M., Bussien Grosjean, D., 2019. Wrench-Related Dome Formation and Subsequent Orogenic Syntax Bending in a Hot Orogen (Variscan Ibero-Armorican Arc, the Ouessant Island, France). *Tectonics* 38 (10), pp.3563–3585. <https://doi.org/10.1029/2018TC005189>
- Bailey, S.D., Wintle, A.G., Duller, G.A.T., Bristow, C.S., 2001. Sand deposition during the last millennium at Aberffraw, Anglesey, North Wales as determined by OSL dating of quartz. *Quaternary Science Reviews* 20, pp.701–704. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00053-6](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00053-6)
- Bailiff, I.K., French, C.A., Scarre, C.J., 2014. Application of luminescence dating and geomorphological analysis to the study of landscape evolution, settlement and climate change on the Channel Island of Herm. *Journal of Archaeological Science* 41, pp.890–903. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2013.10.014>
- Ballevre, M., Bosse, V., Dabard, M.-P., Ducassou, C., Fourcade, S., Paquette, J.-L., Peucat, J.-J., Pitra, P., 2013. Histoire Géologique du massif Armoricaïn : Actualité de la recherche. Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne (D), 10-11, pp.5-96.
- Baltzer, A., Cassen, S., Walter-Simonnet, A.-V., Clouet, H., Lorin, A., Tessier, B., 2015. Variations du niveau marin Holocène en Baie de Quiberon (Bretagne sud) : marqueurs archéologiques et sédimentologiques. *Quaternaire, Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 26(2), pp.105–115. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.7201>
- 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, pp.679–688. <https://doi.org/10.1177/0959683614526933>
- Bampton, M., Kelley, A., Kelley, J., Jones, M., Bigelow, G., 2017. Little Ice Age catastrophic storms and the destruction of a Shetland Island community. *Journal of Archaeological Science* 87, pp.17–29. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2017.08.003>

- Barber, D.C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M.D., Gagnon, J.-M., 1999. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature* 400, pp.344–348. <https://doi.org/10.1038/22504>
- Barton, C.M., Bernabeu, J., Aura, J.E., Garcia, O., Schmich, S., Molina, L., 2004. Long-Term Socioecology and Contingent Landscapes. *Journal of Archaeological Method and Theory* 11, pp.253–295.
- Bataille Benguigui, M.-C., 1992. Pêcheurs de mer, pêcheurs de terre. La mer dans la pensée tongienne. *Études rurales* 127, pp.55–73. <https://doi.org/10.3406/rural.1992.3380>
- Bateman, M.D., Godby, S.P., 2004. Late-Holocene inland dune activity in the UK: a case study from Breckland, East Anglia. *The Holocene* 14, pp.579–588. <https://doi.org/10.1191/0959683604hl735rp>
- Battistini, R., 1953. Le littoral septentrional du Léon : principaux problèmes morphologiques. *Bulletin de l'Association de Géographes Français* 30, pp.58–71. <https://doi.org/10.3406/bagf.1953.7410>
- Battistini, R., Martin, S., 1956. La « Plate-forme à écueils » du Nord-Ouest de la Bretagne. *Norois* 10, pp.147–161. <https://doi.org/10.3406/noroi.1956.1121>
- Béchenec, F., Hallégouët, B., Thiéblemont, D., 1999. Carte géologique de la France à 1/50 000. Quimper. Feuille 346.
- Bellmunt, F., Gabàs, A., Macau, A., Benjumea, B., Vilà, M., Figueras, S., 2022. Sediment characterization in deltas using electrical resistivity tomography: The Ebro delta case. *Journal of Applied Geophysics* 196, 104520. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2021.104520>
- Benjamin, J., Rovere, A., Fontana, A., Furlani, S., Vacchi, M., Inglis, R.H., Galili, E., Antonioli, F., Sivan, D., Miko, S., Mourtzas, N., Felja, I., Meredith-Williams, M., Goodman-Tchernov, B., Kolaiti, E., Anzidei, M., Gehrels, R., 2017. Late Quaternary sea-level changes and early human societies in the central and eastern Mediterranean Basin: An interdisciplinary review. *Quaternary International* 449, pp.29–57. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.06.025>
- Bentamy, A., Croize-Fillon, D., 2014. Spatial and temporal characteristics of wind and wind power off the coasts of Brittany. *Renewable Energy* 66, pp.670–679. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2014.01.012>
- Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* 10, pp.297–317. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(91\)90033-Q](https://doi.org/10.1016/0277-3791(91)90033-Q)

- Bertran, P., Andrieux, E., Bateman, M.D., Fuchs, M., Klinge, M., Marembert, F., 2020. Mapping and chronology of coversands and dunes from the Aquitaine basin, southwest France. *Aeolian Research* 47, 100628. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2020.100628>
- Bertrand, R., 1972. Le site médiéval de Pen er Malo en Guidel. Le bâtiment A : étude du matériel. *Travaux de Société Lorientaise d'Archéologie*, pp.15–17.
- Bertrand R., Lucas M., 1975. Un village côtier du XIIe siècle en Bretagne : Pen-er-Malo en Guidel (Morbihan). *Archéologie médiévale* 5, 1975, pp.73-101. <https://doi.org/10.3406/arcme.1975.1282>
- Billeaud, I., Tessier, B., Lesueur, P., 2009. Impacts of late Holocene rapid climate changes as recorded in a macrotidal coastal setting (Mont-Saint-Michel Bay, France). *Geology* 37(11), pp.1031–1034. <https://doi.org/10.1130/G30310A.1>
- Billeaud, I., Tessier, B., Lesueur, P., Caline, B., 2007. Preservation potential of highstand coastal sedimentary bodies in a macrotidal basin: Example from the Bay of Mont-Saint-Michel, NW France. *Sedimentary Geology* 202(4), pp.754–775. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.09.002>
- Bizien-Jaglin, C., Galliou, P., Kerebel, H., 2002. *Carte archéologique de la Gaule: Côtes-d'Armor (22)*, Carte archéologique de la Gaule, 22. Académie des Inscriptions et Belles-Lettres, Paris. 408p.
- Blais, S., Ballèvre, M., Graviou, P., Rolet, J., 2011. *Curiosités géologiques du Pays bigouden*, BRGM Editions. ed. Orléans. 120p.
- Blanchard, A., 2017. *Néolithique récent de l'Ouest de la France: IVe – IIIe millénaires avant J.-C.* Presses universitaires de Rennes. 336p.
- Blanchet S., Favrel Q., Fily M., Nicolas C., Nicolas T., Pailler Y., Ripoche J., 2019. Le Campaniforme et la genèse de l'âge du Bronze ancien en Bretagne : vers une nouvelle donne, in C. Montoya, J.-P. Fagnart et J.-L. Locht (dir.), *Préhistoire de l'Europe du Nord-Ouest : mobilité, climats et identités culturelles*, vol. 3, Néolithique – âge du Bronze, Actes du XXVIIIe Congrès préhistorique de France, Amiens, 30 mai-4 juin 2016, Paris, Société préhistorique française, pp.269-288.
- Blanchet, S., 2003. *Erdeven (56), "ZAC de Kerbillio"*. Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes. 13p.
- Blanchet, S., Favrel, Q., Fily, M., Nicolas, C., Nicolas, T., Pailler, Y., Ripoche, J., 2019. Le Campaniforme et la genèse de l'âge du Bronze ancien en Bretagne : vers une nouvelle donne ?. In: Montoya, C., Fagnart, J.-P., Locht, J.-L. (Eds.) *Préhistoire de l'Europe du Nord-Ouest : mobilités, climats et identités culturelles: Vol. 3, Néolithique - Age du Bronze, 28e Congrès préhistorique de France, Amiens, 30 mai - 4 juin 2016*, Société préhistorique française, pp.269–288

- Blanchet, S., Mélin, M., Nicolas, Th., Pihuit, P., 2017. Le Bronze moyen et l'origine du Bronze final en Bretagne, in : Lachenal T., Mordant C., Nicolas T, Véber C. (dir.). *Le Bronze moyen et l'origine du Bronze final en Europe occidentale (XVIIe-XIIIe siècle avant notre ère)*, Monographies d'Archéologie du Grand-Est, pp.305–323.
- Blanken, J., 2020. Traezh: sables marins et voiliers de travail autrefois en Bretagne, Skol Vreizh. Skol Vreizh, Morlaix. 92p.
- 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, pp.1237–1248. <https://doi.org/10.1002/esp.261>
- Bogaart, P.W., Tucker, G.E., de Vries, J.J., 2003. Channel network morphology and sediment dynamics under alternating periglacial and temperate regimes: a numerical simulation study. *Geomorphology* 54, pp.257–277. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00360-4](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00360-4)
- 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, pp.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, pp.1257–1266. <https://doi.org/10.1126/science.278.5341.1257>
- Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J.-P., Driessche, J. Van Den, 2000. Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France. *Journal of Geophysical Research* 105(B8), pp.19273-19288. <https://doi.org/10.1029/2000JB900142>
- Bonniol, D., Cassen, S., 2009. Les orthostates de la Table des Marchands et les stèles en orthogneiss à l'entrée de l'estuaire des rivières d'Auray et de Vannes. In: Cassen, S. (Ed.). *Autour de La Table. Explorations Archéologiques et Discours Savants Sur Des Architectures Néolithiques à Locmariaquer, Morbihan*, LARA, Université de Nantes. pp.685–701.
- Boujot, C., Cassen, S., 1992. Le développement des premières architectures funéraires monumentales en France occidentale. In: Le Roux Ch.-T. (Ed.) *Paysans et bâtisseurs : l'émergence du Néolithique atlantique et les origines du mégalithisme, Revue Archéologique de l'Ouest. Supp. 5, 17ème Colloque interrégional sur le Néolithique, Vannes, 28-31 octobre 1990*, Association pour la diffusion des recherches archéologiques dans l'Ouest de la France. pp.195–211.

- Boujot, C., Mens, E., 2000. Base documentaire “alignements de Carnac” : rapport sur l’opération de terrain (mai-juin 1998, juin-août 1999, janvier-avril 2000). Service régional de l’Archéologie. 102p.
- Boyd, R., Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., 2006. Estuarine and Incised-Valley Facies Models, in: Posamentier, H.W., Walker, R.G. (Eds.), *Facies Models Revisited*. SEPM Society for Sedimentary Geology, pp.171-235. <https://doi.org/10.2110/pec.06.84.0171>
- Bradley, R.S., Hughes, M.K., Diaz, H.F., 2003. Climate in Medieval Time. *Science* 302, pp.404–405. <https://doi.org/10.1126/science.1090372>
- Bradt Möller, M., Grimm, S., Riel-Salvatore, J., 2017. Resilience theory in archaeological practice – An annotated review. *Quaternary International, Adaptive Cycles in Archaeology* 446, pp.3–16. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.10.002>
- Bretagnolle, V., Benoit, M., Bonnefond, M., Breton, V., Church, J., Gaba, S., Gilbert, D., Gillet, F., Glatron, S., Guerbois, C., Lamouroux, N., Lebouvier, M., Mazé, C., Mouchel, J.-M., Ouin, A., Pays, O., Piscart, C., Ragueneau, O., Servain, S., Spiegelberger, T., Fritz, H., 2019. Action-orientated research and framework: insights from the French long-term social-ecological research network. *Ecology and Society* 24(3),10p. <https://doi.org/10.5751/ES-10989-240310>
- Briard, J., 1984. *Les Tumulus d’Armorique, L’âge du bronze en France*. Picard, Paris. 304p.
- Briard, J., Gautier, M., Leroux, G., (1995). Les mégalithes et les tumulus de Saint-Just Ille-et-Vilaine: évolution et acculturations d’un ensemble funéraire, 5000 à 1500 ans avant notre ère. Comité des Travaux Historiques et Scientifiques, Paris. 174p.
- Briard, J., Guerin, C., Morzadec-Kerfourn, M.-T., Plusquellec, Y., 1970. Le site de Porsguen en Plouescat (Finistère nord). Faune, flore, archéologie. *Bulletin de la Société géologique et minéralogique de Bretagne* 2, pp.45–60.
- Briard, J., Warerbolk, T., Van Zeist, W., Müller-Mille, M., Giot, P.-R., L’Helgouach, J., (1960). Une station du Néolithique primaire Armoricaïn: Le Curnic en Guisseny (Finistère). *Bulletin de la Société préhistorique française* 1, pp.38–50.
- Bronk Ramsey, Ch., (2021). OxCal Project. <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCal.html>
- Bronk Ramsey, Ch., 2021. OxCal Project [WWW Document]. URL <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCal.html>

- Bukach, D., 2003. Exploring identity and place: An analysis of the provenance of passage grave stones on Guernsey and Jersey in the Middle Neolithic. *Oxford Journal of Archaeology* 22(1), pp.23–33. <https://doi.org/10.1111/1468-0092.00002>
- Büntgen, U., Frank, D.C., Nievergelt, D., Esper, J., 2006. Summer Temperature Variations in the European Alps, a.d. 755–2004. *Journal of Climate* 19, pp.5606–5623. <https://doi.org/10.1175/JCLI3917.1>
- Calandra, M., 2018. Une horticulture maritime ? Pratiques et perceptions de la mer à Tongoa (Vanuatu). *Revue d'ethnoécologie* 13, pp.170-191. <https://doi.org/10.4000/ethnoecologie.3405>
- Caroff, M. Le Gall, B. 2013. Curiosités géologiques du Léon. De l'île d'Ouesant à l'île de Batz. BRGM Editions. 110p.
- Caroff, M., Grall, B., Moysan, M., Le Gall, B., Cherel, A.-F., 2016. Aires d'extraction et façonnage des stèles de l'âge du Fer de Cornouaille (Finistère, France). Apports de la pétrographie et de l'analyse structurale des roches. *Bulletin de la Société préhistorique française* 113(4), pp.765–784.
- Cartelle, V., García-Moreiras, I., Martínez-Carreño, N., Muñoz Sobrino, C., García-Gil, S., 2022. The role of antecedent morphology and changing sediment sources in the postglacial palaeogeographical evolution of an incised valley: The sedimentary record of the Ría de Arousa (NW Iberia). *Global and Planetary Change* 208, 103727. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103727>
- Carter, R.W.G., 1988. Chapter Eight - coastal dunes, in: Carter, R.W.G. (Ed.), *Coastal Environments*. Academic Press, London, pp.301–333. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-050214-4.50014-0>
- Carter, R.W.G., Wilson, P., 1991. Chronology and geomorphology of the Irish dunes, in: *A Guide to the Sand Dunes of Ireland*. pp.18–41.
- Caruana, J., Stroud, K., 2020. Megalithic site intervisibility: a novel phenomenological approach. In: Malone, C., Grima, R., Mc Laughlin, R., Parkinson, E. W., Stoddart, S., Vella, N. (Eds.). *Temple Places. Excavating cultural sustainability in prehistoric Malta*. McDonald Institute for Archaeological Research, University of Cambridge, pp.447–456. <https://doi.org/10.17863/CAM.62630>
- Cassard, J.-C., 2015. Chapitre II. La mer oubliée ou l'empaysannement breton, in: *Les Bretons et La Mer Au Moyen Âge*. Presses universitaires de Rennes, Rennes, pp.73–130. <https://doi.org/10.4000/books.pur.21408>
- Cassen, S., Baltzer, A., Lorin, A., Fournier, J., Sellier, D., 2012. Submarine Neolithic stone rows near Carnac (Morbihan), France: preliminary results from acoustic and underwater survey, in:

Benjamin, J., Bonsall, C., Pickard, C., Fischer, A. (Eds.), *Submerged Prehistory*, Oxbow Books, pp.99–110.

Cassen, S., Boujot, C., Errera, M., Menier, D., Pailler, Y., Pétrequin, P., Marguerie, D., Veyrat, E., Vigier, E., Poirier, S., Dagneau, C., Degez, D., Lorho, T., Neveu-Derotrie, H., Obeltz, C., Scalliet, F., Sparfel, Y., 2010. Un dépôt sous-marin de lames polies néolithiques en jadéite et sillimanite, et un ouvrage de stèles submergé sur la plage dite du Petit Rohu près Saint-Pierre-Quiberon (Morbihan). *Bulletin de la Société préhistorique française* 107(1), pp.53–84. <https://doi.org/10.3406/bspf.2010.13910>

Cassen, S., Chaigneau, C., Lescop, L., Querré, G., Rousset, J.-M., Grimaud, V., Viger, E., 2016. Déplacement des mégalithes extraordinaires sur le littoral morbihanais. Modèles d'embarcations et questions relatives à la navigation atlantique dès le V^e millénaire av J.-C. In: *La maritimisation du monde de la préhistoire à nos jours. GIS d'histoire maritime*, Presses de l'université de Paris-Sorbonne, Paris, pp.237–306.

Cassen, S., Grimaud, V., Lescop, L., Morel, D., Querré, G., 2014. Bienfaits et limites d'un enregistrement lasergrammétrique dans la tombe à couloir de Gavrinis (Morbihan, France). In : Costa L., Djindjian F., Giligny F. (Eds.) *Actes des 3èmes Journées d'Informatique et Archéologie de Paris – JIAP 2012*. Archeologia e Calcolatori, supplemento 5, pp.47–59.

Cassen, S., Grimault, V., Obeltz, C., 2019. Architectures monumentales néolithiques submergées en Morbihan. *Les nouvelles de l'archéologie* 156, pp.60–66. <https://doi.org/10.4000/nda.7021>

Cassen, S., Lanos, P., Dufresne, P., Oberlin, C., Delqué-Kolic, E., Goffic, M.L., 2009. Datations sur site (Tables des Marchands, alignement du Grand Menhir, Er Grah) et modélisation chronologique du néolithique morbihanais. In : Cassen, S. (Ed.). *Autour de la table. Explorations archéologiques et discours savants sur des architectures néolithiques à Locmariaquer, Morbihan*, LARA, Université de Nantes. pp.737–768.

Cassen, S., Rodríguez-Rellán, C., Fábregas Valcarce, R., Grimaud, V., Pailler, Y., Schulz Paulsson, B., 2019. Real and ideal European maritime transfers along the Atlantic coast during the Neolithic. *Documenta Praehistorica* 46, pp.308–325. <https://doi.org/10.4312/dp.46.19>

Cassen, S., Weller, O., 2013. Idées et faits relatifs à la production des sels marins et terrestres en Europe, du VI^e au III^e millénaire, in: Soares, J. (Ed.), *Pré-História Das Zonas Húmidas : Paisagens de Sal / Prehistory of Wetlands : Landscapes of Salt*, Setúbal Arqueológica 14, pp.255–304.

- Castanet, C., 2008. La Loire en val d'Orléans : dynamiques fluviales et socio-environnementales durant les derniers 30 000 ans : de l'hydrosystème à l'anthroposystème. Thèse de doctorat. Paris 1. 549p.
- Castanet, C., Burnouf, J., Camerlynck, C., Carcaud, N., Cyprien-Chouin, A.-L., Garcin, M., Lamothe, M., 2015. Chapter 8. Holocene fluvial dynamics of the middle Loire River (Val d'Orléans, France) : Responses to climatic variability and anthropogenic impacts, in: Arnaud-Fassetta, G. (Ed.), *La Géoarchéologie Française au XXI^e siècle*. CNRS Éditions, Paris, pp.117–128.
- Catuneanu, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*, Elsevier. Oxford. 375p.
- Chaillou, A., Thomas, J., 2007. L'application Patriarche. Inventaire informatique de la carte archéologique nationale. *Les nouvelles de l'archéologie* 107, pp.52–57. <https://doi.org/10.4000/nda.498>
- Chambon, P., Salanova, L., 1996. Chronologie des sépultures du III^e millénaire dans le bassin de la Seine. *Bulletin de la Société préhistorique française* 93(1), pp.103–118. <https://doi.org/10.3406/bspf.1996.10104>
- Chambon, P., 2003. Les morts dans les sépultures collectives néolithiques en France: du cadavre aux restes ultimes. CNRS Éditions. 395p.
- Chapuy, G., 1973. *Erdeven (56), Kerminihy. Carrières de sable*. Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes. 16p.
- Chapuy, G., 1975. Les petits ateliers de taille de la carrière de Kerminihy. *Travaux de Société Lorientaise d'Archéologie*, pp.6–8.
- Chapuy, G., 1976. *Erdeven (56), Kerminihy. Rapport de sondage*. Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes. 18p.
- Charpentier, E., 2009. Le littoral et les hommes : espaces et sociétés des côtes nord de la Bretagne au XVIII^e siècle, Thèse de doctorat. Université Rennes 2, Rennes. 1092p.
- Chaumillon, E., Proust, J.-N., Menier, D., Weber, N., 2008. Incised-valley morphologies and sedimentary-fills within the inner shelf of the Bay of Biscay (France): A synthesis. *Journal of Marine Systems, Oceanography of the Bay of Biscay* 72, pp.383–396. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.05.014>
- Chaumillon, E., Tessier, B., Reynaud, J.-Y., 2010. Stratigraphic records and variability of incised valleys and estuaries along French coasts. *Bulletin de la Société Géologique de France* 181, pp.75–85. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.2.75>

- Chauris, L., Hallégouët, B., (1989). Carte géologique de la France (1/50 000), Feuille Le Conquet (273). BRGM Éditions.
- Chauris, L., 2009. Lithologie et mégalithes, impacts de la géologie sur le mégalithisme, In: Sparfel, Y., Pailler Y., *Les Mégalithes de l'arrondissement de Brest*. Centre Régional d'Archéologie d'Alet, Institut Culturel de Bretagne. pp.46–51
- Chauris, L., 2021. Pour une géoarchéologie du patrimoine : pierres, carrières et constructions en Bretagne. *Revue archéologique de l'Ouest* 37, pp.323-361. <https://doi.org/10.4000/rao.6699>
- Chauris, L., Marcoux, É., Le Goff, É., Thiéblemont, D., Carn, A., 1998. *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Saint-Pol-de-Léon (201)*. BRGM Éditions. 169p.
- Chergui, A., Zakariya, I., Nejjari, R., Hafid, L., Melhaoui, M., 2018. The effects of temperature, hydric and saline stress on the seedling growth of marram grass (*Ammophila arenaria* L.). *International Journal of Applied Environmental Sciences* 13, pp.633–642.
- Christiansen, C., Bowman, D., 1986. Sea-level changes, coastal dune building and sand drift, North-Western Jutland, Denmark. *Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography* 86, pp.28–31. <https://doi.org/10.1080/00167223.1986.10649225>
- Christiansen, C., Dalsgaard, K., Moller, J.T., Bowman, D., 1990. Coastal dunes in Denmark. Chronology in relation to sea level, in: *Dunes of the European Coasts*, Catena Supplements. Schweizerbart Science Publishers, Stuttgart, Germany, pp.61–70.
- 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, pp.231–238. <https://doi.org/10.1191/0959683602hl539rr>
- 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, pp.341–355. <https://doi.org/10.1191/0959683606hl932rp>
- Clarke, M.L., Rendell, H.M., 2009. The impact of North Atlantic storminess on western European coasts: A review. *Quaternary International* 195, pp.31–41. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.02.007>
- Clavé, B., Massé, L., Carbonel, P., Tastet, J.-P., 2001. Holocene coastal changes and infilling of the La Perroche marsh (French Atlantic coast). *Oceanologica Acta* 24, pp.377–389. [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(01\)01153-7](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(01)01153-7)

- Clemmensen, L.B., Andreasen, F., Nielsen, S.T., Sten, E., 1996. The late Holocene coastal dunefield at Vejers, Denmark: characteristics, sand budget and depositional dynamics. *Geomorphology* 17, pp.79–98. [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(95\)00096-N](https://doi.org/10.1016/0169-555X(95)00096-N)
- Clemmensen, L.B., Glad, A.C., Hansen, K.W.T., Murray, A.S., 2015. Episodes of aeolian sand movement on a large spit system (Skagen Odde, Denmark) and North Atlantic storminess during the Little Ice Age. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 63, pp.17–28. <https://doi.org/10.37570/bgsd-2015-63-03>
- Clemmensen, L.B., Murray, A., 2006. The termination of the last major phase of aeolian sand movement, coastal dunefields, Denmark. *Earth Surface Processes and Landforms* 31, pp.795–808. <https://doi.org/10.1002/esp.1283>
- 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, pp.303–313. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.10.003>
- Clemmensen, L.B., Pye, K., Murray, A., Heinemeier, J., 2001. Sedimentology, stratigraphy and landscape evolution of a Holocene coastal dune system, Lodbjerg, NW Jutland, Denmark. *Sedimentology* 48, pp.3–27. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2001.00345.x>
- Collins, S.L., Carpenter, S.R., Swinton, S.M., Orenstein, D.E., Childers, D.L., Gragson, T.L., Grimm, N.B., Grove, J.M., Harlan, S.L., Kaye, J.P., Knapp, A.K., Kofinas, G.P., Magnuson, J.J., McDowell, W.H., Melack, J.M., Ogden, L.A., Robertson, G.P., Smith, M.D., Whitmer, A.C., 2011. An integrated conceptual framework for long-term social–ecological research. *Frontiers in Ecology and the Environment* 9, pp.351–357. <https://doi.org/10.1890/100068>
- Cormier-Salem, M.-C., Mbaye, A., 2018. Les « terroirs » maritimes revisités. *Revue d'ethnoécologie* 13, pp.145-169. <https://doi.org/10.4000/ethnoecologie.3433>
- Corona, C., Guiot, J., Edouard, J.L., Chalié, F., Büntgen, U., Nola, P., Urbinati, C., 2010. Millennium-long summer temperature variations in the European Alps as reconstructed from tree rings. *Climate of the Past* 6, pp.379–400. <https://doi.org/10.5194/cp-6-379-2010>
- Costas, S., Jerez, S., Trigo, R.M., Goble, R., Rebêlo, L., 2012. Sand invasion along the Portuguese coast forced by westerly shifts during cold climate events. *Quaternary Science Reviews* 42, pp.15–28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.03.008>
- Cousseau, F., Nicholls, J., Besse, M., 2020. Discovery of a multi-chambered long cairn at Goasseac'h, Carhaix-Plouguer, central Brittany, France. *Antiquity* 94(378). <https://doi.org/10.15184/aqy.2020.204>

- Čučković, Z., 2014a. Exploring intervisibility networks : a case study from Bronze and Iron Age Istria (Croatia and Slovenia). In: Giligny, F., Djindjian, F., Costa, L., Moscati, P., Robert, S., *CAA 2014 - 21st Century Archaeology: Concepts, Methods and Tools*, Archaeopress, pp.469–478.
- Čučković, Z., 2014b. De l'analyse de visibilité à la culture visuelle : un apport des systèmes d'information géographique (SIG) à l'archéologie sociale. In : Nordez, M., Rousseau, L., Cervel, M., (Eds.), 2014, *Recherches sur l'âge du Bronze. Nouvelles approches et perspectives, Actes de la journée d'étude de l'APRAB, 28 février 2014, Musée d'Archéologie Nationale*. Bulletin de l'Association pour la Promotion des Recherches sur l'Age du bronze, Supplément n° 1, pp.30–40.
- Čučković, Z., 2016. Advanced viewshed analysis: a Quantum GIS plug-in for the analysis of visual landscapes. *The Journal of Open Source Software* 1(4), 32p. <https://doi.org/10.21105/joss.00032>
- Cudennec, J.-F., 2019. Les coquilles de *Patella* sp. issues d'amas coquilliers anthropiques, archives culturelles et environnementales des environnements côtiers, Thèse de doctorat. Université de Bretagne Occidentale, Brest. 215p.
- Cummings, V., Whittle, A.W.R., 2004. *Places of special virtue: megaliths in the Neolithic landscapes of Wales*. Oxbow Books, 224p. <https://doi.org/10.2307/j.ctvh1djh5>
- Dabrio, C.J., Zazo, C., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., Lario, J., González, J.A., Flores, J.A., 2000. Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz, Southern Spain). *Marine Geology* 162, pp.381–404. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00069-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00069-9)
- Daire, M.-Y., 2003. *Le sel des Gaulois*, Collection des Hespérides. Editions Errance, Paris. 152p.
- Daire, M.-Y., Marguerie, D., Fily, M., Baudry, A., Quesnel, L., Arbousse-Bastide, T., 2011. Le plateau littoral du Bas-Léon (nord Finistère, Bretagne) au Ier millénaire avant notre ère : perspectives pour une lecture croisée sur les dynamiques du peuplement et du paysage. *Norois* 220, pp.95–119. <https://doi.org/10.4000/norois.3685>
- Daire, M.-Y., Villard, A., Le Goff, E., Hinguant, S., 1996. Les stèles de l'Age du Fer à décors géométriques et curvilignes. Etat de la question dans l'Ouest armoricain. *Revue archéologique de l'ouest* 13, pp.123–156. <https://doi.org/10.3406/rao.1996.1044>
- Dalrymple, R.W., Choi, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews* 81, pp.135–174. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.10.002>

- Dalrymple, R.W., Mackay, D.A., Ichaso, A.A., Choi, K.S., 2012. Processes, Morphodynamics, and Facies of Tide-Dominated Estuaries, in: Davis Jr., R.A., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp.79–107. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_5
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research* 62, pp.1130–1146. <https://doi.org/10.1306/D4267A69-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Daly, R.A., Manger, G.E., Clark, S.P., 1966. Section 4: Density of rocks. In: Sydney, P., Clark, Jr., *Handbook of Physical Constants, GSA Memoirs*. Geological Society of America. pp.19-26. <https://doi.org/10.1130/MEM97-p19>
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, pp.218–220. <https://doi.org/10.1038/364218a0>
- David, O., Penaud, A., Vidal, M., Fersi, W., Lambert, C., Goubert, E., Herlédan, M., Stéphan, P., Pailler, Y., Bourillet, J.-F., Baltzer, A., 2022. Sedimentological and palynological records since 10 ka BP along a proximal-distal gradient on the Armorican shelf (NW France). *Quaternary Science Reviews* 293, 107678. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107678>
- David, R., 2014. Modélisation de la végétation holocène du Nord-Ouest de la France : reconstruction de la chronologie et de l'évolution du couvert végétal du Bassin parisien et du Massif armoricain, These de doctorat. Rennes 1. 285p.
- De Closmadeuc, G., 1886. Découverte de stone-cists à Beg-er-Vill (Quiberon). *Bulletin de la Société polymathique du Morbihan*, pp.3–17.
- Debenay, J.-P., Guillou, J.-J., 2002. Ecological transitions indicated by foraminiferal assemblages in paralic environments. *Estuaries* 25, pp.1107–1120. <https://doi.org/10.1007/BF02692208>
- Deboudt, P., Dauvin, J.-C., Lozachmeur, O., 2008. Recent developments in coastal zone management in France: The transition towards integrated coastal zone management (1973–2007). *Ocean & Coastal Management* 51, pp.212–228. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2007.09.005>
- Delaine, M., Armynot du Châtelet, E., Bout-Roumazelles, V., Goubert, E., Le Cadre, V., Recourt, P., Trentesaux, A., Arthuis, R., 2015. Multiproxy approach for Holocene paleoenvironmental reconstructions from microorganisms (testate amoebae and foraminifera) and sediment analyses:

The infilling of the Loire Valley in Nantes (France). *The Holocene* 25, pp.407–420. <https://doi.org/10.1177/0959683614561883>

Délibrias, G., Morzadec-Kerfourn, M., 1975. Evolution du marais de Dol-de-Bretagne au Flandrien (Ile-et-Vilaine, France). *Quaternaire* 12, pp.59–70. <https://doi.org/10.3406/quate.1975.2083>

Desruelles, S., Ghilardi, M., Cloquier, C., Delanghe, D., Buchot, Y., Hermitte, D., Parisot, J.-C., Hoeblich, J.-M., 2021. Mid-to Late Holocene landscape reconstruction of the Maye Estuary (Picardy, Northern France) and its implications for human occupation. *Quaternary International* 601, pp.49–65. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.05.019>

Devoir, A., 1913. Première contribution à l'inventaire des monuments mégalithiques du Finistère. *Bulletin de la Société archéologique du Finistère* 40, pp.264–270.

Douglas, B.C., Richard Peltier, W., 2002. The puzzle of global sea-level rise. *Physics Today* 55, pp.35–40. <https://doi.org/10.1063/1.1472392>

Du Chatellier, P., 1896. Une habitation gauloise à Tronoën en Saint-Jean-Trolimon. *Bulletin archéologique du Comité des travaux historiques et scientifiques*, pp.21–23.

Du Chatellier, P., 1907. Les Epoques Préhistoriques et Gauloises dans le Finistère. Inventaire des monuments de ce département des Temps Préhistoriques à la fin de l'Occupation Romaine, deuxième édition. Imprimerie A. Leprince, Quimper. 391p.

Duchemin, G., Fontanier, C., Jorissen, F.J., Barras, C., Griveaud, C., 2007. Living small-sized (63–150 μm) foraminifera from mid-shelf to mid-slope environments in the Bay of Biscay. *Journal of Foraminiferal Research* 37, pp.12–32. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.37.1.12>

Dupont, C., Marchand, G., 2021. New paradigms in the exploitation of Mesolithic shell middens in Atlantic France: The example of Beg-er-Vil, Brittany. *Quaternary International, Coastal Prehistory and Submerged Landscapes: Molluscan Resources, Shell-Middens and Underwater Investigations* 584, pp.59–71. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.09.043>

Dupont, C., Tresset, A., Desse-Berset, N., Gruet, Y., Marchand, G., Schulting, R., 2009. Harvesting the Seashores in the Late Mesolithic of Northwestern Europe: A View From Brittany. *Journal of World Prehistory* 22, pp.93–111. <https://doi.org/10.1007/s10963-009-9017-3>

Dutertre, M., Grall, J., Ehrhold, A., Hamon, D., 2015. Environmental factors affecting maerl bed structure in Brittany (France). *European Journal of Phycology* 50, pp.371–383. <https://doi.org/10.1080/09670262.2015.1063698>

- Dye, T.S., Buck, C.E., 2015. Archaeological sequence diagrams and Bayesian chronological models. *Journal of Archaeological Science* 63, pp.84–93. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2015.08.008>
- Edwards, R., 2005. Sea levels: abrupt events and mechanisms of change. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 29, pp.599–608. <https://doi.org/10.1191/0309133305pp465pr>
- Ehrhold, A., Jouet, G., Le Roy, P., Jorry, S.J., Grall, J., Reixach, T., Lambert, C., Gregoire, G., Goslin, J., Roubi, A., Penaud, A., Vidal, M., Siano, R., 2021. Fossil maerl beds as coastal indicators of late Holocene palaeo-environmental evolution in the Bay of Brest (Western France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 577, 110525. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110525>
- Engelhart, S.E., Horton, B.P., 2012. Holocene sea level database for the Atlantic coast of the United States. *Quaternary Science Reviews, Coastal Change during the Late Quaternary* 54, pp.12–25. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.09.013>
- Falkowski, P., Scholes, R.J., Boyle, E., Canadell, J., Canfield, D., Elser, J., Gruber, N., Hibbard, K., Höglberg, P., Linder, S., Mackenzie, F.T., Moore III, B., Pedersen, T., Rosenthal, Y., Seitzinger, S., Smetacek, V., Steffen, W., 2000. The Global Carbon Cycle: A Test of Our Knowledge of Earth as a System. *Science* 290, pp.291–296. <https://doi.org/10.1126/science.290.5490.291>
- Favennec, J., 1998. Guide de la flore des dunes littorales non boisées: de la Bretagne au sud des Landes. Editions Sud Ouest, Luçon, France. 189p.
- Feil, V., 1979. La flèche de Goulven (Finistère). Formation et propositions pour sa protection. *Penn ar Bed* 12, pp.5–10.
- Fernane, A., Gandouin, E., Penaud, A., Van Vliet-Lanoë, B., Goslin, J., Vidal, M., Delacourt, C., 2014. Coastal palaeoenvironmental record of the last 7 kyr BP in NW France: Sub-millennial climatic and anthropic Holocene signals. *The Holocene* 24, pp.1785–1797. <https://doi.org/10.1177/0959683614551223>
- Fernane, A., Penaud, A., Gandouin, E., Goslin, J., Van Vliet-Lanoë, B., Vidal, M., 2015. Climate variability and storm impacts as major drivers for human coastal marsh withdrawal over the Neolithic period (Southern Brittany, NW France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 435, pp.136–144. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.05.029>
- Ferro-Azcona, H., Espinoza-Tenorio, A., Calderón-Contreras, R., Ramenzoni, V.C., Gómez País, M. de las M., Mesa-Jurado, M.A., 2019. Adaptive capacity and social-ecological resilience of coastal areas: A systematic review. *Ocean & Coastal Management* 173, pp.36–51. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2019.01.005>

- FitzGerald, D., Buynevich, I., Hein, C., 2012. Morphodynamics and Facies Architecture of Tidal Inlets and Tidal Deltas, in: Davis Jr., R.A., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp.301–333. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_12
- Fitzhugh, B., Butler, V.L., Bovy, K.M., Etnier, M.A., 2019. Human ecodynamics: A perspective for the study of long-term change in socioecological systems. *Journal of Archaeological Science: Reports* 23, pp.1077–1094. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2018.03.016>
- Folk, R.L., 1954. The Distinction between Grain Size and Mineral Composition in Sedimentary-Rock Nomenclature. *The Journal of Geology* 62, pp.344–359.
- Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research* 27, pp.3–26. <https://doi.org/10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Fournier, J., Gallon, R.K., Paris, R., 2014. G2Sd: a new R package for the statistical analysis of unconsolidated sediments. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 20, pp.73–78. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.10513>
- Gaillard, F., 1883. Les fouilles des dolmens de Port-Blanc à Saint-Pierre-Quiberon. *Bulletin de la Société polymathique du Morbihan*, pp.6–19.
- Gallay, A., 2011. *Les sociétés mégalithiques: pouvoir des hommes, mémoire des morts*. Presses polytechniques et universitaires romandes. Lausanne, 141p.
- 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, pp.177–192. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.031>
- Gaudin, L., 2004. Les transformations spatio-temporelles de la végétation du nord-ouest de la France depuis la fin de la dernière glaciation. Reconstitutions paléo-paysagères, Thèse de doctorat. Université Rennes 1. 757p.
- Gehrels, W.R., 1999. Middle and Late Holocene sea-level changes in Eastern Maine reconstructed from foraminiferal saltmarsh stratigraphy and AMS 14C dates on basal peat. *Quaternary Research* 52(3), pp.350–359. <https://doi.org/10.1006/qres.1999.2076>
- Gehrels, W.R., Belknap, D.F., Kelley, J.T., 1996. Integrated high-precision analyses of Holocene relative sea-level changes: Lessons from the coast of Maine. *Geological Society of America Bulletin* 108(9), pp.1073–1088. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1996\)108<1073:IHPAOH>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1996)108<1073:IHPAOH>2.3.CO;2)

- Georget, Y., 1986. Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoides du Massif Armoricain (France) : Pétrologie et géochimie. These de doctorat, Université Rennes 1. Mémoires et documents du Centre armoricain d'étude structurale des socles, n°9. 299p.
- Germain-Vallée, C., Lespez, L., 2011. L'apport des recherches géomorphologiques et micromorphologiques récentes à l'archéologie des paysages de la Plaine de Caen (Calvados, Basse-Normandie). *Norois* 220, pp.143–178. <https://doi.org/10.4000/norois.3699>
- Ghilardi, M., Istria, D., Curras, A., Vacchi, M., Contreras, D., Vella, C., Dussouillez, P., Crest, Y., Guiter, F., Delanghe, D., 2017. Reconstructing the landscape evolution and the human occupation of the Lower Sagone River (Western Corsica, France) from the Bronze Age to the Medieval period. *Journal of Archaeological Science: Reports* 12, pp.741–754. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2016.07.009>
- 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, pp.439–469. <https://doi.org/10.1006/jasc.1998.0360>
- Gillings, M., 2009. Visual affordance, landscape, and the megaliths of Alderney. *Oxford Journal of Archaeology* 28(4), pp.335–356. <https://doi.org/10.1111/j.1468-0092.2009.00332.x>
- Gimeno, L., de la Torre, L., Nieto, R., García, R., Hernández, E., Ribera, P., 2003. Changes in the relationship NAO–Northern hemisphere temperature due to solar activity. *Earth and Planetary Science Letters* 206, pp.15–20. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01090-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01090-7)
- Giot, P.-R., Cogné, J., 1955. Étude pétrographique des haches polies de Bretagne. IV.- Les haches de combat en métahornblendite. *Bulletin de la Société préhistorique française* 52(7), pp.401–409. <https://doi.org/10.3406/bspf.1955.3226>
- Giot, P.-R., Marguerie D., 1994. Les traces d'aménagement et d'agriculture en Armorique. *Penn ar Bed* 153/154, pp.44-55.
- Giot, P.-R., Morzadec, H., 1992. Des dolmens à couloir au péril des mers actuelles. *Revue Archéologique de l'Ouest* 9, pp.57–66. <https://doi.org/10.3406/rao.1992.979>
- Giot, P.-R., Querré, G., 1987. Premiers apports de la Pétro-Archéologie à l'étude des poteries préhistoriques et protohistoriques armoricaines. *Bulletin de la Société préhistorique française* 84(6), pp.177–182. <https://doi.org/10.3406/bspf.1987.9828>

- Giot, P.-R., 1966. Chronique des datations radiocarbone armoricaines. *Annales de Bretagne et des pays de l'Ouest* 73(1), pp.124–129. <https://doi.org/10.3406/abpo.1966.4561>
- Giot, P.-R., 1998. La dune ancienne de la baie d'Audierne. *Norois* 179, pp.487–494. <https://doi.org/10.3406/noroi.1998.6889>
- Giot, P.-R., 1952. Glanes protohistoriques. *Annales de Bretagne et des pays de l'Ouest* 59, pp.211–220. <https://doi.org/10.3406/abpo.1952.4384>
- Giot, P.-R., 1960. Informations archéologiques. Circonscription de Rennes. *Gallia préhistoire* 3, pp.157–169.
- Giot, P.-R., 1970. De l'antiquité des talus et des dunes armoricaines. *Penn ar Bed* 7(60), pp.249–256.
- Giot, P.-R., 1998. La dune ancienne de la baie d'Audierne. *Norois* 179, pp.487–494. <https://doi.org/10.3406/noroi.1998.6889>
- Giot, P.-R., Briard, J., Pape, L., 1979. Protohistoire de la Bretagne, Ouest France Université. Ouest-France, Rennes. 443p.
- Giot, P.-R., Chauris, L., Morzadec, H., 1995. L'apport de la pétrographie à l'archéologie préhistorique sur l'exemple du cairn de Barnenez en Plouezoc'h (Finistère). *Revue Archéologique de l'Ouest* 12, pp.171–176. <https://doi.org/10.3406/rao.1995.1032>
- Giot, P.-R., Daire, M.-Y., Querré, G., 1986. *Un habitat protohistorique : le Moulin de la Rive en Locquirec (29)*, Travaux du laboratoire « Anthropologie, Préhistoire, Protohistoire, Quaternaire Armoricaïns ». CNRS, Rennes. 153p.
- Giot, P.-R., Deunff, J., Briard, J., L'Helgouach, J., 1958. L'Habitat protohistorique du Moulin-de-la-Rive en Locquirec (Finistère). *Annales de Bretagne* 65, pp.27–32. <https://doi.org/10.3406/abpo.1958.2043>
- Giot, P.-R., Guilcher, A., 1947. Essai de chronologie des successions pré- et protohistoriques de la baie d'Audierne (Finistère). *Bulletin de la Société préhistorique de France* 44(3-4), pp.116–121. <https://doi.org/10.3406/bspf.1947.2253>
- Giot, P.-R., L'Helgouach, J., Briard, J., Talec, L., Leroux, C.-T., Onnée, Y., Zeist, W. van, 1965. Le site du Curnic en Guissény (Finistère). *Annales de Bretagne* 72(1), pp.49–70. <https://doi.org/10.3406/abpo.1965.2245>
- Giot, P.-R., Marguerie, D., 1994. Les traces d'aménagement et d'agriculture en Armorique. *Penn ar Bed* numéro spécial Talus de Bretagne 153/154 pp.44–55.

- Giot, P.-R., Monnier, J.-L., 1975. *Plomeur, Cimetière de Saint-Saturnin ou Saint-Urnel, campagne 1975*. Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes. 54p.
- Giot, P.-R., Monnier, J.-L., 1977. Le cimetière des anciens Bretons de Saint-Urnel ou Saint-Saturnin en Plomeur (Finistère). *Gallia* 35, pp.141–171.
- Giot, P.-R., Monnier, J.-L., L'Helgouach, J., 1998. *Préhistoire de la Bretagne*. Éditions Ouest-France Université. 589p.
- Goré, B., Le Corre, C., 1987. Cinématique hercynienne du cisaillement nord-armoricain à la bordure du granite syntectonique de Saint Renan-Kersaint (Finistère). *Bulletin de la Société Géologique de France* 3(5), pp.811–819. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.III.5.811>
- Goslin, J., 2014. Reconstitution de l'évolution du niveau marin relatif holocène dans le Finistère (Bretagne, France): dynamiques régionales, réponses locales, Thèse de doctorat. Université de Bretagne Occidentale, Brest. 360p.
- Goslin, J., Van Vliet Lanoë, 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, pp.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 (4), pp.425–444. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.10386>
- Gouézin, P., 2007. *Les mégalithes du morbihan littoral (au sud des Landes de Lanvaux, de Guidel à Quiberon)*. Centre Régional d'Archéologie d'Alet, Institut Culturel de Bretagne. 135p.
- Gouézin, P., 2015. Houses of the dead and natural rocks: new evidence from western France. In: Laporte, L., Scarre Ch. (Eds.), *The Megalithic Architectures of Europe*, Oxbow Books, pp. 175–182.
- Gouézin, P., 2017. Structures funéraires et pierres dressées: analyses architecturales et spatiales, Thèse de doctorat. Université de Rennes 1. Rennes. 1039p.
- Goury Aîné, G., 1828. Appendice des souvenirs polytechniques ou recueil complémentaire d'observations, de mémoires et projets. Carilian-Goeury, Paris. 253p.
- Grall, J., Hall-Spencer, J.M., 2003. Problems facing maerl conservation in Brittany. *Aquatic Conservation-Marine and Freshwater Ecosystems* 13, pp.55–64.

- Gregoire, G., 2016. Dynamique sédimentaire et évolution holocène d'un système macrotidal semi-fermé : l'exemple de la rade de Brest, Thèse de doctorat. Université de Bretagne Occidentale, Brest. 295p.
- Gregoire, G., Le Roy, P., Ehrhold, A., Jouet, G., Garlan, T., 2017. Control factors of Holocene sedimentary infilling in a semi-closed tidal estuarine-like system: the bay of Brest (France). *Marine Geology* 385, pp.84–100. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.11.005>
- Griffiths, D., 2015. Medieval coastal sand inundation in Britain and Ireland. *Medieval Archaeology* 59, pp.103–121. <https://doi.org/10.1179/0076609715Z.00000000052>
- Grudd, H., 2008. Torneträsk tree-ring width and density ad 500–2004: a test of climatic sensitivity and a new 1500-year reconstruction of north Fennoscandian summers. *Climate Dynamics* 31, pp.843–857. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0358-2>
- Guilcher, A., 1948. Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine, Henri Poitier, La-Roche-sur-Yonne, 682p.
- Guilcher, A., Bodéré, J.-C., Hallégouët, B., 1990. Coastal evolution in western, southwestern and northern Brittany as a regional test of impact of sea level rise. *Journal of Coastal Research*, special issue n° 9, pp.67–90.
- Guilcher, A., Hallégouët, B., 1991. Coastal dunes in Brittany and their management. *Journal of Coastal Research* 7, pp.517–533.
- Guiot, J., Corona, C., Members, E., 2010. Growing Season Temperatures in Europe and Climate Forcings Over the Past 1400 Years. *PLOS ONE* 5, e9972. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0009972>
- Hallégouët, B., Moign, A., 1976. Historique d'une évolution de littoral dunaire : la baie de Goulven (Finistère). *Penn ar Bed* 10, pp.263–276.
- Hallégouët, B., 1971. *Le Bas - Léon (Finistère, France): étude géomorphologique*. Thèse de doctorat. Université de Bretagne Occidentale, Brest. 260p.
- Hallégouët, B., 1978. L'évolution des massifs dunaires du Pays du Léon. *Penn ar Bed* 11, pp.417–430.
- Hallégouët, B., 1981. Les crêtes littorales dunifiées du massif Armoricaïn, France : formation et évolution. *Géographie physique et Quaternaire* 35(2), pp.205–218. <https://doi.org/10.7202/1000437ar>
- Hallégouët, B., 1990. Les dépôts pléistocènes marins de la côte méridionale du Finistère. *Revue archéologique de l'Ouest*. Supplément n°2, pp.45–51.

- Hallégouët, B., Bodéré, J.-C., 1993. Un littoral fragilisé: le sud de la baie d’Audierne, in: *Le Pays Bigouden. A la croisée des chemins*. Impr. Régionale. Bannalec, Pont-L’Abbé, pp.264–271.
- Hallégouët, B., Hénaff, A., 1993. Évolution du littoral septentrional du Pays bigouden entre Penhors et Pors Poulhan, in: *Le Pays Bigouden. A La Croisée Des Chemins*. Impr. Régionale. Bannalec, Pont-L’Abbé, pp.273–280.
- Hallégouët, B., Hénaff, A., 1995. L’engraissement des plages de l’anse de Dinan à l’ouest de la presqu’île de Crozon en Bretagne occidentale. *Noroi* 165, pp.131–152. <https://doi.org/10.3406/noroi.1995.6616>
- Hallégouët, B., Moign, A., 1976. Historique d’une évolution de littoral dunaire : la baie de Goulven (Finistère). *Penn ar Bed* 10, pp.263–276.
- Hallégouët, B., Talec, L., Giot, P.-R., (1971). Trouvailles néolithiques à Kerlouan (Finistère). *Annales de Bretagne* 78(1), pp.7–12. <https://doi.org/10.3406/abpo.1971.2593>
- Hallégouët, B., Van Vliet-Lanoë, B., 1986. Les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le maximum glaciaire, d’après l’étude des formations marines, dunaires et périglaciaires de la côte des Abers (Finistère). *Quaternaire* 23, pp.127–138. <https://doi.org/10.3406/quate.1986.1804>
- Hamon, G., 2006. *Sondages sur l’île Saint-Nicolas (Fouesnant, Finistère)*. Service régional de l’archéologie de Bretagne, Rennes. 33p.
- Hamon, G., 2007. *Sondages sur l’île Saint-Nicolas (Fouesnant, Finistère)*. Service régional de l’archéologie de Bretagne, Rennes. 51p.
- Haour, A., Coulson, I., N’Dah, D., Labiyi, N., 2022. A coastal occupation in Bénin, West Africa: Earthenwares and salt at the time of Atlantic entanglement. *The Journal of Island and Coastal Archaeology* 17, pp.1–20. <https://doi.org/10.1080/15564894.2022.2084654>
- Harmois, A.-L., 1909. Inventaire des découvertes archéologiques du département des Côtes-du-Nord. *Bulletin de la Société d’émulation des Côtes du Nord* 57, pp.1–86.
- Harris, E.C., 1989. *Principles of archaeological stratigraphy*, second. ed. Academic Press, London. 170p.
- Haslett, S.K., Davies, P., Curr, R.H., 2000. Geomorphologic and palaeoenvironmental development of Holocene perched coastal dune systems in Brittany, France. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 82, pp.79–88. <https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.2000.00114.x>
- He, Q., Silliman, B.R., 2019. Climate Change, Human Impacts, and Coastal Ecosystems in the Anthropocene. *Current Biology* 29, R1021–R1035. <https://doi.org/10.1016/j.cub.2019.08.042>

- Heaton, T.J., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R.W., Austin, W.E.N., Ramsey, C.B., Grootes, P.M., Hughen, K.A., Kromer, B., Reimer, P.J., Adkins, J., Burke, A., Cook, M.S., Olsen, J., Skinner, L.C., 2020. Marine20—The Marine Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55,000 cal BP). *Radiocarbon* 62, pp.779–820. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.68>
- 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, pp.101–110. <https://doi.org/10.1023/A:1008119611481>
- Hénaff, A., 1995. Production et accumulation de sédiments biogènes dans les estrans sableux (Production and accumulation of biogenetics sediments in sandy beaches). *Bulletin de l'Association de Géographes Français* 72, pp.428–439. <https://doi.org/10.3406/bagf.1995.1858>
- Hénaff, A., 1999. Enregistrement des variations de l'environnement littoral armoricain par le biodétritisme depuis la fin du XVIIIe siècle : conséquences géomorphologiques. *Méditerranée* 93, pp.49–54. <https://doi.org/10.3406/medit.1999.3131>
- Hénaff, A., Bodéré, J.-C., 2001. Modifications récentes des apports biodétritiques littoraux : conséquences sur le budget sédimentaire des estrans sableux de l'ouest du Massif Armoricaïn. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 7, pp.17–29. <https://doi.org/10.3406/morfo.2001.1083>
- Hénaff, A., Goff, E.L., 2018. Données nouvelles sur la dynamique fluviale postglaciaire et la sédimentation des fonds de vallée en Bretagne. Le cas de la vallée du Steïr près de Quimper (Finistère, France). *Physio-Géo. Géographie physique et environnement* 12, pp.143–175. <https://doi.org/10.4000/physio-geo.6766>
- Hénaff, A., Vliet-Lanoe, B.V., Delacourt, C., Goslin, J., Hallégouët, B., Penaud, A., 2015. Enregistrement stratigraphique de l'holocène en baie d'Audierne : impact morphologique des tempêtes. *Quaternaire* 26(2), pp.87–104. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.7189>
- Henriques, R.J., de Oliveira, F.S., Schaefer, C.E.G.R., Francelino, M.R., Lopes, P.R.C., Senra, E.O., Lourenço, V.R., 2022. Soils and landscapes of Marajó island, Brazilian Amazonia: Holocene evolution, geoarchaeology and climatic vulnerability. *Environmental Earth Sciences* 81, pp.1–25. <https://doi.org/10.1007/s12665-022-10310-2>
- Hesp, P., 1988a. Morphology, dynamics and internal stratification of some established foredunes in southeast Australia. *Sedimentary Geology, Eolian Sediments* 55, pp.17–41. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(88\)90088-7](https://doi.org/10.1016/0037-0738(88)90088-7)
- Hesp, P., 1988b. Surfzone, Beach, and Foredune Interactions on the Australian South East Coast. *Journal of Coastal Research* Special Issue No. 3, pp.15–25.

- Hesp, P., 2002. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology* 48 (1-2), pp.245–268. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00184-8](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00184-8)
- Hesp, P., 2011. Dune Coasts, in: Wolanski, E., McLusky D., *Treatise on Estuarine and Coastal Science*. Elsevier, pp.193–221. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374711-2.00310-7>
- Hesp, P., 2013. Conceptual models of the evolution of transgressive dune field systems. *Geomorphology* 199, pp.138–149. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.05.014>
- Hinguant, S., Boujot, C., 2008. *L'Ensemble mégalithique de Kerdruellan à Belz (Morbihan)*. Service Régional d'Archéologie Bretagne, INRAP Rennes. 122p.
- Hinguant, S., Boujot, C., 2010. Les pierres couchées de Belz ou la découverte d'un ensemble mégalithique, in: Demoule, J.-P. (Ed.), *La Révolution Néolithique Dans Le Monde*, CNRS Éditions, Paris, pp.383–397.
- Horton, B.P., 1999. The distribution of contemporary intertidal foraminifera at Cowpen Marsh, Tees Estuary, UK: Implications for studies of Holocene sea-level changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 149, pp.127–149. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00197-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00197-7)
- Horton, B.P., Edwards, R.J., Lloyd, J.M., 1999. UK intertidal foraminiferal distributions: implications for sea-level studies. *Marine Micropaleontology* 36, pp.205–223. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(99\)00003-1](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(99)00003-1)
- Hyvert, J., 1985. *Quiberon (56). Habitat de Goulvars. Rapport sauvetage urgent*. Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes. 47p.
- Hyvert, J., 1986. *Quiberon (56). Habitat de Goulvars. Rapport sauvetage urgent*. Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes. 43p.
- Hyvert, J., 1987. *Quiberon (56). Habitat de Goulvars. Rapport de sauvetage programmé*. Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes. 59p.
- Jackson, D.W.T., Cooper, J.A.G., 2011. Coastal dune fields in Ireland: rapid regional response to climatic change. *Journal of Coastal Research*, Special Issue 64, pp.293–297.
- Jackson, D.W.T., Costas, S., Guisado-Pintado, E., 2019. Large-scale transgressive coastal dune behaviour in Europe during the Little Ice Age. *Global and Planetary Change* 175, pp.82–91. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.02.003>
- Jervey, M.T., 1988. Quantitative Geological Modeling of Siliciclastic Rock Sequences and Their Seismic Expression. In : Wilgus, Ch.K., Hastings, B.S., Posamentier H., Wagoner, J. Van, Ross,

- Ch.A., Kendall, Ch.G.St.C., *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*, *SEPM Special Publication*, 42, pp.47-69. <https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0047>
- Jouet, G., Augris, C., Hallegouët, B., Le Roy, P., Rolet, J., 2003. Ys Valley: A submerged palaeoriver pattern in the Bay of Douarnenez (Brittany, France). *Comptes Rendus - Geoscience* 335, pp.487–494. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(03\)00066-X](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(03)00066-X)
- Joussaume, R., Laporte, L., 2006. Monuments funéraires néolithiques dans l'ouest de la France. In: Joussaume, R., Laporte, L., Scarre, Ch., *Origine et Développement Du Mégalithisme de l'ouest de l'Europe*, Musée des Tumulus de Bougon, pp.319–344.
- Kasse, C., 1997. Cold-Climate Aeolian Sand-Sheet Formation in North-Western Europe (c. 14–12.4 ka); a Response to Permafrost Degradation and Increased Aridity. *Permafrost and Periglacial Processes* 8, pp.295–311. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1530\(199709\)8:3<295::AID-PPP256>3.0.CO;2-0](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199709)8:3<295::AID-PPP256>3.0.CO;2-0)
- Kayser, O., 1984. Plomeur (Finistère), Beg-an-Dorchenn. Fouille de sauvetage, campagne 1984. Service régional de l'archéologie de Bretagne. 34p.
- Kayser, O., 1986. *Plomeur (Finistère), Beg-an-Dorchenn. Fouille de sauvetage, campagne 1986*. Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes. 24p.
- Kayser, O., 1987. *Plomeur (Finistère), Beg-an-Dorchenn. Fouille de sauvetage, campagne 1987*. Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes. 29p.
- Kempf, M., 2020. From landscape affordances to landscape connectivity: contextualizing an archaeology of human ecology. *Archaeological and Anthropological Sciences* 12. <https://doi.org/10.1007/s12520-020-01157-4>
- Kergadallan, X., 2022. Candhis : analyses 2022 des états de mer. Tome 1 – Mer du Nord, Manche et Atlantique., CEREMA. ed. Plouzané. 322p.
- Kerwin, M.W., Overpeck, J.T., Webb, R.S., DeVernal, A., Rind, D.H., Healy, R.J., 1999. The role of oceanic forcing in mid-Holocene northern hemisphere climatic change. *Paleoceanography* 14, pp.200–210. <https://doi.org/10.1029/1998PA900011>
- Klijin, J.A., 1990. The chronology of coastal dune development in the United Kingdom. In: Bakker, Th.W., Jungerius, P. D., Klijin J. A., *Dunes of the European Coasts, Catena Supplements* 18, pp.81–88.
- Kobyliński, Z., 1993. Polish medieval excavations and the Harris Matrix: applications and developments. *Practices of Archaeological Stratigraphy*, Academic Press pp.57–67. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-326445-9.50010-1>

- L'Helgouach, J., 1956. La civilisation des allées couvertes en Armorique. In: *Congrès Préhistorique de France, compte-rendu de la XV^e session Poitiers-Angoulême*, Société Préhistorique Française, pp. 692–700.
- L'Helgouach, J., 1965. *Les sépultures mégalithiques en Armorique (dolmens à couloir et allées couvertes)*. Travaux du laboratoire d'Anthropologie Préhistorique de la Faculté de Sciences, Rennes. 330p.
- Lageat, Y., Hénaff, A., Ravier, É., 2019. “Délits d'eau” et “volements de sables”, les “offensives éoliennes” sur les côtes bretonnes au XVIII^{ème} siècle. *Physio-Géo. Géographie physique et environnement* 14, pp.147–169. <https://doi.org/10.4000/physio-geo.9110>
- Lamb, H.H., 1965. The early medieval warm epoch and its sequel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 1, pp.13–37. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(65\)90004-0](https://doi.org/10.1016/0031-0182(65)90004-0)
- Lambeck, K., 1997. Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 129(1-2), pp.1–22. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(96\)00061-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(96)00061-2)
- Lambeck, K., Chappell, J., 2001. Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle. *Science* 292, pp.679–686. <https://doi.org/10.1126/science.1059549>
- Lambeck, K., Esat, T.M., Potter, E.-K., 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature* 419, pp.199–206. <https://doi.org/10.1038/nature01089>
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., Sambridge, M., 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *PNAS* 111, pp.15296–15303. <https://doi.org/10.1073/pnas.1411762111>
- Lambert, C., 2017. Signature paléoenvironnementale des séquences holocènes en Rade de Brest : forçages climatiques et anthropiques, These de doctorat. Université de Bretagne Occidentale, Brest. 423p.
- Lambert, C., Penaud, A., Vidal, M., Gandini, C., Labeyrie, L., Chauvaud, L., Ehrhold, A., 2020. Striking forest revival at the end of the Roman Period in north-western Europe. *Scientific Reports* 10, 21984. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-77253-1>
- Langouët, L., 1979. *Villa romaine de Sables d'Or - les Pins*. Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes. 33p.
- Langouët, L., 1980. Fouille, datation et étude de l'édifice gallo-romain des Sables d'Or. *Les dossiers du Centre régional archéologique d'Alet*, pp.1–36.

- Langouët, L., Daire, M.-Y., 2009. Ancient Maritime Fish-Traps of Brittany (France): A Reappraisal of the Relationship Between Human and Coastal Environment During the Holocene. *Journal of Maritime Archaeology* 4, 131. <https://doi.org/10.1007/s11457-009-9053-2>
- Laporte, L., Jallot, L., Sohn, M., 2011. Mégalithismes en France. Nouveaux acquis et nouvelles perspectives de recherche. *Gallia Préhistoire* 53, pp.289–334. <https://doi.org/10.3406/galip.2011.2490>
- Large, J.-M., 2014. La file de pierres dressées du Douet: Hoedic, Morbihan, ed. Melvan, Île d'Hoedic. 240p.
- Larue, J.-P., Leroyer, C., Mahoué, J.-P., pp.1996. Les remblaiements de fond de vallons : l'exemple du Royeau dans le bassin de la Sarthe, à l'ouest du Bassin Parisien (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 2, pp.69–88. <https://doi.org/10.3406/morfo.1996.894>
- Le Berre, I., Thériault, M., Maulpoix, A., Gourmelon, F., 2017. Moderation effect of planning on housing development along the French Atlantic coast: findings from an event history hazard model. *Journal of Land Use Science* 12, pp.271–291. <https://doi.org/10.1080/1747423X.2017.1322154>
- Le Bot, A., 2003. *Les thermes gallo-romains en Armorique*, Les Dossiers du Centre Régional d'Archéologie d'Alet. Saint-Malo. 123p.
- Le Corre, C., Auvray, B., Ballèvre, M., Robardet, M., 1991. Le Massif Armoricaïn. *Sciences Géologiques, bulletins et mémoires* 44, pp.31–103. <https://doi.org/10.3406/sgeol.1991.1865>
- Le Gall, B., Caroff, M., 2018. Iron Age stelae in the Flinn strain diagram. *Terra Nova* 30(6), pp.393–398. <https://doi.org/10.1111/ter.12354>
- Le Gall, B., Authemayou, C., Ehrhold, A., Paquette, J.-L., Bussien, D., Chazot, G., Aouizerat, A., Pastol, Y., 2014. LiDAR offshore structural mapping and U/Pb zircon/monazite dating of Variscan strain in the Leon metamorphic domain, NW Brittany. *Tectonophysics* 630, pp.236–250. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.026>
- Le Gall, B., Authemayou, C., Ehrhold, A., Paquette, J.-L., Bussien, D., Chazot, G., Aouizerat, A., Pastol, Y., 2014. LiDAR offshore structural mapping and U/Pb zircon/monazite dating of Variscan strain in the Leon metamorphic domain, NW Brittany. *Tectonophysics* 630, pp.236–250. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.026>
- Le Goffic, M., 2006. La nécropole mégalithique de la pointe du Souc'h en Plouhinec. Rapport final de synthèse 2004-2006, Service Régional de l'Archéologie, Bretagne. 150p.

- Le Roux, C.-T., 1969. *Ile de Groix (56). Découverte d'une tombe en coffre à port-Mélotte*. Rapport de fouille préventive. Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes. 11p.
- Le Roux, C.-T., 1975. Circonscription de Bretagne. *Gallia préhistoire* 18(2), pp.511–539.
- Le Roux, C.-T., 1977. Circonscription de Bretagne. *Gallia préhistoire* 20(2), pp.407–432.
- Le Roux, C.-T., 1985. New excavations at Gavrinis. *Antiquity* 59(227), pp.183–187. <https://doi.org/10.1017/S0003598X00057240>
- Le Roux, C.-T., 1999. L'outillage de pierre polie en métadolérite du type A: les ateliers de Plussien, Côtes-d'Armor. Travaux du Laboratoire d'Anthropologie de Rennes, n°43. 244p.
- Le Roux, C.-T., Lecerf, Y., Giot, P.-R., 1980. Le cairn de Ty-Floc'h à Saint-Thois (fouilles de 1978-1979). *Bulletin de la Société archéologique du Finistère* 108, pp.27–49.
- Le Rouzic, Z., 1910. Carnac. Fouilles faites dans la Région. Ruines gallo-romaines de Légénèse. *Bulletin de la Société polymathique du Morbihan*, pp.186-190.
- Lecerf, Y., 1983. Fouille de sauvetage sur l'allée couverte de Kernic en Plouescat (Finistère). Service Régional de l'Archéologie, Bretagne. 33p.
- Lecerf, Y., 1984. Fouille de sauvetage sur l'allée couverte de Kernic en Plouescat (Finistère). Service Régional de l'Archéologie, Bretagne. 34p.
- Lecerf, Y., 1985. L'Allée couverte de Kernic à Plouescat (Finistère). *Bulletin de la Société archéologique du Finistère* 114, pp.17–34.
- Lecornec, J., 1996. L'Allée couverte de Bilgroix Arzon, Morbihan. *Bulletin de Société Polymathique du Morbihan* 122, pp.15–60.
- Leonardi, N., Ganju, N.K., Fagherazzi, S., 2016. A linear relationship between wave power and erosion determines salt-marsh resilience to violent storms and hurricanes. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 113, pp.64–68. <https://doi.org/10.1073/pnas.1510095112>
- Lespez, L., 2012. Paysages et gestion de l'eau : sept millénaires d'histoire des vallées et des plaines littorales en Basse-Normandie. Bibliothèque du Pôle Rural. Presses Universitaires de Caen. 336p.
- Lespez, L., Clet-Pellerin, M., Davidson, R., Hermier, G., Carpentier, V., Cador, J.-M., 2010. Middle to Late Holocene landscape changes and geoarchaeological implications in the marshes of the Dives estuary (NW France). *Quaternary International* 216, pp.23–40. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.06.018>

- Lespez, L., Clet-Pellerin, M., Davidson, R., Marcigny, C., Hardel, B., Levalet, F., 2004. Evolution des paysages et anthropisation depuis le Néolithique dans la péninsule de La Hague (Normandie, France). *Archeosciences, revue d'Archéométrie* 28, pp.71–88. <https://doi.org/10.3406/arsci.2004.1063>
- Lewis, S.L., Maslin, M.A., 2015. Defining the Anthropocene. *Nature* 519, pp.171–180. <https://doi.org/10.1038/nature14258>
- Loke, M.H., 2003. RES2DINV, Rapid 2-D Resistivity and IP Inversion Using the Least-Square Method (Geotomo Software User's Manual), Geotomo Software. ed. Singapore.
- López-Romero, E., 2008a. Monuments néolithiques de la région de Lorient (Morbihan, Bretagne) : à propos des modes d'organisation des territoires. *L'Anthropologie* 112(4-5), pp.572–597. <https://doi.org/10.1016/j.anthro.2008.06.002>
- López-Romero, E., 2008b. Characterizing the Evolution of Visual Landscapes in the Late Prehistory of South-West Morbihan (Brittany, France). *Oxford Journal of Archaeology* 27(3), pp.217–239. <https://doi.org/10.1111/j.1468-0092.2008.00305.x>
- López-Romero, E., Verdin, F., Eynaud, F., Culioli, C., Hoffmann, A., Huchet, J.-B., Rollin, J., Stéphan, P., 2021. Human settlement and landscape dynamics on the coastline south of the Gironde estuary (SW France): A multi-proxy approach. *The Journal of Island and Coastal Archaeology*, pp.1–22. <https://doi.org/10.1080/15564894.2021.1880505>
- Lorho, T., 2014. Patrimoine archéologique et système d'information géographique. *Revue du Comité Français de Cartographie* 220, pp.39–51.
- 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* 40, pp.1250–1256. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.06.002>
- Madeleneau, M., 1875. Ruines de la chapelle de l'abbaye de Guévroc. *Bulletin de la Société archéologique du Finistère* pp.162–165.
- Maillet, G.M., Rizzo, E., Revil, A., Vella, C., 2005. High Resolution Electrical Resistivity Tomography (ERT) in a Transition Zone Environment: Application for Detailed Internal Architecture and Infilling Processes Study of a Rhône River Paleo-channel. *Marine Geophysical Researches* 26, pp.317–328. <https://doi.org/10.1007/s11001-005-3726-5>

- Marçais, A.-S., 2016. Des morts ensemble : étude du recrutement des inhumés dans les sépultures collectives dans le Bassin parisien à la fin du néolithique. Thèse de doctorat. Université Paris 10. Paris. 315p.
- Marchand, G., Dupont, C., 2021. Domestic life by the ocean: Beg-er-Vil, c. 6200–6000 cal BC, in: Borić, D., Antonović, D., Mihailović, B. (Eds.), *Foraging Assemblages*. pp. 191–197.
- Marchand, G., Dupont, C., Delhon, C., Desse-Berset, N., Gruet, Y., Laforge, M., Le Bannier, J.-C., Netter, C., Nukushina, D., Onfray, M., Querré, G., Quesnel, L., Schulting, R., Stéphan, P., Tresset, A., 2016. Retour à Beg-er-Vil. Nouvelles approches des chasseurs-cueilleurs maritimes de France Atlantique. In: Dupont, C., Marchand, G. (Eds.), *Archéologie Des Chasseurs-Cueilleurs Maritimes de La Fonction Des Habitats à l'organisation de l'espace Littoral*. Actes de La Séance de La Société Préhistorique Française, Rennes, 10-11 Avril 2014, Séances de La Société Préhistorique Française, 6. pp. 283–319.
- Marchand, G., Dupont, C., Laforge, M., Le Bannier, J.-C., Netter, C., Nukushina, D., Onfray, M., Querré, G., Quesnel, L., Stéphan, P., 2018. Before the spatial analysis of Beg-er-Vil: A journey through the multiple archaeological dimensions of a Mesolithic dwelling in Atlantic France. *Journal of Archaeological Science: Reports* 18, pp.973–983. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2017.07.014>
- Marcott, S.A., Shakun, J.D., Clark, P.U., Mix, A.C., 2013. A Reconstruction of Regional and Global Temperature for the Past 11,300 Years. *Science* 339, pp.1198–1201. <https://doi.org/10.1126/science.1228026>
- Marcoux, E., Chauris, L., Hallégouët, B., Guennoc, P., Thiéblemont, D., (2004). *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50000), feuille Plouguerneau (200)*, BRGM Éditions. 146p.
- Marcoux, E., Cocherie, A., Guerrot, C., Ruffet, G., Darboux, J., (2009). Géochronologie revisitée du dôme du Léon (Massif armoricain, France). *Geologie de la France* 1, pp.17–37.
- Marguerie, D., 1992. *Evolution de la végétation sous l'impact humain en Armorique du Néolithique aux périodes historiques*. Thèse de doctorat. Université de Rennes 1. Travaux du Laboratoire d'Anthropologie de Rennes, n°40. 313p.
- Masselink, G., Hughes, M., Knight, J., 2011. *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*, 2nd Edition. ed. Routledge. 432p.
- Masset, C., 1997. Les dolmens: sociétés néolithiques, pratiques funéraires. Éditions Errance. 174p.

- Mathew, S., Davidson-Arnott, R., Ollerhead, J., 2010. Evolution of a beach-dune system following a catastrophic storm overwash event: Greenwich Dunes, Prince Edward Island, 1936-2005. *Canadian Journal of Earth Sciences* 47, pp.273–290. <https://doi.org/10.1139/E09-078>
- May, V.J., Hansom, J.D., 2003. *Coastal Geomorphology of Great Britain*, JNCC. ed, Geological Conservation Review. Peterborough. 737p.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Curt Stager, J., Karlén, W., Maasch, K.A., David Meeker, L., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveland, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, pp.243–255. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.07.001>
- McIlvenny, J.D., Muller, F.L.L., Dawson, A., 2013. A 7600-year sedimentary record of climatic instability in Dunnet Bay, North Scotland. *Marine Geology* 335, pp.100–113. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.10.014>
- Menant, M.-D., 1985. Chapelle Saint-Guévroc, Saint-Guévroc (Tréfléz) - Inventaire Général du Patrimoine Culturel [WWW Document] <http://patrimoine.bzh/>
- Menez, Y., Lorho, T., 2013. La Bretagne, in: *L'habitat rural du second âge du Fer : Rythmes de création et d'abandon au nord de la Loire*, Recherches archéologiques. CNRS Éditions, Paris, pp.169–191.
- Menier, D., 2003. Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines : Apport de la stratigraphie sismique, Thèse de doctorat. Université Rennes 1. Rennes. 205p.
- Menier, D., Reynaud, J.-Y., Proust, J.-N., Guillocheau, F., Guennoc, P., Bonnet, S., Tessier, B., Goubert, E., 2006. Basement Control on Shaping and Infilling of Valleys Incised at the Southern Coast of Brittany, France. In : Dalrymple R.W. (Ed.) *Incised Valleys in Time and Space, SEPM Special Publication*, pp.37–56. <https://doi.org/10.2110/pec.06.85.0037>
- Menier, D., Tessier, B., Proust, J.-N., Baltzer, A., Sorrel, P., Traini, C., 2010. The Holocene transgression as recorded by incised-valley infilling in a rocky coast context with low sediment supply (southern Brittany, western France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 181, pp.115–128. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.2.115>
- Mens, E., 2008. Refitting megaliths in western France. *Antiquity* 82(315), pp.25–36. <https://doi.org/10.1017/S0003598X00096411>
- Mens, E., 2013. Technologie des premières architectures en pierre dans l'ouest de la France. In: Guyodo J.-N., Mens E. *Les Premières Architectures En Pierre En Europe Occidentale, Du Ve Au Iie Millénaire Avant J.-C.* Presses Universitaires de Rennes, pp.39–52.

- Mens, E., Ard, V., Poncet, D., Kerdivel, G., Bichot, F., Marticorena, P., Laurent, A., Leroux, V.-E., Baleux, F., 2021. Systèmes techniques et productions symboliques du mégalithisme funéraire de la façade atlantique entre Bretagne et Pays basque. In: Ard, V., Mens E., Gandelin M., *Mégalithismes et Monumentalismes Funéraires : Passé, Présent, Futur*, Sidestone Press. pp.79–129.
- Merlet, F., 1935. Découvertes néolithiques à Roc’has en Penvénan. *Bulletin de Société d’émulation des Côtes-du-Nord* 68, pp.283–286.
- Meur, C., 1993. Géomorphologie, protection et gestion des dunes de Bretagne septentrionale : éléments de comparaison avec d’autres régions de la Manche occidentale : Cotentin, Devon et Cornwall (R.U.), Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale. Brest. 353p.
- Meurisse, M., Van Vliet-Lanoë, B., Talon, B., Recourt, P., 2005. Complexes dunaires et tourbeux holocènes du littoral du Nord de la France. *Comptes Rendus Geosciences* 337, pp.675–684. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.02.009>
- Meurisse-Fort, M., 2008. Enregistrement haute résolution des massifs dunaires. Manche, mer du Nord et Atlantique. Le rôle des tempêtes., Publibook Université. ed, Sciences de la terre. Paris. 310p.
- Milcent, P.-Y., 2012. Le temps des élites en Gaule atlantique: chronologie des mobiliers et rythmes de constitution des dépôts métalliques dans le contexte européen, XIIIe-VIIe av. J.-C. Presses universitaires de Rennes, Rennes. 253p.
- Milon, Y., Giot, P.-R., 1947. IVe Circonscription préhistorique. *Gallia* 5(1), pp.162–170.
- Mitrovica, J.X., Milne, G.A., 2002. On the origin of late Holocene sea-level highstands within equatorial ocean basins. *Quaternary Science Reviews* 21, pp.2179–2190. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00080-X](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00080-X)
- Mohen, J.-P., Scarre, Ch., 2002. Les tumulus de Bougon. Complexe mégalithique du Ve au IIIe millénaire. Editions Errance, Paris. 256p.
- Monnier, J.-L., 1979. Le Pléistocène de la Côte Nord de la Bretagne. Essai de synthèse lithostratigraphique et chronostratigraphique. *Quaternaire* 16, pp.147–156. <https://doi.org/10.3406/quate.1979.1359>
- Monnier, J.-L., Van Vliet-Lanoë, B., 1986. Les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le maximum glaciaire d’après l’étude des coupes du littoral de la Baie de St-Brieuc. Apport de la lithologie, de la pédologie et de la malacologie. *Quaternaire* 23, pp.119–126. <https://doi.org/10.3406/quate.1986.1803>

Moret, F., 1993. Prospection-inventaire archéologique et historique de l'île de Batz. *Bulletin A.M.A.R.A.I.*, pp.5–22.

Morley, A., Rosenthal, Y., deMenocal, P., 2014. Ocean-atmosphere climate shift during the mid-to-late Holocene transition. *Earth and Planetary Science Letters* 388, pp.18–26. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.039>

Mörner, N.-A., 1979. The northwest European “sea-level laboratory” and regional holocene eustasy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 29, pp.281–300. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(79\)90086-5](https://doi.org/10.1016/0031-0182(79)90086-5)

Morzadec, H., 1995. *Pétra-archéologie des céramiques armoricaines du néolithique à la fin de l'âge du fer*, Thèse de doctorat. Université Rennes 1, Travaux du Laboratoire d'Anthropologie de Rennes, n°41, Rennes. 206p.

Morzadec-Kerfourn, 1981. Formations quaternaires, in: *Notice Explicative. Carte Géologique de La France à 1/50000. Pont-Croix, Baie d'Audierne*. Feuille N°345. Orléans, pp.22–24.

Morzadec-Kerfourn, M., 1986. Caractères de la végétation post-eemienne anté-pléniglaciaire weichselien en Bretagne (France). *Quaternaire* 23, pp.115–118. <https://doi.org/10.3406/quate.1986.1802>

Morzadec-Kerfourn, M., 1999. Littoraux pléistocènes de l'ouest du Massif armoricain : de la rade de Brest à la Baie d'Audierne. *Quaternaire* 10, pp.171–179. <https://doi.org/10.3406/quate.1999.1640>

Morzadec-Kerfourn, M., Monnier, J.-L., 1982. Chronologie relative des cordons littoraux pléistocènes de Bretagne. *Quaternaire* 19, pp.195–203. <https://doi.org/10.3406/quate.1982.1438>

Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1969. Variations de la ligne de rivage au cours du Post-glaciaire le long de la côte nord du Finistère. Analyses polliniques de tourbes et de dépôts organiques littoraux. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire* 6, pp.285–318. <https://doi.org/10.3406/quate.1969.1140>

Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1974. *Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire : analyses polliniques de dépôts organiques littoraux*, Thèse de doctorat. Université de Rennes 1. Mémoires de la Société géologique et minéralogique de Bretagne. Rennes. 208p.

Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1985. Variations du niveau à l'Holocène en Bretagne (France). *Quaternary Science Journal* 35, pp.15–22. <https://doi.org/10.23689/fidgeo-1715>

- Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1995. Coastline changes in the Armorican massif (France) during the Holocene. *Journal of Coastal Research*, special issue n°17, pp.197–203.
- Mouthon, F., 2017. *Le sourire de Prométhée. L'homme et la nature au Moyen Âge*. La Découverte, Paris. 320p. <https://doi.org/10.3917/dec.mouth.2017.01>
- Nicolas, C., 2016. Flèches de pouvoir à l'aube de la métallurgie, de la Bretagne au Danemark (2500-1700 av. n. è.), Leiden, Sidestone Press, 2 vol., 951p.
- Nicolas, C., Favrel, Q., Rousseau, L., Ard, V., Blanchet, S., Donnart, K., Fromont, N., Manceau, L., Marcigny, C., Marticorena, P., Nicolas, T., Pailler, Y., Ripoche, J., (2019). The introduction of the Bell Beaker culture in Atlantic France: an overview of settlements. In: Gibson, A. M., (Ed.), *Bell Beaker Settlement of Europe: The Bell Beaker Phenomenon from a Domestic Perspective*, Prehistoric Society Research Paper 8. Oxbow Books, pp.329–352.
- Nicolas, C., Pailler, Y., Stephan, P., Gandois, H., 2013. Les reliques de Lothéa (Quimperlé, Finistère) : une tombe aux connexions atlantiques entre Campaniforme et âge du Bronze ancien. *Gallia Préhistoire* 55, pp.181–227. <https://doi.org/10.3406/galip.2013.2501>
- Nicolas, C., Stevenin, C., Stéphan, P. 2015. L'artisanat à l'âge du Bronze ancien en Bretagne, in S. Boulud-Gazo et T. Nicolas (dir.), *Artisanats et productions à l'âge du Bronze, Actes de la Journée de la Société préhistorique française de Nantes, 8 octobre 2015, Dijon et Paris*, Association pour la Promotion des Recherches sur l'Âge du Bronze et Société préhistorique française (Séances de la Société préhistorique française, 4), pp.123–153.
- 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, pp.1962–1964. <https://doi.org/10.1126/science.270.5244.1962>
- Olsen, J., Anderson, N.J., Knudsen, M.F., 2012. Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5,200 years. *Nature Geoscience* 5, pp.808–812. <https://doi.org/10.1038/ngeo1589>
- Ortiz, N.S., 2016. Towards a definition of the prehistoric landscape in the Plateau of Sigarra: Visibility and territoriality between the Middle Neolithic and Bronze Age. In: Ard, V., Pillot L., *Giants in the Landscape: Monumentality and Territories in the European Neolithic. Proceedings of the XVII UISPP World Congress (1-7 September, Burgos, Spain): Volume 3 / Session A25d*, Archaeopress Archaeology, pp.85–94.
- Pailler, Y., Nicolas, C., 2019. Une maison sous les dunes : Beg ar Loued, île Molène, Finistère. Identité et adaptation des groupes humains en mer d'Iroise à la transition des IIIe – IIe millénaires avant notre ère. Sidestone press. Leiden. 733p.

Pailler, Y., Nicolas, C., 2022. Première campagne de fouille programmée sur le site multi-périodes de Porz ar Puns, Ile de Béniguet (Le Conquet, Finistère). Plouzané. 194p.

Pailler, Y., Stéphan, P., Gandois, H., Nicolas, C., Sparfel, Y., Tresset, A., Donnart, K., Fichaut, B., Suanez, S., Dupont, C., Le Clézio, L., Marcoux, N., Pineau, A., Salanova, L., Sellami, F., Debue, K., Josselin, J., Dietsch-Sellami, M.-F., 2011. Évolution des paysages et occupation humaine en mer d'Iroise (Finistère, Bretagne) du Néolithique à l'Âge du Bronze. *Norois* 220, pp.39–68. <https://doi.org/10.4000/norois.3662>

Paskoff, R., 2004. Les littoraux sableux et dunaires : de l'abondance à la pénurie en sédiments (Sandy shorelines and coastal dunes : from plenty to scarcity of sediments). *Bulletin de l'Association de Géographes Français* 81, pp.373–382. <https://doi.org/10.3406/bagf.2004.2401>

Paskoff, R., 2010. 7. Les estuaires, in: Paskoff, R., *Les littoraux*, Collection U. Armand Colin, Paris, pp.157–175.

Paulsson, B.S., 2019. Radiocarbon dates and Bayesian modeling support maritime diffusion model for megaliths in Europe. *PNAS* 116(9), pp.3460–3465. <https://doi.org/10.1073/pnas.1813268116>

Penaud, A., Ganne, A., Eynaud, F., Lambert, C., Coste, P.O., Herlédan, M., Vidal, M., Goslin, J., Stéphan, P., Charria, G., Pailler, Y., Durand, M., Zumaque, J., Mojtahid, M., 2020. Oceanic versus continental influences over the last 7 kyrs from a mid-shelf record in the northern Bay of Biscay (NE Atlantic). *Quaternary Science Reviews* 229, 106135. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106135>

Pendón, J.G., Morales, J.A., Borrego, J., Jimenez, I., Lopez, M., 1998. Evolution of estuarine facies in a tidal channel environment, SW Spain: evidence for a change from tide- to wave-domination. *Marine Geology* 147, pp.43–62. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00006-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00006-1)

Perennec, R., 2004. *Plouguerneau (29). Iliz Coz*. Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes. 10p.

Pétrquin, P., Cassen, S., Klassen, L., Fàbregas Valcarce, R., 2012. La circulation des haches carnacéennes en Europe occidentale, in: Pétrequin, P., Cassen, S., Errera, M., Klassen, L., Pétrequin (ed.), A.S. et A.M. (Eds.), *Jade. Grandes Haches Alpines Du Néolithique Européen. Ve et IVe Millénaires Av. J.-C.*, Cahiers de La MSHE C.N. Ledoux. Besançon, Presses Universitaires de Franche-Comté et Centre de Recherche Archéologique de la Vallée de l'Ain, pp.1015–1045.

Peucat, J.-J., 1973. Les schistes cristallins de la baie d'audierne etude petrographique et structurale, These de doctorat. Université de Rennes, Rennes. 277p.

- Peucat, J.-J., Jégouzo, P., Plaine, J., Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1981. Carte géologique de la France 1/50.000. Feuille de Pont Croix n°345.
- Pirazzoli, P.A., 1998. Sur la vitesse des variations du niveau de la mer. *Annales de Géographie* 107, pp.220–232.
- Polónia, A., 2010. European seaports in the Early Modern Age: concepts, methodology and models of analysis. *Cahiers de la Méditerranée*, pp.17–39. <https://doi.org/10.4000/cdlm.5364>
- Pontee, N.I., Tastet, J.-P., Masse, L., 1998. Morpho-sedimentary evidence of Holocene coastal changes near the mouth of the Gironde and on the Medoc Peninsula, SW France. *Oceanologica Acta* 21, pp.243–261. [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(98\)80012-1](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(98)80012-1)
- Posamentier, H.W., James, D.P., 1993. An Overview of Sequence-Stratigraphic Concepts: Uses and Abuses, in: Posamentier, H. W., Summerhayes C.P., Haq, B. U., Allen, G. P., *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. John Wiley & Sons, Ltd, pp.1–18. <https://doi.org/10.1002/9781444304015.ch1>
- Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Eustatic Controls on Clastic Deposition II—Sequence and Systems Tract Models, in: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Wagoner, J.V., Ross, C.A., Kendall, C.G.St.C. (Eds.), *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Society for Sedimentary Geology, p. 0. <https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0125>
- Pouzet, P., Maanan, M., Piotrowska, N., Baltzer, A., Stéphan, P., Robin, M., 2018. 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, pp.431–450. <https://doi.org/10.1177/0309133318776500>
- Proust, J.-N., Menier, D., Guillocheau, F., Guennoc, P., Bonnet, S., Rouby, D., Le Corre, C., 2001. Les vallées fossiles de la baie de la Vilaine; nature et évolution du prisme sédimentaire côtier du Pleistocène armoricain. *Bulletin de la Société Géologique de France* 172, pp.737–749. <https://doi.org/10.2113/172.6.737>
- Psuty, N., 1988. Sediment budget and dune/beach interaction. *Journal of Coastal Research* SI 3, pp.1–4.
- Querré, G., Calligaro, T., Cassen, S., 2019. Origine des bijoux néolithiques en callaïs de l'ouest de la France. In: Guirec Querré, S.C. et E.V. (Ed.), *La Parure En Callaïs Du Néolithique Européen*. Archaeopress, pp. 129–199. <https://doi.org/10.32028/9781789692808-10>

- Querré, G., Pioline, N., Le Roux, C.T., 2006. III. La géologie du socle et ses implications. In : Le Roux Ch.-T. (Ed.) *Monuments mégalithiques à Locmariaquer (Morbihan). Le long tumulus d'Er Grab dans son environnement*. Gallia Préhistoire, Supp. 38., pp.25–3.
- Quinio, J.-L., 1971. Premiers sondages sur un habitat gallo-romain à Kerhillio en Erdeven. *Travaux de Société Lorientaise d'Archéologie*, pp.17–19.
- Rabineau, M., Berné, S., Olivet, J.-L., Aslanian, D., Guillocheau, F., Joseph, P., 2006. Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). *Earth and Planetary Science Letters* 252, pp.119–137. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.09.033>
- Ramsey B. C., 2021. OxCal Project [WWW Document]. URL <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCal.html> (accessed 5.26.21).
- Ramsey, C.B., 2008. Deposition models for chronological records. *Quaternary Science Reviews* 27, pp.42–60. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.01.019>
- Reed, D.J., Davidson-Arnott, R., Perillo, G.M.E., 2009. Estuaries, coastal marshes, tidal flats and coastal dunes, in: Embleton-Hamann, C., Slaymaker, O., Spencer, T. (Eds.), *Geomorphology and Global Environmental Change*. Cambridge University Press, Cambridge. pp.130–157. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511627057.006>
- Regnaud, H., Riwalenn, R., Proust, J.-N., Tiercelin, J.-J., François, P., 2016. Evolution of a Coastal Beach/Barrier/Marsh System in Response to Sea Level Rise, Storm Events and Human Impacts: A Case Study of Trunvel Marsh, Western Brittany. In : Meadows, M. E., Lin, J.-Ch., *Geomorphology and Society* Springer, pp.231-243. https://doi.org/10.1007/978-4-431-56000-5_14
- Regnault, H., Cocaign, J.-Y., Saliège, 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 2A* 321, pp.303–310.
- Reille-Taillefert, G., 2010. Plouguerneau, Iliz Coz: restauration des peintures murales, in: *Conservation restauration des peintures murales de l'Antiquité à nos jours*. Paris, pp.138–148.
- Reimer, P.J., Austin, W.E.N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., Manning, S.W., Muscheler, R., Palmer, J.G., Pearson, C., Plicht, J. van der, Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney, C.S.M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S.M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich,

- R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., Talamo, S., 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon* 62, pp.725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Reimer, P.J., Reimer, R.W., 2001. A Marine Reservoir Correction Database and On-Line Interface. *Radiocarbon* 43, pp.461–463. <https://doi.org/10.1017/S0033822200038339>
- Reineck, H.-E., Singh, I.B., 1980. Depositional sedimentary environments, Springer-Verlag. ed, Springer Study Edition. Berlin Heidelberg New York. 551p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-81498-3>
- Richter, T.O., van der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., de Stigter, H.C., De Haas, H., van Weering, T.C.E., 2006. The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. Geological Society, London, Special Publications 267, pp.39–50. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.267.01.03>
- Rivera-Collazo, I., Ramos-Vélez, M., Rodríguez-Delgado, E., Cantú, K., 2021. The power of archaeology to address interpretation biases in modern geomorphology. *Geomorphology* 389, 107843. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107843>
- Rohling, E.J., Pälike, H., 2005. Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago. *Nature* 434, pp.975–979. <https://doi.org/10.1038/nature03421>
- Roughley, C., Shell, C., 2004. Views of Carnac: applications of visibility analysis and dynamic visualisation for understanding the Neolithic monuments of southern Brittany. *Internet Archaeology* 16. <https://doi.org/10.11141/ia.16.8>
- Rousseau L., Billard C., Charraud F., Laisné G., Vilgrain-Bazin G., 2014. Le site Bronze ancien de La Caillouerie à Saint-Lô d’Ourville (50), un site spécialisé en contexte littoral ?. *Revue archéologique de l’Ouest* 31, pp.37-55. <https://doi.org/10.4000/rao.2479>
- Ruz, M.-H., 2004. Formation et évolution des dunes bordières : modèles conceptuels. *Bulletin de l’Association de Géographes Français* 81, pp.383–392. <https://doi.org/10.3406/bagf.2004.2402>
- Salanova, L., Sohn, M., 2007. Mobilier funéraire et modes de différenciation des morts à la fin du Néolithique en Europe occidentale. In: Baray, L., Brun, P., Testart A., *Pratiques Funéraires et Sociétés. Nouvelles approches en archéologie et en anthropologie*. Éditions Universitaires de Dijon. *Sociale*, pp.77–90.
- Salanova, L., Brunet, P., Cottiaux, R., Hamon, T., Langry-François, F., Martineau, R., Polloni, A., Renard, C., Sohn, M., 2011. Du Néolithique récent à l’âge du Bronze dans le centre nord de la France : les étapes de l’évolution chrono-culturelle. In: Bostyn, F., Praud, I., Martial, E., Martial, E.

(Eds.), *Le Néolithique du Nord de la France dans son contexte européen. Habitat et économie aux 4^e et 3^e millénaires avant notre ère, (actes 29^e coll. interrégional sur le Néolithique, Villeneuve-d'Ascq, oct. 2009)*. Revue archéologique de Picardie, Numéro spécial, 28. pp.77–102. <https://doi.org/10.3406/pica.2011.3323>

Salanova, L., Chambon, P., Pariat, J.-G., Marçais, A.-S., Valentin, F., 2017. From one ritual to another: The long-term sequence of the Bury gallery grave (northern France, fourth-second millennia BC). *Antiquity* 91(355), pp.57–73. <https://doi.org/10.15184/aqy.2016.256>

Scarre, Ch., 2004. Choosing stones, remembering places: geology and intention in the megalithic monuments of Western Europe. In: Boivin, N., Owoc M. A. *Soils, Stones and Symbols: Cultural Perceptions of the Mineral World*. Routledge. pp.187–202.

Schröder-Adams, C.J., Boyd, R.L., Tran, T., 2014. Estuarine foraminiferal biofacies pattern compared to the brackish ichnofacies model: Port Stephens, southeast Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 139, pp.78–87. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2013.12.006>

Schulting, R., 2005. Comme la mer qui se retire: les changements dans l'exploitation des ressources marines du Mésolithique au Néolithique en Bretagne. In: Marchand, G., Tresset, A., (Eds.), *Unité et diversité des processus de néolithisation sur la façade atlantique de l'Europe (6^e-4^e millénaires av. J.-C.)*. Table ronde de Nantes, 26-27 avril 2002. Mémoire de la Société Préhistorique Française n°36. pp.163–171.

Sellier, D., 1991. Analyse morphologique des marques de la météorisation des granités à partir de mégalithes morbihannais. L'exemple de l'alignement de Kerlescan à Carnac. *Revue archéologique de l'ouest* 8, pp.83–97. <https://doi.org/10.3406/rao.1991.1137>

Sellier, D., 1995. Eléments de reconstitution du paysage prémégalithique sur le site des alignements de Kerlescan (Carnac, Morbihan) à partir de critères géomorphologiques. *Revue Archéologique de l'Ouest* 12, pp.21–41. <https://doi.org/10.3406/rao.1995.1023>

Sellier, D., 2013. L'analyse géomorphologique des mégalithes granitiques: principes méthodologiques et applications. In: Guyodo J.-N., Mens E. *Les Premières Architectures En Pierre En Europe Occidentale, Du Ve Au Iie Millénaire Avant J.-C.* Presses Universitaires de Rennes. pp.13–37.

Shackleton, N.J., 2000. The 100,000-Year Ice-Age Cycle Identified and Found to Lag Temperature, Carbon Dioxide, and Orbital Eccentricity. *Science* 289, pp.1897–1902. <https://doi.org/10.1126/science.289.5486.1897>

Shennan, I., 2006. Sea level studies. Overview, in: *Encyclopedia of Quaternary Science*. pp.2967–2974. <https://doi.org/10.1016/B0-44-452747-8/00389-6>

- Shennan, I., Long, A.J., Horton, B.P. (Eds.), 2015. *Handbook of Sea-Level Research*. Wiley, Chichester. 600p.
- Shennan, I., Tooley, M.J., Davis, M.J., Haggart, B.A., 1983. Analysis and interpretation of Holocene sea-level data. *Nature* 302, pp.404–406. <https://doi.org/10.1038/302404a0>
- SHOM, 2020. Références Altimétriques Maritimes. Ports de France métropolitaine et d’outre-mer. Cotes du zéro hydrographique et niveaux caractéristiques de la marée. Shom, Brest. 126p.
- Short, A.D., Hesp, P.A., 1982. Wave, beach and dune interactions in southeastern Australia. *Marine Geology* 48, pp.259–284. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(82\)90100-1](https://doi.org/10.1016/0025-3227(82)90100-1)
- Simon, N., Worden, R.H., Muhammed, D.D., Utley, J.E.P., Verhagen, I.T.E., Griffiths, J., Wooldridge, L.J., 2021. Sediment textural characteristics of the Ravenglass Estuary; Development of a method to predict palaeo sub-depositional environments from estuary core samples. *Sedimentary Geology* 418, 105906. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2021.105906>
- Smith, D.E., Harrison, S., Firth, C.R., Jordan, J.T., 2011. The early Holocene sea level rise. *Quaternary Science Reviews* 30, pp.1846–1860. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.04.019>
- Soler, L., 2009. Les dépôts humains du littoral charentais, in: Laporte L., *Des premiers paysans aux premiers métallurgistes sur la façade atlantique de la France (3500-2000 av. J.-C.)*. Mémoires de l’Association des Publications Chauvinoises, n° 33. pp.647–655.
- Solomina, O., Haeberli, W., Kull, C., Wiles, G., 2008. Historical and Holocene glacier–climate variations: General concepts and overview. *Global and Planetary Change* 60, pp.1–9. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.02.001>
- Solomina, O.N., Bradley, R.S., Hodgson, D.A., Ivy-Ochs, S., Jomelli, V., Mackintosh, A.N., Nesje, A., Owen, L.A., Wanner, H., Wiles, G.C., Young, N.E., 2015. Holocene glacier fluctuations. *Quaternary Science Reviews* 111, pp.9–34. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.11.018>
- Sommerville, A.A., Hansom, J.D., Housley, R.A., Sanderson, D.C.W., 2007. Optically stimulated luminescence (OSL) dating of coastal aeolian sand accumulation in Sanday, Orkney Islands, Scotland. *The Holocene* 17, pp.627–637. <https://doi.org/10.1177/0959683607078987>
- 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* 22, pp.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, pp.892–896. <https://doi.org/10.1038/ngeo1619>
- Sorrel, P., Tessier, B., Demory, F., Baltzer, A., Bouaouina, F., Proust, J.-N., Menier, D., Traini, C., 2010. Sedimentary archives of the French Atlantic coast (inner Bay of Vilaine, south Brittany): Depositional history and late Holocene climatic and environmental signals. *Continental Shelf Research* 30, pp.1250–1266. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.04.004>
- 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, pp.499–516. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.11.009>
- Sparfel, Y., Pailler Y., (2009). *Les Mégalithes de l'arrondissement de Brest*. Centre Régional d'Archéologie d'Alet, Institut Culturel de Bretagne. 290p.
- Sparfel, Y., Pailler, Y., (2010). Inventaire des monuments du Néolithique et de l'âge du Bronze dans le Finistère. Arrondissements de Morlaix, Chateaulin et Quimper. Rapport de prospection thématique. Volume II. Service Régional de l'Archéologie, Bretagne. 996p.
- Sparfel, Y., Leroux, V.-E., Pailler, Y., Boujot, C., Le Goffic, M., 2004. *Inventaire des mégalithes du Néolithique à l'Age du bronze dans le Finistère*. Service Régional de l'Archéologie, Bretagne. 617p.
- Stéphan, P., Goslin, J., 2014. Évolution du niveau marin relatif à l'Holocène le long des côtes françaises de l'Atlantique et de la Manche : réactualisation des données par la méthode des « sea-level index points ». *Quaternaire* 25(4), pp.295–312. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.7269>
- 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). *Noroi* 220, pp.9–37. <https://doi.org/10.4000/noroi.3659>
- Stéphan, P., 2008. *Les flèches de galets de Bretagne : morphodynamiques passée, présente et prévisible*, Thèse de doctorat. Université de Bretagne occidentale, Brest. 561p.
- 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). *Noroi* 220, pp.9–37. <https://doi.org/10.4000/noroi.3659>

- Stéphan, P., 2019. Évolutions morphologiques et indices d'occupation humaine au Pléistocène et à l'Holocène le long des côtes françaises de la Manche et de l'Atlantique. *Les nouvelles de l'archéologie*, pp.53–59. <https://doi.org/10.4000/nda.6996>
- Stéphan, P., Blaise, E., Suanez, S., Fichaut, B., Autret, R., Floc'h, F., Cuq, V., Dantec, N.L., Ammann, J., David, L., Jaud, M., Delacourt, C., 2019a. Long, Medium, and Short-term Shoreline Dynamics of the Brittany Coast (Western France). *Journal of Coastal Research* 88, pp.89–109. <https://doi.org/10.2112/SI88-008.1>
- Stéphan, P., Dodet, G., Tardieu, I., Suanez, S., David, L., 2018. Dynamique pluri-décennale du trait de côte en lien avec les variations des forçages météo-océaniques au nord de la Bretagne (baie de Goulven, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 24(1), pp.79–102. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.11908>
- Stéphan, P., Fichaut, B., Suanez, S., 2019b. Géomorphologie et dynamique du trait de côte dans l'archipel de Molène. In: Pailler, Y., Nicolas, C., 2019. *Une maison sous les dunes : Beg ar Loued, Île Molène, Finistère. Identité et adaptation des groupes humains en mer d'Iroise entre les IIIe et IIe millénaires avant notre ère*. Sidestone Press, pp.39–57.
- Stéphan, P., Fichaut, B., Suanez, S.S., Aoustin, D., Marguerie, D., 2019. Changements paléogéographiques dans l'archipel de Molène, du Néolithique à aujourd'hui. In: Pailler, Y., Nicolas, C. (Eds.), *Une Maison Sous Les Dunes : Beg Ar Loued, Île Molène, Finistère. Identité et adaptation des groupes humains en mer d'Iroise entre les IIIe et IIe millénaires avant notre ère*. Sidestone Press. pp.83–121.
- Stéphan, P., Goslin, J., 2014. Évolution du niveau marin relatif à l'Holocène le long des côtes françaises de l'Atlantique et de la Manche : réactualisation des données par la méthode des « sea-level index points ». *Quaternaire* 25, 295–312. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.7269>
- Stéphan, P., Goslin, J., Pailler, Y., Manceau, R., Suanez, S., Van Vliet-Lanoë, B., Hénaff, 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, pp.153–177. <https://doi.org/10.1111/bor.12092>
- Stéphan, P., Laforge, M., 2013. Mise au point sur l'évolution géomorphologique et le devenir des flèches de galets du Loc'h de Landévennec (Bretagne, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 19, pp.191–208. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.10246>
- Stéphan, P., Pailler, Y., Tresset, A., Gandois, H., 2013. Changements paléogéographiques de l'archipel de Molène (Finistère, Bretagne, France) : implications sur les peuplements humains du Néolithique à l'Age du Bronze, in: Daire M.-Y., Dupont C., Baudry A., Billard C., Large J.-M.,

- Lespez L., Normand E., Scarre Ch., *Anciens peuplements littoraux et relations Homme/Milieu sur les côtes de l'Europe atlantique. Proceedings of the HOMER 2011 Conference, Vannes, 28 septembre-1er octobre 2011.* British Archaeological Reports, International Series, BAR S2570, pp.647–660.
- Stéphan, P., Verdin, F., Arnaud-Fassetta, G., Bertrand, F., Eynaud, F., García-Artola, A., Bosq, M., Culioli, C., Suanez, S., Coutelier, C., Bertran, P., Costa, S., 2019c. Holocene coastal changes along the Gironde estuary (SW France): new insights from the North Médoc peninsula beach/dune system. *Quaternaire* 30(1), pp.47–75. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.11172>
- Suanez, S., Cariolet, J.-M., 2010. L'action des tempêtes sur l'érosion des dunes : les enseignements de la tempête du 10 mars 2008. *Norois* 215, pp.77–99. <https://doi.org/10.4000/norois.3212>
- Suanez, S., Blaise, E., Cancouët, R., Floc'h, F., 2016. Empirical Parameterization of Wave Runup and Dune Erosion during Storm Conditions on a Natural Macrotidal Beach. *Journal of Coastal Research* 75, pp.932–936. <https://doi.org/10.2112/SI75-187.1>
- Suanez, S., Cariolet, J.-M., Cancouët, R., Ardhuin, F., Delacourt, C., 2012. Dune recovery after storm erosion on a high-energy beach: Vougot Beach, Brittany (France). *Geomorphology* 139–140, pp.16–33. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.10.014>
- Suanez, S., Cariolet, J.-M., Fichaut, B., 2010. Monitoring of recent morphological changes of the dune of Vougot beach (Brittany, France) using differential GPS. *Shore and beach* 78, pp.37–47.
- Szkornik, K., Gehrels, W.R., Murray, A.S., 2008. Aeolian sand movement and relative sea-level rise in Ho Bugt, western Denmark, during the “Little Ice Age”. *The Holocene* 18, pp.951–965. <https://doi.org/10.1177/0959683608091800>
- Tastet, J.-P., Pontee, N.I., 1998. Morpho-chronology of coastal dunes in Médoc. A new interpretation of Holocene dunes in Southwestern France. *Geomorphology* 25, pp.93–109. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(98\)00035-X](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(98)00035-X)
- Ters, M., 1986. Variations in Holocene sea level on the french Atlantic coast and their climatic significance, in: Rampino, M. R., Sanders, J. E., Newman, W. S., and Konigsson L. K., *Climate: History, Periodicity and Predictability.* Van Nostrand Reinhold. pp.204–237.
- Tessier, B., 2012. Stratigraphy of tide-dominated estuaries, in: *Principles of Tidal Sedimentology.* pp.109–128. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_6
- Tessier, B., Billeaud, I., Lesueur, P., 2010a. Stratigraphic organisation of a composite macrotidal wedge: the Holocene sedimentary infilling of the Mont-Saint-Michel Bay (NW France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 181, pp.99–113. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.2.99>

- Tessier, B., Billeaud, I., Sorrel, P., Delsinne, N., Lesueur, P., 2012. Infilling stratigraphy of macrotidal tide-dominated estuaries. Controlling mechanisms: Sea-level fluctuations, bedrock morphology, sediment supply and climate changes (The examples of the Seine estuary and the Mont-Saint-Michel Bay, English Channel, NW France). *Sedimentary Geology* 279, pp.62–73. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.02.003>
- Tessier, B., Delsinne, N., Sorrel, P., 2010b. Holocene sedimentary infilling of a tide-dominated estuarine mouth. The example of the macrotidal Seine estuary (NW France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 181, pp.87–98. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.2.87>
- Testart, A., 2005. *Éléments de classification des sociétés*. Éditions Errance. 156p.
- Testart, A., 2012. *Avant l'histoire: l'évolution des sociétés, de Lascaux à Carnac*. Gallimard. 560p.
- Therneau, T.M., Atkinson, E.J., Foundation, M., 2022. An Introduction to Recursive Partitioning Using the RPART Routines. *The Comprehensive R Archive Network* 60.
- Thomas, A., 1889. *Saint Pol-Aurélien et ses premiers successeurs*. Imprimeur de L'Evêché, Quimper. 344p.
- Tinévez, J.-Y., 1988. La sépulture à entrée latérale de Beaumont en Saint-Laurent-sur-Oust. *Revue Archéologique de l'Ouest* 5, pp.55–78. <https://doi.org/10.3406/rao.1988.920>
- Tinévez, J.-Y., Baud, C., Grévin, G., Lagier, R., Giot, P.-R., Morzadec, H., 1990. La sépulture mégalithique à entrée latérale de Beaumont à Saint-Laurent-sur-Oust (Morbihan): Etudes anthropologique et pétrographique. Données complémentaires. *Revue Archéologique de l'Ouest* 7, pp.41–56. <https://doi.org/10.3406/rao.1990.948>
- Tinévez, J.-Y., Nicolas, É., Gaumé, É., Querré, G., Quesnel, L., Le Provost, F., Blanchet, S., Oberlin, C., Van Der Plicht, J., Bardel, V., Pustoc'h, F., 2012. Le cairn de Croaz Dom Herry et ses carrières de schiste (Saint-Nicolas-du-Pelem Côtes-d'Armor). *Gallia Préhistoire* 54, pp.191–238. <https://doi.org/10.3406/galip.2012.2495>
- Tisnérat-Laborde, N., Paterne, M., Métivier, B., Arnold, M., Yiou, P., Blamart, D., Raynaud, S., 2010. Variability of the northeast Atlantic sea surface $\Delta^{14}\text{C}$ and marine reservoir age and the North Atlantic Oscillation (NAO). *Quaternary Science Reviews* 29, pp.2633–2646. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.06.013>
- Tonnerre, N.-Y., 2015. Quelques réflexions sur la société rurale dans la Bretagne du XI^e siècle, in: Antoine, A. (Ed.), *Campagnes de l'Ouest: Stratigraphie et Relations Sociales dans l'histoire*. Presses universitaires de Rennes, Rennes, pp.173–184. <https://doi.org/10.4000/books.pur.20557>

- Törnqvist, T. E., Van Ree, M. H. M., Van't Veer, R., Van Geel, B., 1998. Improving methodology for high-resolution reconstruction of sea-level rise and neotectonics by paleoecological analysis and AMS ¹⁴C dating of basal peats. *Quaternary Research* 49(1), pp.72–85. <https://doi.org/10.1006/qres.1997.1938>
- Traini, C., Menier, D., Proust, J.-N., Sorrel, P., 2013. Transgressive systems tract of a ria-type estuary: The Late Holocene Vilaine River drowned valley (France). *Marine Geology* 337, pp.140–155. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.02.005>
- Trócoli, I.G., 1993. The contribution of the Harris Matrix to the development of Catalan archaeology. *Practices of Archaeological Stratigraphy*, pp.47–56. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-326445-9.50009-5>
- 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, pp.48–55. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.10.003>
- Valentin, F., 1997. Variabilité humaine au Néolithique récent final dans le Bassin parisien. *Gallia Préhistoire* 39, pp.239–254. <https://doi.org/10.3406/galip.1997.2153>
- Van Vliet-Lanoë, B., Goslin, J., Hallégouët, B., Hénaff, A., Delacourt, C., Fernane, A., Franzetti, M., Le Cornec, E., Le Roy, P., Penaud, A., 2014a. Middle- to late-Holocene storminess in Brittany (NW France): Part I - morphological impact and stratigraphical record. *The Holocene* 24, pp.413–433. <https://doi.org/10.1177/0959683613519687>
- Van Vliet-Lanoë, B., Goslin, J., Hénaff, A., Hallégouët, B., Delacourt, C., Le Cornec, E., Meurisse-Fort, M., 2016. Holocene formation and evolution of coastal dunes ridges, Brittany (France). *Comptes Rendus Geoscience, Coastal sediment dynamics* 348, pp.462–470. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.01.001>
- Van Vliet-Lanoë, B., Penaud, A., Hénaff, A., Delacourt, C., Fernane, A., Goslin, J., Hallégouët, B., Le Cornec, E., 2014b. Middle- to late-Holocene storminess in Brittany (NW France): Part II – The chronology of events and climate forcing. *The Holocene* 24, pp.434–453. <https://doi.org/10.1177/0959683613519688>
- Vicens, E., Arribas, M.E., Clop, X., Estrada, M.R., Maestro, E., Oms, O., Serrat, D., Molist, M., 2010. Characterization and provenance of the slabs of the Puigseslloses Megalith, Barcelona, Spain. *Geoarchaeology* 25, pp.195–219. <https://doi.org/10.1002/gea.20304>

- Villard, J.-F., 2008. Un habitat médiéval des Xe-XIIe siècles à Tronoen en Saint-Jean-Trolimon (Finistère). Inrap Grand Ouest, Cesson-Sévigné. 90p.
- Villard-Le Tiec, A., 2011. Stèles armoricaines de l'âge du Fer et organisation de l'espace funéraire. Les exemples de Melgven et de Paule. *Documents d'archéologie méridionale. Protohistoire du Sud de la France*. pp.323–337. <https://doi.org/10.4000/dam.2751>
- Vink, A., Steffen, H., Reinhardt, L., Kaufmann, G., 2007. Holocene relative sea-level change, isostatic subsidence and the radial viscosity structure of the mantle of northwest Europe (Belgium, the Netherlands, Germany, southern North Sea). *Quaternary Science Reviews* 26, pp.3249–3275. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.07.014>
- Visbeck, M.H., Hurrell, J.W., Polvani, L., Cullen, H.M., 2001. The North Atlantic Oscillation: Past, present, and future. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 98, pp.12876–12877. <https://doi.org/10.1073/pnas.231391598>
- 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*, pp.143–156. <https://doi.org/10.4000/archeosciences.315>
- Visset, L., L'Helgouach, J., Bernard, J., 1996. La tourbière submergée de la pointe de Kerpenhir à Locmariaquer (Morbihan). Etude environnementale et mise en évidence de déforestations et de pratiques agricoles néolithiques. *Revue Archéologique de l'Ouest* 13, pp.79–87. <https://doi.org/10.3406/rao.1996.1041>
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21, pp.295–305. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00101-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00101-9)
- Wagoner, J.C. Van, Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J., 1988. An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions, in: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Wagoner, J.V., Ross, C.A., Kendall, C.G.St.C. (Eds.), *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Society for Sedimentary Geology, pp.39–45. <https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0039>
- Walker, M.J.C., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L.C., Fisher, D.A., Long, A.J., Lowe, J.J., Newnham, R.M., Rasmussen, S.O., Weiss, H., 2012. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International

- Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science* 27, pp.649–659.
<https://doi.org/10.1002/jqs.2565>
- Wanner, H., Brönnimann, S., Casty, C., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Schmutz, C., Stephenson, D.B., Xoplaki, E., 2001. North Atlantic Oscillation – Concepts And Studies. *Surveys in Geophysics* 22, pp.321–381. <https://doi.org/10.1023/A:1014217317898>
- Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S.P., Jetel, M., 2011. Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews* 30, pp.3109–3123.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.010>
- Weber, N., Chaumillon, E., Tesson, M., Garlan, T., 2004. Architecture and morphology of the outer segment of a mixed tide and wave-dominated-incised valley, revealed by HR seismic reflection profiling: the paleo-Charente River, France. *Marine Geology* 207, pp.17–38.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.04.001>
- Wheatley, D., 1995. Cumulative Viewshed Analysis: a GIS-based method for investigating intervisibility, and its archaeological application, in: Lock, G. R., Stancic G., *Archaeology and geographic information systems. A European perspective*. Taylor & Francis. pp. 171–185.
- Wilson, P., 1990. Coastal dune chronology in the north of Ireland. In: *Dunes of the European Coasts*. Catena Supplements 18, pp.71–79.
- Wilson, P., 2002. Holocene coastal dune development on the South Erradale peninsula, Wester Ross, Scotland. *Scottish Journal of Geology* 38, pp.5–13. <https://doi.org/10.1144/sjg38010005>
- Wilson, P., Braley, S.M., 1997. Development and age structure of Holocene coastal sand dunes at Horn Head, near Dunfanaghy, Co Donegal, Ireland. *The Holocene* 7, pp.187–197.
<https://doi.org/10.1177/095968369700700206>
- 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, pp.406–416.
<https://doi.org/10.1191/0959683604hl716rp>
- Wilson, P., Orford, J.D., Knight, J., Braley, S.M., Wintle, A.G., 2001. Late-Holocene (post-4000 years BP) coastal dune development in Northumberland, northeast England. *The Holocene* 11, pp.215–229. <https://doi.org/10.1191/095968301667179797>
- Wintle, A.G., Clarke, M.L., Musson, F.M., Orford, J.D., Devoy, R.J.N., 1998. Luminescence dating of recent dunes on Inch Spit, Dingle Bay, southwest Ireland. *The Holocene* 8, pp.331–339.
<https://doi.org/10.1191/095968398671791976>

Yoni, C., Hallégouët, B., 1998. Extractions d'amendements marins et recul de la ligne de rivage en baie de Goulven (Finistère). Les paradoxes de la gestion d'un site. *Noroi* 177, pp.63–73. <https://doi.org/10.3406/noroi.1998.6850>

Zaitlin, B.A., Dalrymple, R.W., Boyd, R., 1994. The Stratigraphic Organization of Incised-Valley Systems Associated with Relative Sea-Level Change, in: Dalrymple, R.W., Boyd, R., Zaitlin, B.A. (Eds.), *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. SEPM Society for Sedimentary Geology, p. 0. <https://doi.org/10.2110/pec.94.12.0045>

Zeist, W. van, (1963). Recherches palynologiques en Bretagne occidentale. *Noroi* 37, pp.5–19. <https://doi.org/10.3406/noroi.1963.1411>

ANNEXES

Liste des annexes

Annexe 1 : Archaeological and historical data used in this study (Chapitre II).....	329
Annexe 2 : Sedimentological data used in this study (Chapitre II).....	348
Annexe 3 : Radiocarbon dates used in this study (Chapitre II).	349
Annexe 4 : Bibliography of the the Geoarchaeological Database (Chapitre II)	353
Annexe 5 :Groupes de foraminifères établis pour l'identification des environnements des dépôts (Chapitre III)	368
Annexe 6 : Dimensions, lithological facies, micromorphology and weight of the Lerret monument slabs (Chapitre IV).....	369
Annexe 7 :Dimensions, lithological facies, micromorphology and weight of the Kernic monument slabs (Chapitre IV).....	370
Annexe 8 : All indexes calculated for the megalithic tombs in the study area (Chapitre IV)	372

Annexe 1 : Archaeological and historical data used in this study (Chapitre II).

Site ID	Site name	Locality	References	Location	long. (WGS84)	lat. (WGS84)	Type de site	dated from	Max cal BP	Min cal BP	accuracy level for chronological attributions	Stratigraphical position (below, interbedded, above)	Coastal dune ID	Cultural period
AS001	Ebihens Island I	Saint-Jacut-de-la-Mer	Bizien-Jaglin et al., 2002; Clément, 1985; Langouët, 1986, 1985, 1984	North Brittany	-2.1945	48.6191	sea salt production/habitat	archaeological data	2100	1850	2nd	below	1	Iron age/Roman Period
AS002	Ebihens Island II	Saint-Jacut-de-la-Mer	Bizien-Jaglin et al., 2002; Clément, 1985; Langouët, 1986, 1985, 1984	North Brittany	-2.1931	48.6187	remains of buildings	archaeological data	2100	1850	2nd	below	1	Iron age/Roman Period
AS003	Beach of Quatre Vaux	Saint-Cast-le-Guildo	Bizien-Jaglin et al., 2002; Haize, 1901; Le Bot, 2003a; Le Cloirec, 1997	North Brittany	-2.2242	48.5943	villa maritima	archaeological data	1850	1650	2nd	below	2	Roman period
AS004	Beach of La Mare I	Saint-Cast-le-Guildo	Bizien-Jaglin, 2001; Bizien-Jaglin et al., 2002	North Brittany	-2.2572	48.6436	shell midden	archaeological data	2750	2006	1st	below	3	Iron age
AS005	Beach of La Mare II	Saint-Cast-le-Guildo	Bizien-Jaglin, 2008	North Brittany	-2.2579	48.6440	peat with archaeological remains	archaeological data	2400	2006	1st	Intertidal zone	3	Iron age
AS006	Bay of Croc I	Fréhel	Bizien-Jaglin, 2000, 1999; Bizien-Jaglin et al., 2002	North Brittany	-2.3565	48.6581	shell midden	archaeological data	4100	2006	1st	interstrati	4	Bronze age/Iron Age
AS007	Bay of Croc II	Fréhel	Bizien-Jaglin, 2000	North Brittany	-2.3575	48.6582	peat with archaeological remains	archaeological data	6850	2006	1st	Intertidal zone	4	Neolithic/Bronze age/Iron age
AS008	Sables d'Or les Pins I	Fréhel	Bizien-Jaglin et al., 2002; Daire and Lopez-Romero, 2008; Langouët, 1980, 1979; Le Bot, 2003a; Sanquer, 1981	North Brittany	-2.3969	48.6424	villa maritima, thermae	archaeological data	1775	1675	2nd	below	5	Roman period
AS009	Sables d'Or les Pins II	Fréhel	Bardel, 1973; Bizien-Jaglin, 2002; Sanquer, 1975	North Brittany	-2.3952	48.6430	burial	archaeological data	1684	1474	2nd	below	5	Roman period
AS010	Headland of Champ du Port	Erquy	Bizien-Jaglin, 2000; Bizien-Jaglin et al. 2002	North Brittany	-2.4198	48.6470	paleosoil with archaeological remains	archaeological data	4100	2006	1st	below	6	Bronze age/Iron age
AS011	Beach of Croc Guen	Erquy	Bizien-Jaglin, 2000; Bizien-Jaglin et al. 2002	North Brittany	-2.4426	48.6508	sea salt production	archaeological data	2400	2006	1st	below	7	Iron age
AS012	Beach of Caroual	Erquy	Amoureux et Clément, 1991; Bizien-Jaglin et al. 2002 ; Langouët, 1990	North Brittany	-2.4832	48.6159	paleosoil with archaeological remains	archaeological data	2210	1474	1st	below	8	Iron age/Roman Period
AS013	Saint-Pabu	Erquy	Bizien-Jaglin, 1995; Bizien-Jaglin et al. 2002	North Brittany	-2.4930	48.6104	shell midden	archaeological data	2400	2006	1st	below	9	Iron age

Site ID	Site name	Locality	References	Location	long. (WGS84)	lat. (WGS84)	Type de site	dated from	Max cal BP	Min cal BP	accuracy level for chronological attributions	Stratigraphical position (below, interbedded, above)	Coastal dune ID	Cultural period
AS014	Ville Berneuf	Pléneuf-Val-André	Amoroux et al. 2002, Giot, 1952; Milon et Giot, 1953	North Brittany	-2.5026	48.6063	peat with archaeological remains	archaeological data	6550	2750	1st	Intertidal zone	9	Neolithic
AS015	Beach of Rosaires	Plérin	Bizien-Jaglin, 2002; Harmois 1907	North Brittany	-2.7504	48.5624	remains of buildings	archaeological data	2100	2006	2nd	below	10	Iron age/Roman Period
AS016	Port Blanc I	Penvénan	Briard, 1984; Giot, 1965c, 1960; Le Roux, 1975; Lecerf, 1974; Mazères and De Bellaing, 1936; Merlet, 1935	North Brittany	-3.3291	48.8337	stone cist	archaeological data	4100	3550	2nd	below	11	Bronze age
AS017	Beg Crec'h Men	Pleumeur-Bodou	Olmos Benlloch, 2014; Maillen, 1982	North Brittany	-3.5415	48.8227	sea salt production	archaeological data	2100	2006	2nd	below	12	Iron age
AS018	Landrellec	Pleumeur-Bodou	Bizien-Jaglin et al., 2002; Daire, 1990; Daire and Le Brozec, 1991; Sanquer, 1983	North Brittany	-3.5457	48.8143	sea salt production	archaeological data	2100	2006	2nd	below	12	Iron age
AS019	Trozoul	Trébeurden	Bizien-Jaglin et al., 2002	North Brittany	-3.5837	48.7716	sea salt production	archaeological data	2400	2006	2nd	Intertidal zone	13	Iron age
AS020	Moulin de la Rive I	Locquirec	Galliou and Phillipe, 2010; Giot, 1969, 1967b, 1963, 1958b; Giot et al., 1986, 1958b; Olmos Benlloch, 2014	North-West Brittany	-3.6785	48.6866	sea salt production/habitat	archaeological data	2100	2006	2nd	interstrati	14	Iron age
AS021	Moulin de la Rive II	Locquirec	Giot, 1969, 1967b; Giot et al., 1986	North-West Brittany	-3.6785	48.6866	paleosoil with archaeological remains	archaeological data	4100	2750	1st	below	14	Bronze age
AS022	La Grève Blanche	Batz Island	Olmos Benlloch, 2014	North-West Brittany	-3.9979	48.7453	paleosoil with archaeological remains	archaeological data	6850	2750	1st	below	15	Neolithic/Bronze Age
AS023	Penn ar Cleguer	Batz Island	Giot, 1969, 1967b; Le Roux, 1981; Moret, 1993; Therene, 1988, 1980	North-West Brittany	-3.9918	48.7389	stone cist	archaeological data	4100	3550	2nd	below	15	Bronze age
AS024	Sainte-Anne	Batz Island	Moret, 1993; Therene, 1988	North-West Brittany	-3.9932	48.7419	church	historical data	950	350	2nd	below	15	Middle Ages/Modern Period
AS025	Teven Ar Rhu I	Batz Island	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	North-West Brittany	-3.9997	48.7452	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	15	Modern and contemporary period

Site ID	Site name	Locality	References	Location	long. (WGS84)	lat. (WGS84)	Type de site	dated from	Max cal BP	Min cal BP	accuracy level for chronological attributions	Stratigraphical position (below, interbedded, above)	Coastal dune ID	Cultural period
AS026	Teven Ar Rhu II	Batz Island	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	North-West Brittany	-3.9990	48.7450	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	15	Modern and contemporary period
AS027	Teven Ar Rhu III	Batz Island	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	North-West Brittany	-3.9990	48.7449	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	15	Modern and contemporary period
AS028	Teven Ar Rhu IV	Batz Island	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	North-West Brittany	-3.9990	48.7449	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	15	Modern and contemporary period
AS029	Teven Ar Rhu V	Batz Island	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	North-West Brittany	-4.0029	48.7474	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	15	Modern and contemporary period
AS030	Teven Ar Rhu VI	Batz Island	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	North-West Brittany	-4.0024	48.7471	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	15	Modern and contemporary period
AS031	Corn al Loa	Santec	Le Goff and Roue, 1999; Olmos Benlloch, 2014; Sanquer, 1980	North-West Brittany	-4.0243	48.7114	paleosoil with archaeological remains	archaeological data	2006	1750	2nd	below	16	Roman period
AS032	Cougn ar Zac'h	Santec	Le Goff and Roue, 1999	North-West Brittany	-4.0127	48.7188	stone cist	archaeological data	4100	3550	2nd	below	16	Bronze age
AS033	Perharidy	Roscoff	Galliou and Phillipe, 2010; Le Goff and Roue, 1999	North-West Brittany	-4.0046	48.7233	sea salt production	archaeological data	2750	1474	1st	below	16	Iron age/Roman Period
AS034	Ruguel	Roscoff	Galliou and Phillipe, 2010; Le Goff and Roue, 1999; Le Goffic et al., 1994; Rugel, 1995; Olmos Benlloch, 2014; Sanquer, 1976	North-West Brittany	-4.0051	48.7158	sea salt production	archaeological data	2400	1750	1st	Intertidal zone	16	Iron age
AS035	Roc'h Croum I	Santec	Briard, 1984; Giot, 1979, 1978, Le Roux, 1981, 1979, 1977, Lecerf, 1981, 1979, 1978	North-West Brittany	-4.0391	48.7128	stone cist	archaeological data	4100	3550	2nd	below	17	Bronze age
AS036	Roc'h Croum II	Santec	Le Roux, 1977; Lecerf, 1981, 1979, 1978	North-West Brittany	-4.0394	48.7130	sea salt production	archaeological data	2100	2006	2nd	below	17	Iron age

Site ID	Site name	Locality	References	Location	long. (WGS84)	lat. (WGS84)	Type de site	dated from	Max cal BP	Min cal BP	accuracy level for chronological attributions	Stratigraphical position (below, interbedded, above)	Coastal dune ID	Cultural period
AS037	Roc'h Croum III	Santec	Lecerf, 1979, 1978	North-West Brittany	-4.0391	48.7128	paleosoil with archaeological remains	archaeological data	2400	2006	1st	interstrati	17	Iron age
AS038	Beg ar Billou	Santec	Le Goffic, 2004; Olmos Benlloch, 2014	North-West Brittany	-4.0523	48.7053	stone cist	archaeological data	4100	3550	2nd	below	18	Bronze age
AS039	Dossen	Santec	Le Goff and Roue, 1999; Olmos Benlloch, 2014	North-West Brittany	-4.0569	48.7013	paleosoil with archaeological remains	archaeological data	6850	4100	1st	Intertidal zone	18	Neolithic
AS040	Théven I	Plougoum	Du Chatellier, 1907; Giot, 1979, 1971, 1970a	North-West Brittany	-4.0639	48.6858	megalithic tomb	archaeological data	6850	4100	1st	below	19	Neolithic
AS041	Théven II	Plougoum	Bousquet and Giot, 1961; Galliou and Phillipe, 2010; Giot, 1979, 1971, 1956; Million and Giot, 1954	North-West Brittany	-4.0649	48.6845	stone cist	archaeological data	4100	3550	1st	below	19	Bronze age
AS042	Théven III	Plougoum	Galliou and Phillipe, 2010; Giot, 1979, 1971, 1970a, 1970b, 1958b, 1956	North-West Brittany	-4.0645	48.6851	field boundaries	archaeological data	4100	2006	1st	below	19	Bronze age/Iron age
AS043	Théven IV	Plougoum	Giot, 1970a, 1970b	North-West Brittany	-4.0645	48.6851	habitat	archaeological data	2750	2006	1st	interstrati	19	Iron age
AS044	Théven V	Plougoum	Giot, 1970a	North-West Brittany	-4.0645	48.6851	humic horison with archaeological remains	archaeological data	1474	458	1st	interstrati	19	Middle Ages
AS045	Kerfissien	Cléder	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	North-West Brittany	-4.1502	48.6918	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	20	Modern and contemporary period
AS046	La Grenouillère	Cléder	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	North-West Brittany	-4.1250	48.6936	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	20	Modern and contemporary period
AS047	Theven-Kerbrat	Cléder	Giot, 1967a, 1965a	North-West Brittany	-4.1219	48.6907	megalithic tomb	archaeological data	6850	4100	1st	below	20	Neolithic
AS048	Kernic I	Plouescat	Du Chatellier, 1898; Giot, 1958a, 1958b, 1984; Le Roux, 1985; Lecerf, 1985, 1984, 1983a	North-West Brittany	-4.2159	48.6568	megalithic tomb/gallery grave	archaeological data	4850	3900	2nd	Intertidal zone	21	Neolithic

Site ID	Site name	Locality	References	Location	long. (WGS84)	lat. (WGS84)	Type de site	dated from	Max cal BP	Min cal BP	accuracy level for chronological attributions	Stratigraphical position (below, interbedded, above)	Coastal dune ID	Cultural period
AS049	Kernic II	Plouescat	Du Chatellier, 1898; Giot, 1958a, 1958b, 1984; Le Roux, 1985; Lecerf, 1985, 1984, 1983a	North-West Brittany	-4.2158	48.6569	field boundaries	archaeological data	4100	2750	1st	Intertidal zone	21	Bronze age
AS050	Kernic III	Plouescat	Le Goffic, 2005; Lecerf, 1983b	North-West Brittany	-4.2165	48.6582	Iron Age stele	archaeological data	2550	2300	1st	below	21	Iron age
AS051	Kernic IV	Plouescat	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	North-West Brittany	-4.2149	48.6575	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	21	Modern and contemporary period
AS052	Kernic IX	Plouescat	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	North-West Brittany	-4.2180	48.6573	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	21	Modern and contemporary period
AS053	Kernic V	Plouescat	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	North-West Brittany	-4.2154	48.6573	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	21	Modern and contemporary period
AS054	Kernic VI	Plouescat	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	North-West Brittany	-4.2158	48.6575	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	21	Modern and contemporary period
AS055	Kernic VII	Plouescat	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	North-West Brittany	-4.2164	48.6576	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	21	Modern and contemporary period
AS056	Kernic VIII	Plouescat	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	North-West Brittany	-4.2169	48.6573	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	21	Modern and contemporary period
AS057	Kernic X	Plouescat	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	North-West Brittany	-4.2184	48.6568	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	21	Modern and contemporary period
AS058	Porz Guen	Plouescat	Briard et al., 1970; Galliou and Phillipe, 2010; Giot, 1977, 1972, 1971, 1970a; Le Roux, 1983; Pailler et al., 2002	North-West Brittany	-4.2208	48.6603	peat with archaeological remains	archaeological data and C14	5265	3379	2nd	Intertidal zone	21	Neolithic
AS059	Keremma	Tréfléz	Giot, 1967b; Giot and Marguerie, 1994	North-West Brittany	-4.2578	48.6500	field boundaries	archaeological data	2750	2006	1st	below	22	Iron age
AS060	St. Guévroc I	Tréfléz	Dornien, 1980; Madeleneau, 1875;	North-West Brittany	-4.2686	48.6486	church	historical data	1475	550	1st	below	22	Middle Ages

Site ID	Site name	Locality	References	Location	long. (WGS84)	lat. (WGS84)	Type de site	dated from	Max cal BP	Min cal BP	accuracy level for chronological attributions	Stratigraphical position (below, interbedded, above)	Coastal dune ID	Cultural period
			Sanquer, 1981a, 1980, 1979, 1978a, 1978b											
AS061	St. Guévroc II	Tréfléz	Dornien, 1980; Madeleneau, 1875; Sanquer, 1981a, 1980, 1979, 1978a, 1978b	North-West Brittany	-4.2687	48.6486	church	historical data	550	450	2nd	below	22	Modern and contemporary period
AS062	Trégueiller	Plounéour -Trez	Le Goffic, 2002b	North-West Brittany	-4.3103	48.6432	cinerary urn	archaeological data	1850	1750	2nd	below	23	Roman period
AS063	Lividic I	Plounéour -Trez	Giot, 1973d; Hallégouët et al., 1971a; Morzadec-Kerfourn, 1974, 1969	North-West Brittany	-4.3118	48.6682	pit in plaeosol	archaeological data	3550	2750	1st	below	24	Bronze age
AS064	Lividic II	Plounéour -Trez	Giot, 1973d; Hallégouët et al., 1971a	North-West Brittany	-4.2975	48.6647	paleosol with archaeological remains	archaeological data	2750	2006	1st	below	24	Iron age
AS065	Lividic III	Plounéour -Trez	Giot, 1973d, 1967a, 1967b; Hallégouët et al., 1971a	North-West Brittany	-4.3073	48.6665	shell midden	archaeological data	3550	3300	2nd	below	24	Bronze age
AS066	Le Scluz	Brignogan-Plage	Giot, 1961b; Kerfourn, 1960; Morzadec-Kerfourn, 1974	North-West Brittany	-4.3296	48.6690	peat with archaeological remains	archaeological data and C14	6166	5327	2nd	Intertidal zone	25	Neolithic
AS067	Boutrouilles	Kerlouan	Galliou and Phillipe, 2010; Le Goffic, 2008	North-West Brittany	-4.4101	48.6546	cinerary urn	archaeological data	1949	1650	2nd	Intertidal zone	27	Roman period
AS068	Lerret I	Kerlouan	Giot, 1967a; Sparfel, 2002; Sparfel and Pailler, 2009	North-West Brittany	-4.4154	48.6411	megalithic tomb/gallery grave	archaeological data	5750	4100	1st	Intertidal zone	27	Neolithic
AS069	Lerret II	Kerlouan	archive documents, Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes	North-West Brittany	-4.4119	48.6408	standing stone	archaeological data	6850	4100	1st	Intertidal zone	27	Neolithic
AS070	Treissény	Kerlouan	Giot, 1973d, 1969, 1967b, 1962; Hallégouët et al., 1971b	North-West Brittany	-4.4248	48.6463	paleosol with archaeological remains	archaeological data	6550	4100	1st	Intertidal zone	27	Neolithic
AS071	La Croix	Guissény	Giot, 1973e, 1968, 1958b;	North-West Brittany	-4.4124	48.6382	cinerary urn	archaeological data	2400	1474	1st	below	28	Iron age/Roman Period

Site ID	Site name	Locality	References	Location	long. (WGS84)	lat. (WGS84)	Type de site	dated from	Max cal BP	Min cal BP	accuracy level for chronological attributions	Stratigraphical position (below, interbedded, above)	Coastal dune ID	Cultural period
AS072	Trérohan	Guissény	Giot, 1973e, 1968	North-West Brittany	-4.4256	48.6395	interbedded paleosoil with archaeological remains	archaeological data	2400	1474	1st	interstrati	29	Iron age/Roman Period
AS073	Curnic I	Guissény	Giot, 1980, 1973e, 1967a, 1965c, 1962, 1961a, 1960, 1958b, Giot et al., 1965, 1960; Hinguant, 2002; Zeist, 1963	North-West Brittany	-4.4459	48.6403	sea salt production/habitat	archaeological data and C14	7242	2470	2nd	Intertidal zone	30	Neolithic/Bronze age/Iron age
AS074	Curnic II	Guissény	Galliou and Phillipe, 2010; Giot, 1973; Sanquer, 1969, 1968, 1967a, 1967b	North-West Brittany	-4.4436	48.6396	remains of buildings	archaeological data	2006	1620	2nd	below	30	Roman period
AS075	Iliz Coz	Plouguerneau	Lageat et al., 2019; Perennec, 2004	North-West Brittany	-4.5219	48.6284	church	historical data	458	250	2nd	below	31	Modern and contemporary period
AS076	Pors Matheano	Landéda	Giot, 1973b, 1973d, 1972; Le Roux, 1975; Lecerf, 1973, 1972	North-West Brittany	-4.5917	48.6039	stone cist	archaeological data	4100	3550	2nd	below	32	Bronze age
AS077	Sainte-Marguerite I	Landéda	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	North-West Brittany	-4.5997	48.6028	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	32	Modern and contemporary period
AS078	Sainte-Marguerite II	Landéda	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	North-West Brittany	-4.6001	48.6032	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	32	Modern and contemporary period
AS079	Sainte-Marguerite III	Landéda	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	North-West Brittany	-4.6002	48.6029	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	32	Modern and contemporary period
AS080	Sainte-Marguerite IV	Landéda	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	North-West Brittany	-4.6023	48.6012	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	32	Modern and contemporary period
AS081	Sainte-Marguerite V	Landéda	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	North-West Brittany	-4.6027	48.6001	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	32	Modern and contemporary period
AS082	Sainte-Marguerite VI	Landéda	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	North-West Brittany	-4.6031	48.5995	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	32	Modern and contemporary period
AS083	Sainte-Marguerite VII	Landéda	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	North-West Brittany	-4.6031	48.5985	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	32	Modern and contemporary period

Site ID	Site name	Locality	References	Location	long. (WGS84)	lat. (WGS84)	Type de site	dated from	Max cal BP	Min cal BP	accuracy level for chronological attributions	Stratigraphical position (below, interbedded, above)	Coastal dune ID	Cultural period
AS084	Corn ar Gazel	Saint-Pabu	Briard, 1984; Giot, 1969, 1967b	West Brittany	-4.6273	48.5740	stone cist	archaeological data	4100	3550	2nd	below	33	Bronze age
AS085	Le Ribl	Lampaul-Ploudalmézeau	Du Chatellier, 1907; Sparfel et al., 2009	West Brittany	-4.6504	48.5693	megalithic tomb/gallery grave	archaeological data	4850	3900	2nd	below	33	Neolithic/Bronze Age
AS086	Poullédan	Saint-Pabu	Le Goffic, 1990, 1988	West Brittany	-4.6409	48.5687	paleosol with archaeological remains	archaeological data	2006	737	1st	below	33	Roman period/Middle Age
AS087	Teven Penn ar Pont I	Ploudalmézeau	Le Goffic, 2000	West Brittany	-4.6706	48.5731	burial	archaeological data	2006	1474	1st	below	34	Roman period
AS088	Teven Penn ar Pont II	Ploudalmézeau	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	West Brittany	-4.6701	48.5728	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	34	Modern and contemporary period
AS089	Teven Penn ar Pont III	Ploudalmézeau	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	West Brittany	-4.6691	48.5731	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	34	Modern and contemporary period
AS090	Teven Penn ar Pont IV	Ploudalmézeau	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	West Brittany	-4.6669	48.5726	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	34	Modern and contemporary period
AS091	Teven Penn ar Pont V	Ploudalmézeau	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	West Brittany	-4.6673	48.5729	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	34	Modern and contemporary period
AS092	Teven Penn ar Pont VI	Ploudalmézeau	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	West Brittany	-4.6678	48.5738	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	34	Modern and contemporary period
AS093	Teven Penn ar Pont VII	Ploudalmézeau	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	West Brittany	-4.6691	48.5736	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	34	Modern and contemporary period
AS094	Teven Penn ar Pont VIII	Ploudalmézeau	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	West Brittany	-4.6692	48.5740	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	34	Modern and contemporary period
AS095	Bec Island	Lampaul-Ploudalmézeau	Daire, 2016; Galliou and Phillipe, 2010; Le Goffic, 2000	West Brittany	-4.6642	48.5799	sea salt production	archaeological data	2250	2006	2nd	interstrati	35	Iron age
AS096	Saint-Gonvel I	Landunvez	Sparfel and Pailler, 2009	West Brittany	-4.7597	48.5288	megalithic tomb/passage grave	archaeological data	6550	5750	1st	below	36	Neolithic

Site ID	Site name	Locality	References	Location	long. (WGS84)	lat. (WGS84)	Type de site	dated from	Max cal BP	Min cal BP	accuracy level for chronological attributions	Stratigraphical position (below, interbedded, above)	Coastal dune ID	Cultural period
AS097	Saint-Gonvel II	Landunvez	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	West Brittany	-4.7620	48.5275	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	36	Modern and contemporary period
AS098	Saint-Gonvel III	Landunvez	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	West Brittany	-4.7632	48.5272	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	36	Modern and contemporary period
AS099	Saint-Gonvel IV	Landunvez	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	West Brittany	-4.7644	48.5275	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	36	Modern and contemporary period
AS100	Saint-Gonvel V	Landunvez	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	West Brittany	-4.7631	48.5277	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	36	Modern and contemporary period
AS101	Saint-Gonvel VI	Landunvez	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	West Brittany	-4.7627	48.5280	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	36	Modern and contemporary period
AS102	Saint-Gonvel VII	Landunvez	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	West Brittany	-4.7628	48.5291	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	36	Modern and contemporary period
AS103	Saint-Gonvel VIII	Landunvez	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	West Brittany	-4.7627	48.5292	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	36	Modern and contemporary period
AS104	Church of Saint-Egarec	Lampaul-Plouarzel	Peyron, 1909	West Brittany	-4.7710	48.4443	church	historical data	112		2nd	above	37	Modern and contemporary period
AS105	Church of Saint-Egarec	Lampaul-Plouarzel	Peyron, 1909	West Brittany	-4.7710	48.4443	church	historical data	450	190	2nd	below	37	Modern and contemporary period
AS106	Porspoul I	Lampaul-Plouarzel	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	West Brittany	-4.7744	48.4459	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	37	Modern and contemporary period
AS107	Porspoul II	Lampaul-Plouarzel	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	West Brittany	-4.7758	48.4464	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	37	Modern and contemporary period
AS108	Porspoul III	Lampaul-Plouarzel	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	West Brittany	-4.7746	48.4468	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	37	Modern and contemporary period
AS109	Porspoul IV	Lampaul-Plouarzel	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	West Brittany	-4.7750	48.4475	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	37	Modern and contemporary period

Site ID	Site name	Locality	References	Location	long. (WGS84)	lat. (WGS84)	Type de site	dated from	Max cal BP	Min cal BP	accuracy level for chronological attributions	Stratigraphical position (below, interbedded, above)	Coastal dune ID	Cultural period
AS110	Pors Tévigné I	Plouarzel	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	West Brittany	-4.7819	48.4296	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	38	Modern and contemporary period
AS111	Pors Tévigné II	Plouarzel	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	West Brittany	-4.7816	48.4297	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	38	Modern and contemporary period
AS112	Beg ar Loued I	Molène Island	Pailler and Nicolas, 2019	West Brittany	-4.9590	48.3904	paleosoil with archaeological remains	C14	6791	3252	2nd	below	39	Neolithic/Bronze age
AS113	Beg ar Loued II	Molène Island	Pailler and Nicolas, 2019	West Brittany	-4.9591	48.3904	burial	archaeological data and C14	100	50	2nd	above	39	Modern and contemporary period
AS114	Le Bourg	Molène Island	Pailler, 2019	West Brittany	-4.9603	48.3946	paleosoil with archaeological remains	archaeological data	5750	1810	2nd	below	40	Bronze Age/Iron Age/Roman Period
AS115	Béniguet - 120	Le Conquet	Cudennec, 2019, Pailler and Nicolas, 2022	West Brittany	-4.8580	48.3457	inhumation	C14	1298	1176	2nd	above	41	Middle Ages
AS116	Béniguet - 200	Le Conquet	Cudennec, 2019, Pailler and Nicolas, 2022	West Brittany	-4.8579	48.3458	paleosoil with archaeological remains	C14	4404	4150	2nd	below	41	Neolithic
AS117	Béniguet - 201	Le Conquet	Cudennec, 2019, Pailler and Nicolas, 2022	West Brittany	-4.8579	48.3458	shell midden	C14	4140	3908	2nd	interstrati	41	Bronze age
AS118	Béniguet - 202	Le Conquet	Yésou and Jaouen, 2014	West Brittany	-4.8579	48.3458	shell midden	C14	1286	1123	2nd	above	41	Middle Ages
AS119	Trez Hir	Plougonvelin	Eveillard, 2014, 2013	West Brittany	-4.7029	48.3476	inhumation	archaeological data	2006	1474	1st	Intertidal zone	42	Roman period
AS120	Lostmarc'h	Crozon	Galliou et Phillipe, 2010	West Brittany	-4.5521	48.2109	burial	archaeological data	1474	737	1st	interstrati	43	Middle Ages
AS121	Ty an Ker	Ploéven	Briard, 1984; Giot, 1962, 1958b; Peuziat, 1979	West Brittany	-4.2748	48.1469	stone cist	archaeological data	4100	3550	2nd	Intertidal zone	44	Bronze age
AS122	Kervel-Huella I	Plonévez-Porzay	Guigon, 1992	West Brittany	-4.2813	48.1151	paleosoil with archaeological remains	archaeological data	6850	4100	1st	below	45	Neolithic
AS123	Kervel-Huella II	Plonévez-Porzay	Guigon, 1992	West Brittany	-4.2816	48.1148	paleosoil with archaeological remains	archaeological data	2006	1474	1st	below	45	Roman period
AS124	Bay of Trépassés	Clédén-Cap-Sizun	Ballan, 1977; Sanquer, 1977	West Brittany	-4.7054	48.0485	paleosoil with the remains of buildings	archaeological data	2006	1474	1st	below	46	Roman period

Site ID	Site name	Locality	References	Location	long. (WGS84)	lat. (WGS84)	Type de site	dated from	Max cal BP	Min cal BP	accuracy level for chronological attributions	Stratigraphical position (below, interbedded, above)	Coastal dune ID	Cultural period
AS125	Trez Goarem I	Esquibien	Du Chatellier, 1907; Grenot, 1871; Halna du Fretay, 1893; Maguer, 1996, 1994; Société archéologique du Finistère, 1886	West Brittany	-4.5886	48.0152	paleosoil with archaeological remains	archaeological data	2750	1474	1st	below	47	Iron age/Roman Period
AS126	Trez Goarem II	Esquibien	Briard, 1984; Du Chatellier, 1907; Grenot, 1871; Halna du Fretay, 1893	West Brittany	-4.5876	48.0144	stone cist	archaeological data	4100	2750	1st	below	47	Bronze age
AS127	Trez Goarem III	Esquibien	Grenot, 1871; Halna du Fretay, 1893	West Brittany	-4.5887	48.0148	burial	archaeological data	2750	2006	1st	below	47	Iron age
AS128	Trez Goarem IV	Esquibien	Du Chatellier, 1907	West Brittany	-4.5940	48.0130	paleosoil with archaeological remains	archaeological data	2006	1474	1st	below	47	Roman period
AS129	Mesperleuch I	Plouhinec	Du Chatellier, 1886; Giot, 1966, 1964; Gouletquer, 1967	West Brittany	-4.4977	48.0010	sea salt production	archaeological data	2400	2006	2nd	interstrati	48	Iron age
AS130	Mesperleuch II	Plouhinec	Giot, 1964; Gouletquer, 1967	West Brittany	-4.4977	48.0010	paleosoil with archaeological remains	archaeological data	6850	4100	1st	below	48	Neolithic
AS131	Kerguellec	Tréguennec	Le Goffic, 1990; Sparfel, 2002; Sparfel and Pailler, 2010	West Brittany	-4.3391	47.8838	standing stone	archaeological data	6850	4100	1st	below	49	Neolithic
AS132	Parc ar Hastel	Tréguennec	Boisselier, 1940; Du Chatellier, 1907; Giot, 1990, 1989, 1969, 1967b; Sparfel, 2002; Sparfel and Pailler, 2010	West Brittany	-4.3455	47.8760	megalithic tomb and stone cist	archaeological data	6550	3550	1st	below	49	Neolithic/Bronze Age
AS133	Kerboulen I	Plomeur	Du Chatellier, 1907; Giot, 1987, 1985; Sparfel, 2002	West Brittany	-4.3373	47.8302	megalithic tomb	archaeological data	6550	5750	1st	below	50	Neolithic
AS134	Kerboulen II	Plomeur	Giot, 1987; Sparfel and Pailler, 2010	West Brittany	-4.3372	47.8300	standing stone	archaeological data	6850	4100	1st	below	50	Neolithic
AS135	Kerboulen III	Plomeur	Giot, 1987	West Brittany	-4.3373	47.8302	stone cist	archaeological data	4100	3550	2nd	below	50	Bronze age
AS136	Kerharo	Plomeur	Giot, 2007, 1980, 1978; Sparfel, 2002; Sparfel and Pailler, 2010	West Brittany	-4.3338	47.8451	group of standing stones	archaeological data	6850	4850	1st	below	50	Neolithic

Site ID	Site name	Locality	References	Location	long. (WGS84)	lat. (WGS84)	Type de site	dated from	Max cal BP	Min cal BP	accuracy level for chronological attributions	Stratigraphical position (below, interbedded, above)	Coastal dune ID	Cultural period
AS137	Kerviltré	Saint-Jean-Trolimon	Bénard Le Pontois and Chabal, 1929; Du Chatellier, 1877a; Galiou and Provost, 1989	West Brittany	-4.3207	47.8594	cinerary urn and stone cist	archaeological data	2750	2006	1st	below	50	Iron age
AS138	Lanvénaël	Plomeur	Du Chatellier, 1881; Giot, 1985; Sparfel, 2002	West Brittany	-4.3177	47.8497	standing stone	archaeological data	6850	4100	1st	below	50	Neolithic
AS139	Park Men Bris/Kerve rret	Plomeur	Bénard et al., 1921; Bénard Le Pontois et al., 1921; Du Chatellier, 1899; Giot, 1985; Sparfel, 2002	West Brittany	-4.3257	47.8353	standing stone	archaeological data	6850	4850	1st	below	50	Neolithic
AS140	La Torche I	Plomeur	Giot, 1995; Kayser, 1987, 1986, 1984	West Brittany	-4.3525	47.8371	burial	archaeological data	2400	2210	2nd	interstrati	50	Iron age
AS141	La Torche II	Plomeur	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	West Brittany	-4.3439	47.8397	kelp kiln	archaeological data	121	0	2nd	above	50	Modern and contemporary period
AS142	La Torche III	Plomeur	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	West Brittany	-4.3444	47.8385	kelp kiln	archaeological data	121	0	2nd	above	50	Modern and contemporary period
AS143	Roz an Trémen	Plomeur	Bénard et al., 1921, 1919; Daire et al., 1996; Favret et al., 1923; Favret and Bénard, 1924; Giot, 1994; Giot et al., 1979, 1958a	West Brittany	-4.3282	47.8354	burial	archaeological data	2550	2250	1st	interstrati	50	Iron age
AS144	Saint Urnel I	Plomeur	Bénard Le Pontois, 1929; Bénard Le Pontois and Chabal, 1929; Giot, 1997, 1996, 1995, 1975, 1974, 1973a, 1973b, 1973c; Giot and Cogné, 1951; Giot and Monnier, 1977, 1975, 1973a, 1973b; Le Roux, 1975	West Brittany	-4.3315	47.8494	burial	C14	1708	979	2nd	interstrati	50	Middle Ages
AS145	Saint Urnel II	Plomeur	Bénard Le Pontois and Chabal, 1929; Giot, 1997, 1996, 1995, 1975, 1974, 1973a, 1973b, 1973c; Giot and Cogné, 1951; Giot and Monnier, 1977,	West Brittany	-4.3315	47.8494	burial	C14	1065	691	2nd	interstrati	50	Middle Ages

Site ID	Site name	Locality	References	Location	long. (WGS84)	lat. (WGS84)	Type de site	dated from	Max cal BP	Min cal BP	accuracy level for chronological attributions	Stratigraphical position (below, interbedded, above)	Coastal dune ID	Cultural period
			1975, 1973a, 1973b; Le Roux, 1975											
AS146	Saint Urnel III	Plomeur	Bénard Le Pontois and Chabal, 1929; Giot, 1997, 1996, 1995, 1975, 1974, 1973a, 1973b, 1973c; Giot and Cogné, 1951; Giot and Monnier, 1977, 1975, 1973a, 1973b; Le Roux, 1975	West Brittany	-4.3315	47.8494	burial	C14	1059	692	2nd	interstrati	50	Middle Ages
AS147	Toulgwin	Penmarch	Giot, 2007; Sparfel, 2002; Sparfel and Pailler, 2010	West Brittany	-4.3532	47.8268	standing stone	archaeological data	6850	4100	1st	below	50	Neolithic
AS148	Tronoën I	Saint-Jean-Trolimon	Villard, 2008	West Brittany	-4.3286	47.8565	remains of buildings	archaeological data	950	750	2nd	below	50	Middle Ages
AS149	Tronoën II	Saint-Jean-Trolimon	Villard, 2008	West Brittany	-4.3270	47.8559	remains of buildings	archaeological data	950	750	2nd	below	50	Middle Ages
AS150	Tronoën III	Saint-Jean-Trolimon	Bouvet et al., 2003; Du Chatellier, 1882, 1877b; Duval, 1990; Galliou, 2011, 2006; Galliou and Provost, 1989; Giot et al., 1998; Le Bot, 2003b; Pape, 1978; Richard, 1969; Villard, 2008	West Brittany	-4.3315	47.8588	remains of buildings	archaeological data	2450	1600	1st	below	50	Iron age/Roman Period
AS151	La Grève Blanche I	Guilvinec	Le Goffic, 2003a	South-West Brittany	-4.2975	47.7999	paleosol with archaeological remains	archaeological data	6550	5750	2nd	below	51	Neolithic
AS152	La Grève Blanche II	Guilvinec	archive documents, Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes	South-West Brittany	-4.2937	47.7970	paleosol with archaeological remains	archaeological data	4100	458	1st	below	51	Bronze age/ Iron Age/Middle Ages
AS153	Men Meur	Guilvinec	Bénard Le Pontois et al., 1921; Sparfel, 2002; Sparfel and Pailler, 2010	South-West Brittany	-4.2900	47.7944	megalithic tomb/gallery grave	archaeological data	4850	4100	1st	below	51	Neolithic
AS154	Léhan	Treffiatgat	Le Goffic, 2003b	South-West Brittany	-4.2650	47.7905	sea salt production	archaeological data	2400	2006	1st	Intertidal zone	52	Iron age

Site ID	Site name	Locality	References	Location	long. (WGS84)	lat. (WGS84)	Type de site	dated from	Max cal BP	Min cal BP	accuracy level for chronological attributions	Stratigraphical position (below, interbedded, above)	Coastal dune ID	Cultural period
AS155	Goudoul	Plobannalec-Lesconil	Giot, 1985	South-West Brittany	-4.2255	47.7935	paleosoil with archaeological remains	archaeological data	3550	2750	1st	below	53	Bronze age
AS156	Ezer	Loctudy	Giot, 1958b; Giot and Morzadec, 1992; Milon and Giot, 1949	South-West Brittany	-4.1722	47.8133	megalithic tomb/passage grave	archaeological data	6550	5750	1st	Intertidal zone	54	Neolithic
AS157	Kergall	Loctudy	Briard, 1984; Giot, 1965c, 1962	South-West Brittany	-4.1629	47.8266	stone cist	archaeological data	4100	3550	2nd	Intertidal zone	55	Bronze age
AS158	Mousterlin	Fouesnant	Briard, 1984; Giot, 1965c	South-West Brittany	-4.0583	47.8564	stone cist	archaeological data	4100	3550	2nd	Intertidal zone	56	Bronze age
AS159	Beg-Meil	Fouesnant	Le Goffic, 2002a	South-West Brittany	-3.9773	47.8541	paleosoil with archaeological remains	archaeological data	6850	4100	1st	Intertidal zone	57	Neolithic
AS160	Saint-Nicolas Island I	Fouesnant	Le Goffic and Pichon, 1996a, 1996b	South-West Brittany	-3.9997	47.7257	paleosoil with archaeological remains	archaeological data	6850	2006	1st	below	58	Neolithic/Bronze Age/iron Age
AS161	Saint-Nicolas Island II	Fouesnant	Le Goffic and Pichon, 1996a, 1996b	South-West Brittany	-4.0084	47.7233	humic horizon with archaeological remains	archaeological data	2750	2006	1st	interstrati	58	Iron age
AS162	Saint-Nicolas Island III	Fouesnant	Hamon, 2007, 2006	South-West Brittany	-4.0046	47.7237	paleosoil with archaeological remains	archaeological data	5750	5050	2nd	below	58	Neolithic
AS163	Saint-Nicolas Island IV	Fouesnant	Hamon, 2007	South-West Brittany	-4.0046	47.7235	humic horizon with archaeological remains	archaeological data	2100	2006	2nd	interstrati	58	Iron age
AS164	Saint-Nicolas Island IX	Fouesnant	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	South-West Brittany	-4.0053	47.7233	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	58	Modern and contemporary period
AS165	Saint-Nicolas Island V	Fouesnant	Hamon, 2007	South-West Brittany	-4.0046	47.7235	paleosoil with archaeological remains	archaeological data	5750	5050	2nd	below	58	Neolithic
AS166	Saint-Nicolas Island VI	Fouesnant	Hamon, 2007	South-West Brittany	-4.0046	47.7235	humic horizon with archaeological remains	archaeological data	4100	3550	2nd	interstrati	58	Bronze Age

Site ID	Site name	Locality	References	Location	long. (WGS84)	lat. (WGS84)	Type de site	dated from	Max cal BP	Min cal BP	accuracy level for chronological attributions	Stratigraphical position (below, interbedded, above)	Coastal dune ID	Cultural period
AS167	Saint-Nicolas Island VII	Fouesnant	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	South-West Brittany	-4.0059	47.7232	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	58	Modern and contemporary period
AS168	Saint-Nicolas Island VIII	Fouesnant	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	South-West Brittany	-4.0012	47.7256	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	58	Modern and contemporary period
AS169	Penfret Island I	Fouesnant	Briard et al., 1989	South-West Brittany	-3.9583	47.7163	paleosoil with archaeological remains	archaeological data	3550	2750	1st	below	59	Bronze age
AS170	Penfret Island II	Fouesnant	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	South-West Brittany	-3.9585	47.7167	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	59	Modern and contemporary period
AS171	Corn Pao	Trégunc	Le Goffic, 1996	South-West Brittany	-3.8848	47.8267	paleosoil with archaeological remains	archaeological data	6850	4100	1st	below	60	Neolithic
AS172	Le Fort Bloqué	Ploemeur	Bradel, 1979; Gouletquer, 1970; Sanquer, 1981b	South Brittany	-3.4969	47.7285	sea salt production	archaeological data	2250	2006	2nd	below	61	Iron age
AS173	Pen er Malo	Guidel	Bertrand, 1972, 1971, 1970; Bertrand and Lucas, 1975; Lucas, 1972a, 1972b, 1971	South Brittany	-3.5015	47.7483	remains of buildings	archaeological data and C14	972	567	2nd	below	61	Middle Ages
AS174	Goërem	Gâvres	Delibrias et al., 1970; Giot, 1967a, 1965c, L'Helgouach, 1970, 1968;	South Brittany	-3.3543	47.6976	megalithic tomb	archaeological data and C14	5460	3454	2nd	below	62	Neolithic/Bronze Age
AS175	La Grande Plage	Gâvres	Daré, 2014	South Brittany	-3.3503	47.6936	paleosoil with archaeological remains	archaeological data	2050	1750	2nd	Intertidal zone	62	Iron age
AS176	Port Mélite I	Groix Island	Daire, 1989; Gowlett et al., 1987; Le Roux, 1971, 1969; Nicolas et al., 2015; Nicolas, 2016	South Brittany	-3.4272	47.6407	stone cist	archaeological data and C14	4085	3649	2nd	below	63	Bronze age
AS177	Port Mélite II	Groix Island	Daire, 1989; Giot, 1956; Goupil, 1989	South Brittany	-3.4280	47.6411	paleosoil with archaeological remains	archaeological data	2400	2006	1st	below	63	Iron age
AS178	Beg an Havre	Plouhinec	Gaillard, 1884; Le Nezet, 2004	South Brittany	-3.2152	47.6475	megalithic tomb	archaeological data	6550	4100	1st	below	64	Neolithic
AS179	Mané Bras	Plouhinec	Gaillard, 1884; Le Nezet, 2004	South Brittany	-3.2375	47.6629	megalithic tomb/passage grave	archaeological data	6550	3900	2nd	below	64	Neolithic/Bronze Age

Site ID	Site name	Locality	References	Location	long. (WGS84)	lat. (WGS84)	Type de site	dated from	Max cal BP	Min cal BP	accuracy level for chronological attributions	Stratigraphical position (below, interbedded, above)	Coastal dune ID	Cultural period
AS180	Kerminihy	Erdeven	Chapuy, 1976, 1975, 1973, Le Roux, 1977, 1975; Pensec, 1972; Roux and Tanguy, 1977	South Brittany	-3.1995	47.6331	scatters of coastal flint debitage	archaeological data	4100	3300	1st	interstrati	65	Bronze age
AS181	Gadouéric	Erdeven	l'abbé Luco, 1883; Le Rouzic, 1965b	South Brittany	-3.1781	47.6147	megalithic tomb/passage grave	archaeological data	6550	5750	1st	below	66	Neolithic
AS182	Kerhillio I	Erdeven	Clement, 1979; Coppens, 1964; Sanquer, 1981b	South Brittany	-3.1670	47.6148	remains of buildings	archaeological data	2020	1935	2nd	above	66	Iron age/Roman Period
AS183	Kerhillio II	Erdeven	Blanchet, 2003	South Brittany	-3.1549	47.6152	field boundaries	archaeological data	2750	2006	1st	interstrati	66	Iron age
AS184	Kerhillio III	Erdeven	Kermorvant and Quinio, 1971; Quinio, 1971	South Brittany	-3.1709	47.6140	remains of buildings	archaeological data	2006	1474	1st	interstrati	66	Roman period
AS185	Kerhillio IV	Erdeven	Gouletquer, 1968, 1966	South Brittany	-3.1644	47.6113	sea salt production	archaeological data	2400	2006	1st	interstrati	66	Iron age
AS186	Kerhillio V	Erdeven	Giot, 1973d, 1969, Quatrehomme, 1971, 1968	South Brittany	-3.1651	47.6141	paleosoil with archaeological remains	archaeological data	10450	4100	1st	below	66	Mesolithic/Neolithic
AS187	Keriaker I	Saint-Pierre-Quiberon	Bernier, 1971, 1966; Bousquet, 1969; Galliou et al., 2009; Le Pennec, 2009	South Brittany	-3.1391	47.5385	remains of buildings	archaeological data	1800	1670	2nd	interstrati	67	Roman period
AS188	Keriaker II	Saint-Pierre-Quiberon	Bernier, 1971, 1966; Bousquet, 1969; Galliou et al., 2009; Le Pennec, 2009	South Brittany	-3.1391	47.5385	remains of buildings	archaeological data	1670	1550	1st	interstrati	67	Roman period
AS189	Keriaker III	Saint-Pierre-Quiberon	Bernier, 1971, 1966; Bousquet, 1969; Galliou et al., 2009; Le Pennec, 2009	South Brittany	-3.1391	47.5385	paleosoil with archaeological remains	archaeological data	2400	2006	1st	below	67	Iron age
AS190	Portivy/Ke rhostin	Saint-Pierre-Quiberon	André, 1957; Le Pennec, 2009; Merlat, 1959	South Brittany	-3.1410	47.5356	humic horizon with the remains of buildings	archaeological data	2400	1474	1st	interstrati	67	Iron age/Roman Period
AS191	Beg-Port-Blanc	Saint-Pierre-Quiberon	Gouezin, 2007; Le Pennec, 2009; Le Rouzic, 1902a	South Brittany	-3.1505	47.5241	megalithic tomb	archaeological data	6550	3900	1st	below	68	Neolithic

Site ID	Site name	Locality	References	Location	long. (WGS84)	lat. (WGS84)	Type de site	dated from	Max cal BP	Min cal BP	accuracy level for chronological attributions	Stratigraphical position (below, interbedded, above)	Coastal dune ID	Cultural period
AS192	Kergroix I	Saint-Pierre-Quiberon	Bernier, 1970, 1969; Bousquet, 1969; Galliou et al., 2009	South Brittany	-3.1469	47.5141	burial/habitat	archaeological data	2400	2006	2nd	interstrati	68	Iron age
AS193	Kergroix II	Saint-Pierre-Quiberon	Bardel, 1973; Chapuy, 1973; Galliou et al., 2009; Le Penec, 2009; Sanquer, 1975	South Brittany	-3.1453	47.5190	habitat	archaeological data	2006	1850	2nd	interstrati	68	Roman period
AS194	Kergroix III	Saint-Pierre-Quiberon	Le Penec, 2009	South Brittany	-3.1449	47.5148	paleosol with archaeological remains	archaeological data	6550	4850	1st	below	68	Neolithic
AS195	Manné Beker Noz	Saint-Pierre-Quiberon	Briard, 1984; De Closmadeuc, 1892, 1865; Le Penec, 2009; Le Rouzic, 1902b	South Brittany	-3.1404	47.5130	stone cist	archaeological data	4100	3550	2nd	below	68	Bronze Age
AS196	Port-Blanc	Saint-Pierre-Quiberon	Le Penec, 2009; Schulting, 2005	South Brittany	-3.1558	47.5239	megalithic tomb/passage grave	archaeological data and C14	5923	4581	2nd	below	68	Neolithic
AS197	Runaron	Saint-Pierre-Quiberon	Bernier, 1968; Le Penec, 2009	South Brittany	-3.1473	47.5251	remains of buildings	archaeological data	2750	2006	1st	interstrati	68	Iron age
AS198	Petit Rohu I	Saint-Pierre-Quiberon	Cassen et al., 2010	South Brittany	-3.1185	47.5038	deposit of polished axeheads	archaeological data	6550	5750	2nd	Intertidal zone	69	Neolithic
AS199	Petit Rohu II	Saint-Pierre-Quiberon	Cassen et al., 2010	South Brittany	-3.1184	47.5029	standing stone	archaeological data	6850	4100	1st	Intertidal zone	69	Neolithic
AS200	Kerné I	Quiberon	Coppens, 1964; Le Rouzic, 1934; Rollando, 1973	South Brittany	-3.1400	47.4929	burial/habitat	archaeological data	2400	2006	2nd	interstrati	70	Iron age
AS201	Kerné II	Quiberon	Le Rouzic, 1934	South Brittany	-3.1400	47.4929	paleosol with archaeological remains	archaeological data	4850	3550	1st	below	70	Neolithic/Bronze Age
AS202	Beg er Vil	Quiberon	Briard, 1984; De Closmadeuc, 1886, 1868; Le Rouzic, 1965a; Patterson et al., 2021	South Brittany	-3.1090	47.4741	stone cist	archaeological data and C14	4100	3550	2nd	below	71	Bronze age
AS203	Conguel I	Quiberon	Gaillard, 1892a; L'Helgouach, 1962	South Brittany	-3.0966	47.4737	megalithic tomb/passage grave	archaeological data	6550	3900	2nd	below	71	Neolithic

Site ID	Site name	Locality	References	Location	long. (WGS84)	lat. (WGS84)	Type de site	dated from	Max cal BP	Min cal BP	accuracy level for chronological attributions	Stratigraphical position (below, interbedded, above)	Coastal dune ID	Cultural period
AS204	Conguel II	Quiberon	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	South Brittany	-3.0880	47.4707	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	71	Modern and contemporary period
AS205	Conguel III	Quiberon	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	South Brittany	-3.0879	47.4705	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	71	Modern and contemporary period
AS206	Conguel IV	Quiberon	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	South Brittany	-3.0848	47.4703	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	71	Modern and contemporary period
AS207	Conguel V	Quiberon	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	South Brittany	-3.0845	47.4701	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	71	Modern and contemporary period
AS208	Goulvars I	Quiberon	Robic, 1987	South Brittany	-3.0989	47.4754	several buildings	archaeological data	2006	1474	1st	below	71	Roman period
AS209	Goulvars II	Quiberon	Hyvert, 1987, 1986, 1985	South Brittany	-3.0981	47.4749	remains of buildings	archaeological data	2060	2006	2nd	interstrati	71	Iron age
AS210	Roc'h Priol	Quiberon	Gaillard, 1892b	South Brittany	-3.1110	47.4821	standing stone	archaeological data	6850	4100	1st	below	71	Neolithic
AS211	Légenèse	Carnac	Blanchet, 2000; Le Cloirec, 1997; Le Rouzic, 1910	South Brittany	-3.0827	47.5673	villa maritima, thermae	archaeological data	2006	1474	1st	interstrati	72	Roman period
AS212	Island of Chevaux I	Houat Island	Bernier, 1989, 1964; Giot, 1965b	South Brittany	-2.9713	47.3574	paleosol with archaeological remains	archaeological data and C14	6199	4649	2nd	below	73	Neolithic
AS213	Island of Chevaux II	Houat Island	Bernier, 1964	South Brittany	-2.9713	47.3574	coals layer with archaeological remains	archaeological data	2400	1474	1st	interstrati	73	Iron age/Roman Period
AS214	Port Blanc	Hoëdic Island	Daire et al., 2006; Large, 2002	South Brittany	-2.8870	47.3401	sea salt production/habitat	archaeological data	2050	2006	2nd	below	74	Iron age
AS215	Groah Denn	Hoëdic Island	Large, 2002; Large et al., 2014, 2011	South Brittany	-2.8797	47.3428	group of standing stones/inhumation	archaeological data and C14	8029	3716	2nd	below	75	Mesolithic/Neolithic/Bronze age
AS216	Le Douet I	Hoëdic Island	Large, 2002; Large et al., 2006; Large 2014	South Brittany	-2.8783	47.3432	group of standing stones/knapping spot	archaeological data	6663	4850	2nd	below	75	Neolithic

Site ID	Site name	Locality	References	Location	long. (WGS84)	lat. (WGS84)	Type de site	dated from	Max cal BP	Min cal BP	accuracy level for chronological attributions	Stratigraphical position (below, interbedded, above)	Coastal dune ID	Cultural period
AS217	Le Douet II	Hoëdic Island	Large, 2002; Large et al., 2006; Large 2014	South Brittany	-2.8783	47.3432	knapping spot	archaeological data	5750	3550	1nd	interstrati	75	Neolithic/Bronze Age
AS218	Hoedic I	Hoëdic Island	http://kartenn.region-bretagne.fr/patrimoine/	South Brittany	-2.8677	47.3370	kelp kiln	historical data	121	0	2nd	above	76	Modern and contemporary period
AS219	Stefland	Hoëdic Island	Daire et al., 2015; Large, 2002	South Brittany	-2.8696	47.3364	sea salt production/habitat	archaeological data	2100	2006	2nd	below	76	Iron age
AS220	Kerjouanno	Arzon	Barracand, 2012; Giot, 1973c, 1971; Giot et al., 1998	South Brittany	-2.8792	47.5355	paleosol with archaeological remains	archaeological data and C14	10950	6850	2nd	below	77	Mesolithic
AS221	Roaliguen	Sarzeau	Coppens, 1954; Mazères, 1932	South Brittany	-2.7917	47.4892	sea salt production	archaeological data	2750	2006	1st	below	78	Iron age

Annexe 2 : Sedimentological data used in this study (Chapitre II).

site ID	Site name	Locality	References	Location	long. (WGS84)	lat. (WGS84)	Age (2 sigma)		Coastal dune ID	Cultural period
							Max cal BP	Min cal BP		
IP001	Jugan	Santec	Le Goff and Roue, 1999; Morzadec-Kerfourn, 1974	North-West Brittany	-4.0352	48.7135	2720	2116	16	Iron age
IP002	Lividic IV	Plounéour-Trez	Morzadec-Kerfourn, 1969	North-West Brittany	-4.3105	48.6686	1516	1072	24	Middle Ages
IP003	Chardons Bleu	Brignogan-Plage	Morzadec-Kerfourn, 1974	North-West Brittany	-4.3345	48.6760	5993	5472	26	Neolithic
IP004	Curnic A	Guissény	Goslin, 2014	North-West Brittany	-4.4493	48.6387	4790	4416	30	Neolithic
IP005	Curnic B	Guissény	Goslin, 2014	North-West Brittany	-4.4518	48.6405	6957	6787	30	Neolithic
IP006	Tariec	Landéda	Goslin, 2014	North-West Brittany	-4.6200	48.6039	6937	6747	32	Neolithic
IP007	Treompan	Ploudalmezeau	Morzadec-Kerfourn, 1974	West Brittany	-4.6874	48.5753	6940	6291	34	Neolithic
IP008	Gwen Trez A	Landunvez	Morzadec-Kerfourn, 1974	West Brittany	-4.7604	48.5259	2413	1873	36	Iron age
IP009	Gwen Trez B	Landunvez	Morzadec-Kerfourn, 1974	West Brittany	-4.7607	48.5262	4524	4297	36	Neolithic
IP010	Porz Tévigé	Plouarzel	Morzadec-Kerfourn, 1974	West Brittany	-4.7892	48.4251	4400	3640	38	Neolithic
IP011	Ty an Ker	Ploéven	Le Roux, 1981; Marguerie, 1992; Peuziat, 1979	West Brittany	-4.2722	48.1473	5256	1716	44	Neolithic to Roman period
IP012	Kerminihy	Erdeven	Visset and Bernard, 2006	South Brittany	-3.2041	47.6343	2755	2371	65	Iron age

Annexe 3 : Radiocarbon dates used in this study (Chapitre II).

Archaeological and sedimentological site ID	lab. code	14C age	±	Age (2 sigma)			material dated	references
				min cal BP	max cal BP	med cal BP		
AS112	UBA-20256	5895	30	6790	6655	6711	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	Lyon-11063	5870	35	6787	6566	6695	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	UBA-16238	5742	25	6632	6451	6537	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	UBA-20253	5701	32	6621	6400	6479	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	Lyon-11066	4275	30	4954	4730	4846	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	Lyon-7742	3995	30	4526	4411	4475	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	UBA-20257	3795	26	4286	4088	4180	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	UBA-16241	3743	25	4225	3986	4101	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	Lyon-2523(Poz)	3745	40	4236	3981	4102	Bones	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	UBA-20255	3725	32	4222	3976	4067	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	UBA-10604	3709	29	4149	3933	4041	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	UBA-16239	3685	25	4142	3926	4032	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	UBA-16244	3668	25	4087	3909	4003	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	Lyon-7740	3670	30	4090	3900	4006	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	UBA-20249	3674	32	4140	3901	4013	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	Lyon-2480(Poz)	3705	50	4230	3896	4043	Bones	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	UBA-10602	3615	20	3980	3849	3923	Bones	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	UBA-20254	3628	27	4075	3847	3939	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	UBA-16246	3619	24	4061	3845	3927	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	Lyon-11065	3625	30	4076	3843	3936	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	Lyon-11064	3630	35	4082	3841	3943	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	Lyon-7739	3600	30	4060	3831	3906	Organic residue on pottery	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	UBA-10601	3573	19	3963	3779	3871	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	UBA-12762	3581	29	3976	3775	3882	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	UBA-16242	3576	29	3975	3729	3876	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	UBA-20250	3572	27	3971	3730	3872	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019

Archaeological and sedimentological site ID	lab. code	14C age	±	Age (2 sigma)			material dated	references
				min cal BP	max cal BP	med cal BP		
AS112	UBA-20251	3575	30	3975	3728	3875	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	UBA-20252	3535	28	3900	3700	3805	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	UBA-12761	3519	24	3875	3700	3779	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	UBA-16243	3544	37	3963	3700	3833	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	Lyon-7738	3465	30	3833	3640	3742	Organic residue on pottery	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	UBA-106000	3448	19	3825	3637	3707	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	UBA-16245	3446	44	3831	3579	3706	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	Lyon-3529(GrA)	3315	30	3625	3455	3526	Wood	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	UBA-6925	3177	35	3459	3275	3402	Charcoal	Pailler and Nicolas, 2019
AS112	Lyon-3530(GrA)	3135	30	3446	3251	3361	Bones	Pailler and Nicolas, 2019
AS113	UBA-10603	177	20	290	...	185	Bones	Pailler and Nicolas, 2019
AS116	BENI-200	3840	30	4404	4150	4246	Wood Charcoal	Cudennec, 2019
AS117	BENI-201b	3678	30	4140	3908	4022	sheep tooth	Cudennec, 2019
AS118	BENI-202	1270	30	1286	1123	1221	sheep bone fragment	Cudennec, 2019
AS115	Beta-334798	1320	30	1298	1176	1248	Bones	Yésou and Jaouen, 2014
AS144	Gif-3584	1630	90	1708	1349	1512	Bones	Giot, Monnier, 1977
AS144	Gif-3795	1400	90	1518	1122	1309	Bones	Giot, Monnier, 1977
AS144	Gif 3745	1300	90	1359	979	1207	Charcoal	Giot, Monnier, 1977
AS144	Gif 4071	1310	90	1373	999	1214	Charcoal	Giot, Monnier, 1977
AS145	Gif-2681	980	90	1065	691	873	Bones	Giot, Monnier, 1977
AS146	Gif-2296	970	90	1059	692	865	Bones	Giot, Monnier, 1977
AS173	Gif-1964	880	100	972	652	801	?	Bertrand and Lucas, 1975
AS173	Gif-1965	840	100	956	567	769	?	Bertrand and Lucas, 1975
AS174	Gif-329	3860	200	4837	3724	4279	Charcoal	Delibrias et al., 1970
AS174	Gif-768	4100	140	4965	4159	4613	Charcoal	Delibrias et al., 1970
AS174	Gif-769	3470	120	4083	3453	3740	Charcoal	Delibrias et al., 1970
AS174	Gif-1148	4430	120	5459	4726	5073	Charcoal	Delibrias et al., 1970

Archaeological and sedimentological site ID	lab. code	14C age	±	Age (2 sigma)			material dated	references
				min cal BP	max cal BP	med cal BP		
AS176	SUERC-33969	3515	35	3888	3692	3779	Bones	Nicolas et al., 2015
AS196	OxA-10615	5070	50	5922	5661	5813	Bones	Schulting, 2005
AS196	OxA-10936	5050	40	5907	5662	5812	Bones	Schulting, 2005
AS196	OxA-10699	4200	45	4850	4580	4727	Bones	Schulting, 2005
AS202	PSUAMS-9422	3460	25	3830	3640	3728	Human bone	Patterson et al., 2021
AS212	Sa	4740	300	6198	4648	5431	Charcoal	Giot, 1965b
AS215	LTL-13459A	7855	65	8983	8465	8673	Charcoal	Large et al., 2014
AS215	Lyon-9908	7170	35	8028	7881	7983	Charcoal	Large et al., 2014
AS215	LTL-13466A	6929	45	7917	7672	7756	Charcoal	Large et al., 2014
AS215	LTL-13467A	6866	45	7826	7608	7698	Charcoal	Large et al., 2014
AS215	Lyon-9909	6845	30	7749	7606	7673	Charcoal	Large et al., 2014
AS215	Lyon-8592	6685	40	7655	7434	7543	Charcoal	Large et al., 2014
AS215	Lyon-8591	6680	50	7659	7432	7541	Charcoal	Large et al., 2014
AS215	Lyon-8590	6595	40	7569	7427	7488	Charcoal	Large et al., 2014
AS215	Lyon-9906	6490	35	7474	7319	7373	Charcoal	Large et al., 2014
AS215	Ly-15869	6425	35	7423	7276	7355	Charcoal	Large et al., 2014
AS215	Lyon-9907	6355	35	7419	7166	7279	Charcoal	Large et al., 2014
AS215	LTL-13462A	6326	45	7416	7160	7247	Charcoal	Large et al., 2014
AS215	LTL-13463A	6276	45	7306	7020	7206	Charcoal	Large et al., 2014
AS215	LTL-13460A	6116	45	7160	6860	6995	Charcoal	Large et al., 2014
AS215	LTL-13465A	5819	45	6735	6499	6624	Charcoal	Large et al., 2014
AS215	LTL-13461A	5770	45	6670	6446	6570	Charcoal	Large et al., 2014
AS215	LTL-13464A	5750	45	6661	6412	6548	Charcoal	Large et al., 2014
AS215	Ly-15817	5630	40	6167	5713	6405	Shell	Large et al., 2014
AS215	Ly-15819	5600	35	6122	5667	6364	Shell	Large et al., 2014
AS215	Ly-15818	5550	35	6049	5605	6344	Shell	Large et al., 2014
AS215	AD73	3530	25	3893	3715	3789	Bones	Large et al., 2014
AS216	Ly-4017	5765	35	6662	6455	6566	Charcoal	Large, 2014

Archaeological and sedimentological site ID	lab. code	14C age	±	Age (2 sigma)			material dated	references
				min cal BP	max cal BP	med cal BP		
AS220	GIF 2473	2570	95	2848	2363	2623	Charcoal	Giot, 1973c
AS058	Gif 711	4170	140	5265	4291	4691	Charcoal	Briard et al., 1970
AS058	Gif 710	3390	120	3965	3379	3643	Charcoal	Briard et al., 1970
AS066	FG 75	4977	145	6166	5327	5728	Peat	Giot, 1961b
AS073	GNR 1966	5340	60	6280	5949	6122	Charcoal	Giot et al., 1965
AS073	GsY 47A	4525	140	5573	4849	5171	Charcoal	Giot et al., 1965
AS073	GsY 47A bis	4675	130	5657	4972	5384	Charcoal	Giot et al., 1965
AS073	GsY 47B	5980	145	7242	6488	6831	Charcoal	Giot et al., 1965
AS073	GsY 47C	3220	110	3811	3167	3442	Charcoal	Giot et al., 1965
AS073	GsY 158	3175	160	3825	2963	3384	Charcoal	Giot et al., 1965
AS073	GsY 160	2750	150	3331	2470	2889	Charcoal	Giot et al., 1965
IP001	Gif-818	2330	105	2720	2116	2376	Peat	Morzadec-Kerfourn, 1974
IP010	Gif -714	3660	115	4400	3649	3996	Wood	Morzadec-Kerfourn, 1974
IP011	Gif 7615	4260	90	5256	4523	4814	Peat	Marguerie 1992
IP011	Gif 7522	3460	70	3904	3493	3723	Peat	Marguerie 1992
IP011	Gif 7521	1930	60	1992	1716	1850	Peat	Marguerie 1992
IP012	A10101	2535	65	2757	2371	2594	Peat	Visset and Bernard, 2006
IP002	Gif 1300	1390	100	1516	1072	1297	Bulk	Morzadec-Kerfourn, 1974
IP003	Gif 75	4980	120	5993	5472	5729	Peat	Morzadec-Kerfourn, 1974
IP004	UBA-15461	4039	38	4790	4416	4504	Peat	Goslin, 2014
IP005	UBA-15460	6033	29	6957	6787	6876	Peat	Goslin, 2014
IP006	UBA-15458	6001	28	6937	6747	6838	Peat	Goslin, 2014; Goslin et al., 2013
IP007	Gif-766	5770	150	6940	6291	6581	Peat	Morzadec-Kerfourn, 1974
IP008	Gif-817	2180	105	2413	1873	2170	Peat	Morzadec-Kerfourn, 1974
IP009	Gif-816	3970	35	4524	4297	4440	Peat	Morzadec-Kerfourn, 1974

Annexe 4 : Bibliography of the the Geoarchaeological Database (Chapitre II)

- Amoureux, P., Clement, J.-H., 1991. L'implantation humaine de la Protohistoire au Haut Moyen-âge dans le Penthièvre littoral. *Revue archéologique de l'Ouest*, Supplément n°4, 93–116.
- Amoureux, P., Clement, J.-H., Guernion, A., 2002. Notes Archéologiques sur Penthièvre Littoral. Les Dossiers du Centre Régional d'Archéologie d'Alet, Supplément n°Y, 29–32.
- André, J., 1957. Procès-Verbaux. Nouveaux vestiges archéologiques. *Bulletin de la Société polymathique du Morbihan*, 15.
- Bardel, J.-P., 1973. Saint-Pierre-Quiberon (56). Habitat de Kergroix. Rapport de sauvetage urgent (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Ballan, M., 1977. Cléden-Cap-Sizun (29). Baie des Trépassés (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Barracand, G., 2012. Le Mésolithique du Morbihan intérieur : bilan documentaire et problématique. *Revue archéologique de l'Ouest* 29, 25–50. <https://doi.org/10.4000/rao.1760>
- Bénard Le Pontois, Ch., Favret, Boisselier, G., 1919. Importance archéologique de la région de la presqu'île de la Torche. *Bulletin de la Société archéologique du Finistère XLVI*, 172–192.
- Bénard Le Pontois, Favert, Boisselier, G., Monod, Th., 1921. Deuxième campagne de fouilles dans la région de la Torche et les Iles Glénans. *Bulletin de la Société archéologique du Finistère XLVIII*, 23–48.
- Bénard Le Pontois, Chabal, G., 1929. Le Finistère préhistorique, Publications de l'Institut International d'Anthropologie. Librairie Emile Nourry, Paris.
- Bernier, G., 1964. Procès-Verbaux : Notes d'archéologie. *Bulletin de la Société polymathique du Morbihan*, 28–29.
- Bernier, G., 1966. Saint-Pierre-Quiberon (56), Kerhostin, Poulladen Keriaker. Rapport de fouille programmée (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Bernier, G., 1969. Un nouvel habitat gaulois dans la dune à Kergroix Saint-Pierre Quiberon (Morbihan). *Annales de Bretagne* 76, 149–152. <https://doi.org/10.3406/abpo.1969.2507>
- Bernier, G., 1971. L'habitat gallo-romain de Keriaker, commune de Saint-Pierre-Quiberon. *Annales de Bretagne* 78, n°1, 249–256. <https://doi.org/10.3406/abpo.1971.2613>
- Bernier, G., 1970. Procès-Verbaux : Notules archéologiques, habitat gaulois de la Sablière de Kergroix. *Bulletin de la Société polymathique du Morbihan*, 15–16.
- Bernier, G., 1989. L'intérêt pour l'archéologie des petites îles du Mor Braz morbihannais. *Bulletin A.M.A.R.A.I.*, 26–28.
- Bertrand, R., 1970. La poterie onctueuse du village médiéval de Pen er Malo. *Travaux de Société Lorientaise d'Archéologie*, 22–23.
- Bertrand, R., 1971. Un habitat rustique du XIIe siècle à Pen er Malo en Guidel. *Travaux de Société Lorientaise d'Archéologie*, 20–22.
- Bertrand, R., 1972. Le site médiéval de Pen er Malo en Guidel. Le bâtiment A : étude du matériel. *Travaux de Société Lorientaise d'Archéologie*, 15–17.
- Bertrand, R., Lucas, F., 1975. Un village côtier du XIIe siècle en Bretagne : Pen-er-Malo (Morbihan). *Archéologie Médiévale* V, 73–101. <https://doi.org/10.3406/arcme.1975.1282>
- Bizien-Jaglin, C., 1995. Prospection-inventaire, arrondissements de Dinan, Saint-Brieuc, Fougères, Saint-Malo (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.

Bizien-Jaglin, C., 1999. Rapport de prospection-inventaire (22 et 35). Nord de la Haute-Bretagne (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.

Bizien-Jaglin, C., 2000. Prospection-inventaire, Nord de la Haute-Bretagne, arrondissements de Dinan (22), Saint-Brieuc (22), Fougères (35), Saint-Malo (35) (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.

Bizien-Jaglin, C., 2001. Prospection-inventaire, Nord de la Haute-Bretagne, arrondissements de Dinan (22), Saint-Brieuc (22) (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.

Bizien-Jaglin, C., 2008. Prospection-inventaire, Nord de la Haute-Bretagne, arrondissements de Dinan (22), Saint-Brieuc (22) (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.

Bizien-Jaglin, C., Galliou, P., Kerebel, H., 2002. Carte archéologique de la Gaule: Côtes-d'Armor (22), Carte archéologique de la Gaule, 22. Académie des Inscriptions et Belles-Lettres, Paris.

Blanchet, S., 2000. Inventaire du patrimoine archéologique de la commune de Carnac (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.

Blanchet, S., 2003. Erdeven (56), "ZAC de Kerhillio" (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.

Boisselier Georges, A.L., 1940. La Nécropole de Tréguennec en Plonéour-Lanvern (Finistère). Bulletin de la Société préhistorique de France 37, n°1-2, 29–35.

Bousquet, J., 1969. Bretagne et Pays de la Loire. Gallia 27, 241–258.

Bousquet, J., Giot, P.-R., 1961. Circonscription de Rennes. Gallia 19, 345–353.

Bouvet, J.-P., Daire, M.-Y., Bihan, J.-P.L., Nillesse, O., Tiec, A.V.-L., Batt, M., Bizien-Jaglin, C., 2003. La France de l'Ouest (Bretagne, Pays de la Loire). Cultes et sanctuaires en France à l'âge du Fer. Gallia 60, 75–105.

Bradel, J.-P., 1973. Fréhel (22). Sables d'Or les Pins. Rapport de fouille préventive (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes

Bradel, J.-P., 1979. Ploemeur (56). Fort Bloqué. Rapport de sauvetage urgent (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.

Briard, J., 1984. Les Tumulus d'Armorique, L'âge du bronze en France. Picard, Paris.

Briard, J., Guerin, C., Morzadec-Kerfourn, M.-T., Plusquellec, Y., 1970. Le site de Porsguen en Plouescat (Finistère nord). Faune, flore, archéologie. Bulletin de la Société géologique et minéralogique de Bretagne 2, 45–60.

Briard, J., Gueguen, M., Le Roux, C.-T., 1989. L'Age du bronze aux îles Glénan, Fouesnant, Finistère. Bulletin A.M.A.R.A.I., 47–54.

Cassen, S., Boujot, C., Errera, M., Menier, D., Pailler, Y., Pétrequin, P., Marguerie, D., Veyrat, E., Vigier, E., Poirier, S., Dagneau, C., Degez, D., Lorho, T., Neveu-Derotrie, H., Obeltz, C., Scalliet, F., Sparfel, Y., 2010. Un dépôt sous-marin de lames polies néolithiques en jadéite et sillimanite, et un ouvrage de stèles submergé sur la plage dite du Petit Rohu près Saint-Pierre-Quiberon (Morbihan). Bulletin de la Société préhistorique française 107, 53–84. <https://doi.org/10.3406/bspf.2010.13910>

Chapuy, G., 1973a. Erdeven (56), Kerminihy. Carrières de sable (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.

Chapuy, G., 1973b. Saint-Pierre-Quiberon (56), habitat de Kergroix. Rapport de sauvetage urgent (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.

- Chapuy, G., 1975. Les petits ateliers de taille de la carrière de Kerminihy. *Travaux de Société Lorientaise d'Archéologie* 6–8.
- Chapuy, G., 1976. Erdeven (56), Kerminihy. Rapport de sondage (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Clément, M., 1979. Erdeven (56), Kerhillio. Rapport de sauvetage urgent (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Clément, M., 1985. Informations Archéologiques. Circonscription de Bretagne. *Gallia* 43, n°2, 281–295.
- Coppens, Y., 1954. Inventaire des stations d'augets morbihannaises. *Annales de Bretagne* 61, 295–305. <https://doi.org/10.3406/abpo.1954.1964>
- Coppens, Y., 1964. Procès-Verbaux : De l'Australopithèque du Sahara au Pelle-Tool du Morbihan. *Bulletin de la Société polymathique du Morbihan*, 5–7.
- Cudennec, J.-F., 2019. Les coquilles de *Patella* sp. issues d'amas coquilliers anthropiques, archives culturelles et environnementales des environnements côtiers (Doctoral thesis). Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Daire, M.-Y., 1989. Les îles et le littoral de Bretagne (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Daire, M.-Y., 1990. Un nouvel atelier de bouilleur de sel à Landrellec en Pleumeur-Bodou (Côtes d'Armor). *Revue archéologique de l'Ouest* 57–71.
- Daire, M.-Y., 2016. Sondages, suivi et études archéologiques du site de l'île du Bec Lampaul-Ploudalmézeau (Finistère) (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Daire, M.-Y., Le Brozec, 1991. L'Atelier de Bouilleur de sel de Landrellec en Pleumeur-Bodou (Côtes-d'Armor). *Bulletin A.M.A.R.A.I.*, 47–52.
- Daire, M.-Y., Lopez-Romero, E., 2008. Des sites archéologiques en danger sur le littoral et les îles de Bretagne. *Bulletin A.M.A.R.A.I.*, 91–104.
- Daire, M.-Y., Villard, A., Le Goff, E., Hinguant, S., 1996. Les stèles de l'Age du Fer à décors géométriques et curvilignes. Etat de la question dans l'Ouest armoricain. *Revue archéologique de l'ouest* 13, 123–156. <https://doi.org/10.3406/rao.1996.1044>
- Daire, M.-Y., Baurdry, A., Quesnel, L., 2006. Le site gaulois de Port-Blanc à Hoëdic (Morbihan). La campagne de fouille de 2005, premiers résultats. *Bulletin A.M.A.R.A.I.*, 69–86.
- Daire, M.-Y., Olmos, P., Langouët, L., Mougne, C., Dupont, C., Bernard, V., Quesnel, L., 2015. Sondages, suivi et études archéologiques du Site de Sterflant, Ile d'Hoedic (Morbihan) (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Daré, S., Dufay-Garel, Y., 2014. Autour du golfe du Morbihan, Landes de Lanvaux et sud de la vallée de la Vilaine (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- De Closmadeuc, G., 1865. Tombeau découvert au Manné-Beker-Noz, Quiberon. *Bulletin de la Société polymathique du Morbihan*, 39–46.
- De Closmadeuc, G., 1868. Découverte de sept tombeaux en pierre à Quiberon. *Bulletin de la Société polymathique du Morbihan*, 9–15.
- De Closmadeuc, G., 1886. Découverte de stone-cists à Bec-er-Vill (Quiberon). *Bulletin de la Société polymathique du Morbihan*, 3–17.

De Closmadeuc, G., 1892. Fouilles et découverts récents de coffres de pierre à Quiberon. *Bulletin de la Société polymathique du Morbihan*, 123–128.

Delibrias, G., Guillier, M.T., Labeyrie, J., 1970. GIF Natural Radiocarbon Measurements V. *Radiocarbon* 12, 421–443. <https://doi.org/10.1017/S0033822200008171>

Dornien, A., 1980. Un vase à cuire mis au jour à Saint-Guevroc-en-Tréfléz. *Archéologie en Bretagne*, 49–52.

Du Chatellier, P., 1877a. Exploration du cimetière gaulois de Kerviltré en St.-Jean-Trolimon (Finistère). *Bulletin de la Société d'émulation des Côtes du Nord*, 251–266.

Du Chatellier, P., 1877b. Oppidum de Tronoën en Saint-Jean-Trolimon. *Bulletin monumental* V, 329–341.

Du Chatellier, P., 1881. Fouilles aux pieds des Menhirs du canton de Pont-L'Abbé (Finistère). *Matériaux pour l'histoire primitive et naturelle de l'homme*, 49–71.

Du Chatellier, P., 1882. Oppidum de Tronoën. *Congrès archéologique de France, séances générales tenues à Vannes en 1881*, 148–158.

Du Chatellier, P., 1886. Nouvelles archéologiques et correspondance. *Revue archéologique* VIII, 247–249.

Du Chatellier, P., 1898. Quelques monuments de la commune de Plouescat (Finistère). *Bulletin de la Société archéologique du Finistère*, 214–218.

Du Chatellier, P., 1899. Exploration du dolmen de Kervéret en Plomeur (Finistère). *L'Anthropologie* X, 424–429.

Duigou, S., Le Boulanger, J.-M., 2002. *Histoire du Pays bigouden*. Editions Palantines, Plomelin.

Duval, A., 1990. Quelques aspects du mobilier métallique en fer anciennement recueilli à Tronoën, en Saint-Jean-Trolimon (Finistère). *Revue archéologique de l'Ouest. Supplément n°3*, 23–45.

Eveillard, J.-Y., 2013. Notices d'archéologie finistérienne. Plougonvelin, plage du Trez-Hir. *Bulletin de la Société archéologique du Finistère* CXLI, 183–184.

Eveillard, J.-Y., 2014. Notices d'archéologie finistérienne. Plougonvelin, plage du Trez-Hir. *Bulletin de la Société archéologique du Finistère* CXLII, 17–19.

Favret, Bénard, Ch., 1924. Les nécropoles du Finistère. Fouilles du groupe finistérien d'études préhistoriques (1919-1923). *Revue archéologique*, 179–194.

Favret, Bénard, Ch., Monot, G., 1923. Quatrième campagne de fouilles préhistoriques dans le Finistère. *Bulletin de la Société archéologique du Finistère* 50, 83–97.

Gaillard, F., 1884. Une série d'exploration à Plouhinec, 20 mars 1884. *Bulletins de la Société d'anthropologie de Paris* 7, 348–351.

Gaillard, F., 1892a. Le dolmen de la Pointe de Conguel à Quiberon. *Bulletins de la Société d'anthropologie de Paris* IV, n°3, 37–48. <https://doi.org/10.3406/bmsap.1892.3472>

Gaillard, F., 1892b. Le menhir et Le dolmen de Roc'h Priol. *Bulletins de la Société d'anthropologie de Paris* IV, n°3, 71–73. <https://doi.org/10.3406/bmsap.1892.3481>

Galliou, P., 2006. Notices d'archéologie finistérienne (année 2006). Saint-Jean-Trolimon, Tronoën. *Bulletin de la Société archéologique du Finistère* CXXXV, 24–26.

Galliou, P., 2011. Trois fibules antiques de Tronoën à Saint-Jean-Trolimon (Finistère). *Bulletin de la Société archéologique du Finistère* CXXXIX, 181–186.

- Galliou, P., Phillipe, E., 2010. Carte archéologique de la Gaule: le Finistère (29), 2ème éd. rev. et aug. ed, Carte Archéologique de la Gaule, 29. Académie des Inscriptions et Belles-Lettres, Paris.
- Galliou, P., Provost, M., 1989. Carte archéologique de la Gaule: le Finistère (29), Carte archéologique de la Gaule. Académie des Inscriptions et Belles-Lettres, Paris.
- Galliou, P., Daré, S., Provost, M., Naas, P., Gautier, M., Triste, A., 2009. Carte archéologique de la Gaule: le Morbihan (56), Carte Archéologique de la Gaule. Académie des Inscriptions et Belles-Lettres, Paris.
- Giot, P.-R., 1952. Un pic en bois de cerf à Pléneuf (Côtes-du-Nord). Bulletin de la Société préhistorique de France 49, 522–524.
- Giot, P.-R., 1956. IVe Circonscription. Gallia 14, 187–197.
- Giot, P.-R., 1958a. Circonscription de Rennes. Gallia préhistoire 1, 122–133.
- Giot, P.-R., 1958b. Glanes préhistoriques et protohistoriques finistériennes. Bulletin de la Société archéologique du Finistère LXXXIV, 198–206.
- Giot, P.-R., 1960. Circonscription de Bretagne. Gallia préhistoire 3, 157–169.
- Giot, P.-R., 1961a. Chronique de préhistoire et de protohistoire finistériennes. Bulletin de la Société archéologique du Finistère, 103–117.
- Giot, P.-R., 1961b. Chronique des datations radiocarbone armoricaines. Annales de Bretagne 68, 21–24. <https://doi.org/10.3406/abpo.1961.2118>
- Giot, P.-R., 1962. Circonscription de Rennes. Gallia préhistoire 5, 187–201.
- Giot, P.-R., 1963. Chronique de préhistoire et de protohistoire finistériennes pour 1963. Bulletin de la Société archéologique du Finistère, 1–9.
- Giot, P.-R., 1964. Chronique de la Préhistoire et de la Protohistoire finistériennes pour 1964. Bulletin de la Société archéologique du Finistère XC, 276–288.
- Giot, P.-R., 1965a. Chronique de la Préhistoire et de la Protohistoire finistériennes pour 1965. Bulletin de la Société archéologique du Finistère XCI, 3–14.
- Giot, P.-R., 1965b. Chronique des datations radiocarbone armoricaines. Annales de Bretagne 72, 133–147. <https://doi.org/10.3406/abpo.1965.2251>
- Giot, P.-R., 1965c. Circonscription de Rennes. Gallia préhistoire 8, 33–50.
- Giot, P.-R., 1966. Chronique de la Préhistoire et de la Protohistoire finistériennes pour 1966. Bulletin de la Société archéologique du Finistère XCII, 3–16.
- Giot, P.-R., 1967a. Bretagne et Pays de la Loire. Gallia préhistoire 10, 333–364.
- Giot, P.-R., 1967b. Chronique de préhistoire et de protohistoire finistériennes pour 1967. Bulletin de la Société archéologique du Finistère 3–25.
- Giot, P.-R., 1968. Chronique de préhistoire et de protohistoire finistériennes pour 1968. Bulletin de la Société archéologique du Finistère 3–18.
- Giot, P.-R., 1969. Bretagne et Pays de la Loire. Gallia préhistoire 439–463.
- Giot, P.-R., 1970a. Chronique de préhistoire et de protohistoire finistériennes pour 1970. Bulletin de la Société archéologique du Finistère 9–24.
- Giot, P.-R., 1970b. De l'antiquité des talus et des dunes armoricaines. Penn ar Bed 249–256.
- Giot, P.-R., 1971. Circonscription de Bretagne. Gallia préhistoire 14, 339–361.

Giot, P.-R., 1972. Chronique de préhistoire et de protohistoire finistériennes pour 1972. Bulletin de la Société archéologique du Finistère, 9–19.

Giot, P.-R., 1973a. Armoriciens et Bretons. Perspectives nouvelles sur les Bretons. Annales de Bretagne 80, 129–136.

Giot, P.-R., 1973b. Chronique de la Préhistoire et de la Protohistoire finistériennes pour 1973. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CI, 9–21.

Giot, P.-R., 1973c. Chronique des datations Radiocarbone armoricaines. Annales de Bretagne 80, 137–142. <https://doi.org/10.3406/abpo.1973.2679>

Giot, P.-R., 1973d. Circonscription de Bretagne. Gallia préhistoire 16, 401–426.

Giot, P.-R., 1973e. Les sites « Protohistoriques » des dunes de Guissény (Finistère). Annales de Bretagne 80, 105–127. <https://doi.org/10.3406/abpo.1973.2677>

Giot, P.-R., 1974. Chronique de la Préhistoire et de la Protohistoire finistériennes pour 1974. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CII, 8–15.

Giot, P.-R., 1975. Chronique de la Préhistoire et de la Protohistoire finistériennes pour 1975. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CIII, 9–17.

Giot, P.-R., 1977. Chronique de la Préhistoire et de la Protohistoire finistériennes pour 1977. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CV, 9–14.

Giot, P.-R., 1978. Chronique de préhistoire et de protohistoire finistériennes pour 1978. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CVI, 9–16.

Giot, P.-R., 1979. Chronique de la préhistoire et de la protohistoire finistériennes pour 1979. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CVII, 9–21.

Giot, P.-R., 1980. Chronique de la préhistoire et de la protohistoire finistériennes pour 1980. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CVIII, 9–15.

Giot, P.-R., 1984. Chronique de la Préhistoire et de la Protohistoire finistériennes pour 1984. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CXII, 9–18.

Giot, P.-R., 1985. Chronique de la Préhistoire et de la Protohistoire finistériennes pour 1985. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CXIII, 9–16.

Giot, P.-R., 1987. Chronique de la Préhistoire et de la Protohistoire finistériennes pour 1987. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CXVI, 9–22.

Giot, P.-R., 1989. Chronique de la Préhistoire et de la Protohistoire finistériennes pour 1989. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CXVIII, 9–22.

Giot, P.-R., 1994. Chronique de préhistoire et de protohistoire finistériennes et des archéosciences pour 1993. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CXXIII, 11–51.

Giot, P.-R., 1995. Chronique de préhistoire et de protohistoire finistériennes et des archéosciences pour 1994. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CXXIV, 11–33.

Giot, P.-R., 1996. Chroniques de préhistoire et de protohistoire finistériennes et des archéosciences pour 1995. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CXXV, 11–39.

Giot, P.-R., 1997. Chroniques de préhistoire et de protohistoire finistériennes et des archéosciences pour 1996. Théodore Monod à Saint-Urnel un jour de septembre 1920. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CXXVI, 26–28.

Giot, P.-R., 2007. La Bretagne des mégalithes, Itinéraires de découvertes. Edition Ouest-France, Rennes.

- Giot, P.-R., Cogné, J., 1951. La nécropole de Saint-Urnel-en-Plomeur (Finistère). Fouilles de 1946-1950. *Gallia* 9, 1–19.
- Giot, P.-R., Marguerie, D., 1994. Les traces d'aménagement et d'agriculture en Armorique. *Penn ar Bed* 44–55.
- Giot, P.-R., Monnier, J.-L., 1973. Plomeur, Cimentière de Saint-Saturnin ou Saint-Urnel, campagne 1973 (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Giot, P.-R., Monnier, J.-L., 1974. Plomeur, Cimentière de Saint-Saturnin ou Saint-Urnel, campagne 1974 (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne.
- Giot, P.-R., Monnier, J.-L., 1975. Plomeur, Cimentière de Saint-Saturnin ou Saint-Urnel, campagne 1975 (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Giot, P.-R., Monnier, J.-L., 1977. Le cimetière des anciens Bretons de Saint-Urnel ou Saint-Saturnin en Plomeur (Finistère). *Gallia* 35, 141–171.
- Giot, P.-R., Briard, J., L'Helgouach, J., 1958a. A propos des affinités hispano-armoricaines à l'âge du Fer. *Annales de Bretagne* 15–26.
- Giot, P.-R., Deunff, J., Briard, J., L'Helgouach, J., 1958b. L'Habitat protohistorique du Moulin-de-la-Rive en Locquirec (Finistère). *Annales de Bretagne* 65, 27–32. <https://doi.org/10.3406/abpo.1958.2043>
- Giot, P.-R., L'Helgouach, J., Briard, J., T. Waterbolk, H., Van Zeist, W., Müller-Wille, M., 1960. Une station du néolithique primaire Armoricaïn : Le Curnic en Guissény (Finistère). *Bulletin de la Société préhistorique française* 57, 38–50. <https://doi.org/10.3406/bspf.1960.3428>
- Giot, P.-R., L'Helgouach, J., Briard, J., Talec, L., Leroux, C.-T., Onnée, Y., Zeist, W.V., 1965. Le site du Curnic en Guissény (Finistère). *Annales de Bretagne* 72, 49–70. <https://doi.org/10.3406/abpo.1965.2245>
- Giot, P.-R., Briard, J., Pape, L., 1979. *Protohistoire de la Bretagne*, Ouest France Université. Ouest-France, Rennes.
- Giot, P.-R., Daire, M.-Y., Querré, G., 1986. Un habitat protohistorique le Moulin de la Rive en Locquirec (29), *Travaux du laboratoire « Anthropologie, Préhistoire, Protohistoire, Quaternaire Armoricaïn »*. CNRS, Rennes.
- Giot, P.-R., Morzadec, H., 1992. Des dolmens à couloir au péril des mers actuelles. *Revue archéologique de l'ouest* 9, 57–66. <https://doi.org/10.3406/rao.1992.979>
- Giot, P.-R., Monnier, J.-L., L'Helgouach, J., 1998. *Préhistoire de la Bretagne*. Editions Ouest-France Université, Rennes.
- Goslin, J., 2014. Reconstitution de l'évolution du niveau marin relatif holocène dans le Finistère (Bretagne, France): dynamiques régionales, réponses locales (Doctoral thesis). Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Gouézin, P., 2007. Les mégalithes du morbihan littoral (au sud des Landes de Lanvaux, de Guidel à Quiberon), *Patrimoine archéologique de Bretagne*. Institut Culturel de Bretagne - Skol-Uhel ar vro, Centre régional d'archéologie d'Alet, Vannes : Saint-Malo.
- Gouletquer, P.-L., 1966. Les briquetages armoricaïn. *Annales de Bretagne* 73, 83–118. <https://doi.org/10.3406/abpo.1966.2320>
- Gouletquer, P.-L., 1967. Le briquetage de Mesperleuch en Plouhinec (Finistère). *Annales de Bretagne* 74, 107–119. <https://doi.org/10.3406/abpo.1967.2392>

- Gouletquer, P.-L., 1968. Le site de Kerhillio (Erdeven, Morbihan). *Annales de Bretagne* 75, 122–127. <https://doi.org/10.3406/abpo.1968.2441>
- Gouletquer, P.-L., 1970. Les briquetages de l'Age du Fer sur les côtes sud de la Bretagne. *Bulletin de la Société préhistorique française. Études et travaux* 67, 399–412. <https://doi.org/10.3406/bspf.1970.4205>
- Goupil, F., 1989. Prospection-Inventaire archéologique sur l'île de Groix (Morbihan). *Bulletin A.M.A.R.A.I.* 11–20.
- Gowlett, J. a. J., Hedges, R.E.M., Law, I.A., Perry, C., 1987. Radiocarbon Dates from the Oxford Ams System: Archaeometry Datelist 5. *Archaeometry* 29, 125–155. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4754.1987.tb00404.x>
- Grenot, C.-A., 1871. Quelques mots sur le lieu-dit Trez-Goarem en Esquibien. impr. de J.-B. Lefournier aîné, Brest.
- Haize, J., 1901. La station romaine de l'Arguenon. *Annales de la Société Historique et Archéologique de l'arrondissement de Saint-Malo* 65–71.
- Hallégouët, B., Giot, P.-R., Briard, J., 1971a. Habitat et dépôt de l'âge du Bronze au Lividic en Plounéour-Trez (Finistère). *Annales de Bretagne* 78, 59–72. <https://doi.org/10.3406/abpo.1971.2598>
- Hallégouët, B., Talec, L., Giot, P.-R., 1971b. Trouvailles néolithiques à Kerlouan (Finistère). *Annales de Bretagne* 78, 7–12. <https://doi.org/10.3406/abpo.1971.2593>
- Halna du Fretay, 1893. La plaine de Trezgoarem, en Esquibien (Finistère). - Sépultures avec les deux rites de l'incinération et de l'inhumation. *Bulletin de la Société archéologique du Finistère* XX, 149–151.
- Hamon, G., 2006. Sondages sur l'île Saint-Nicolas (Fouesnant, Finistère) (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Hamon, G., 2007. Sondages sur l'île Saint-Nicolas (Fouesnant, Finistère) (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Harmois, A.-L., 1907. Sépulture par incinération découverte sur la Grève des Rosaires en Plérin. *Bulletin de la Société d'émulation des Côtes du Nord* 165–168.
- Hinguant, S., 2002. Les occupations néolithique, protohistorique et médiévale de Kerléan. Concarneau (29). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Hyvert, J., 1985. Quiberon (56). Habitat de Goulvars. Rapport sauvetage urgent (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Hyvert, J., 1986. Quiberon (56). Habitat de Goulvars. Rapport sauvetage urgent (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Hyvert, J., 1987. Quiberon (56). Habitat de Goulvars. Rapport de sauvetage programmé (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Kayser, O., 1984. Plomeur (Finistère), Beg-an-Dorchenn. Fouille de sauvetage, campagne 1984 (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne.
- Kayser, O., 1986. Plomeur (Finistère), Beg-an-Dorchenn. Fouille de sauvetage, campagne 1986 (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Kayser, O., 1987. Plomeur (Finistère), Beg-an-Dorchenn. Fouille de sauvetage, campagne 1987 (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.

Kerfourn, M.T., 1960. Etude sédimentologie des formations quaternaires de la région de Brignogan (Finistère). Bulletin de la Société géologique et minéralogique de Bretagne 2, 1–71.

Kermorvant, D., Quinio, J.-L., 1971 [unpublished report]. Erdeven (56), Kerhillio. Rapport de sondage. Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.

l'Abbé Luco, 1883. Quelques explorations archéologiques de M. Milin : Dolmen de Gadouéric en Erdeven. Bulletin de la Société polymathique du Morbihan 27–29.

Langouët, L., 1980. Fouille, datation et étude de l'édifice gallo-romain des Sables d'Or. Annexe 4. Les matériaux de construction de l'édifice des Sables d'Or. Les dossiers du Centre régional archéologique d'Alet 1–36.

Langouët, L., 1979. Villa romaine de Sables d'Or - les Pins (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.

Langouët, L., 1984. Rapport scientifique sur la fouille de sauvetage du site de la Tène finale de l'île des Ebihens en Saint-Jacut-de-la-Mer (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes

Langouët, L., 1985. Rapport scientifique sur la fouille de sauvetage du site de la Tène finale de l'île des Ebihens en Saint-Jacut-de-la-Mer (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.

Langouët, L., 1986. Rapport de la fouille programmée d'un site de la Tène finale sur l'île principale des Ebihens en Saint-Jacut (Côtes-du-Nord) (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.

Langouët, L., 1990. Rapport de prospection - inventaire (22 et 35). Nord de la Haute-Bretagne (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.

Large, J.-M., 2002. Une archéologie de l'île d'Hoëdic (56), inventaire des sites pré- et protohistoriques. Bulletin A.M.A.R.A.I. 5–46.

Large, J.-M., 2014. La file de pierres dressées du Douet: Hoëdic, Morbihan. Melvan, Île d'Hoëdic.

Large, J.-M., Deloze, V., Mens, E., 2006. Projet archéologique îles d'Hoëdic et de Houat (56). Hoëdic, alignement du Douet (unpublished report). Opération de fouille programmée pluriannuelle n°2006/209. Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.

Large, J.-M., Mens, E., Blanchard, A., Cros, J.-P., Dupont, C., Delouze, V., Guyodo, J.-N., Hamon, G., Morin, A., Patard, J.-M., 2011. Projet archéologique îles d'Hoëdic et de Houat (56). Hoëdic Groah Denn. Fouille programmée pluriannuelle n° 2009/221 Rapport de synthèse 2009-2011 (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.

Large, J.-M., Mens, E., Bailiff, I., Bouvier, A., Cros, J.-P., Marcoux, N., Morin, A., Patard, J.-M., 2014. Projet archéologique îles d'Hoëdic et de Houat (56). Hoëdic Groah Denn. Opération archéologique annuelle. Rapport d'activité 2013 (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.

Le Bot, A., 2003a. Les thermes gallo-romains en Armorique, Les Dossiers du Centre Régional d'Archéologie d'Alet. Saint-Malo.

Le Bot, A., 2003b. Note sur trois specilla découvert à Tronoën, Saint-Jean-Trolimon (Finistère). Bulletin de la Société archéologique du Finistère CXXXII, 85–90.

Le Cloirec, G., 1997. Pré-inventaire des sites gallo-romains les mieux conservés en Bretagne. Etat de la documentation à la carte archéologique (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.

- Le Goff, J.-C., Roue, D., 1999. Inventaire archéologique du littoral de la commune de Santec (29). Bulletin A.M.A.R.A.I. 5–28.
- Le Goffic, M., 1990. Glanes archéologiques finistériennes. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CXIX, 41–59.
- Le Goffic, M., 1996. Notices d'archéologie finistérienne (année 1995). Trégunc, Corn-Pao. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CXXV, 75.
- Le Goffic, M., 2000. Notices d'archéologie finistérienne (années 1999-2000). Ploudalmézeau, île du Bec. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CXXIX, 27.
- Le Goffic, M., 2000. Notices d'archéologie finistérienne. Ploudalmézeau, Tevenn-Penn-ar-Pont. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CXXIX, 28–29.
- Le Goffic, M., 2002a. Notice d'archéologie finistérienne (année 2002) : Fouesnant, Beg-Meil. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CXXXI, 17–19.
- Le Goffic, M., 2002b. Notice d'archéologie finistérienne (année 2002) : Plounéour-Trez, Trégueiller. Bulletin de la Société archéologique du Finistère 47–49.
- Le Goffic, M., 2003a. Notices d'archéologie finistérienne : Guilvinec, La Grève Blanche. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CXXXII, 25–26.
- Le Goffic, M., 2003b. Notices d'archéologie finistérienne : Treffiat, Leuhan. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CXXXII, 52–54.
- Le Goffic, M., 2004. Notices d'archéologie finistérienne : Santec, Beg-ar-Billou. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CXXXIII, 25.
- Le Goffic, M., 2005. Notices d'archéologie finistérienne : Plouescat, Kernic. Bulletin de la Société archéologique du Finistère 23–25.
- Le Goffic, M., 2008. Notices d'archéologie finistérienne : Kerlouan, Boutrouille. Bulletin de la Société archéologique du Finistère 19.
- Le Goffic, M., Pichon, C., 1996a. Observations réalisées sur les îles Saint-Nicolas et Brunec, archipel des Glénan, commune de Fouesnant. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CXXV, 77–82.
- Le Goffic, M., Pichon, C., 1996b. Observations réalisées sur les îles Saint-Nicolas et Brunec, Archipel des Glénan, Commune de Fouesnant (Finistère). Bulletin A.M.A.R.A.I. 17–21.
- Le Goffic, M., Le Goff, J.-C., Roue, D., 1994. Un four à sel au Ruguel en Roscoff (Finistère). Bulletin A.M.A.R.A.I. 57–60.
- Le Nezet, T., 2004. La Préhistoire et Plouhinec (unpublished report). Société d'Archéologie et d'Histoire du Pays de Lorient.
- Le Pennec, Ch., 2009. Prospection-inventaire et recherches documentaires de la commune de Saint-Pierre-Quiberon (Morbihan) (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Le Roux, C.-T., 1969. Ile de Groix (56). Découverte d'une tombe en coffre à port-mélitte. Rapport de fouille préventive (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Le Roux, C.-T., 1971. Une nouvelle perle segmentée en faïence découverte en Bretagne. Bulletin de la Société préhistorique française. Comptes rendus des séances mensuelles 68, 26–32. <https://doi.org/10.3406/bspf.1971.4291>
- Le Roux, C.-T., 1975. Circonscription de Bretagne. Gallia préhistoire 18, 511–539.
- Le Roux, C.-T., 1977. Circonscription de Bretagne. Gallia préhistoire 20, 407–432.

- Le Roux, C.-T., 1979. Circonscription de Bretagne. *Gallia préhistoire* 22, 525–556.
- Le Roux, C.-T., 1980. Lettre au Directeur des Antiquités Préhistoriques de Bretagne (archive document). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Le Roux, C.-T., 1981. Circonscription de Bretagne. *Gallia préhistoire* 24, 395–423.
- Le Roux, C.-T., 1983. Circonscription de Bretagne. *Gallia préhistoire* 26, 309–333.
- Le Roux, C.-T., 1985. Circonscription de Bretagne. *Gallia préhistoire* 2, 211–233.
- Le Rouzic, Z., 1902a. Carnac, fouilles faites dans la région en 1901 et 1902 : Dolmen de Beg-Port-Blanc, commune de Saint-Pierre-Quiberon. *Bulletin de la Société polymathique du Morbihan* 289–293.
- Le Rouzic, Z., 1902b. Carnac, Fouilles faites dans la région en 1901 et 1902, Nouveau coffre de pierres à Mané-Beker-Noz, commune de Saint-Pierre-Quiberon. *Bulletin de la Société polymathique du Morbihan* 293–295.
- Le Rouzic, Z., 1910. Carnac. Fouilles faites dans la Région. Ruines gallo-romaines de Légénèse. *Bulletin de la Société polymathique du Morbihan* 190.
- Le Rouzic, Z., 1934. Carnac. Fouilles de trois sépultures dans la Région. *Bulletin de la Société polymathique du Morbihan* 17–34.
- Le Rouzic, Z., 1965a. Inventaire des monuments mégalithiques de la région de Carnac : Beg-er-Vil. *Bulletin de la Société polymathique du Morbihan* 55.
- Le Rouzic, Z., 1965b. Inventaire des monuments mégalithiques de la région de Carnac : Kerhillo – Er Gadouéric. *Bulletin de la Société polymathique du Morbihan* 23.
- Lecerf, Y., 1972. Landéda (29). Pors Matheano. Rapport de fouille préventive (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Lecerf, Y., 1973. Landéda (29). Pors Matheano. Rapport de fouille préventive (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne.
- Lecerf, Y., 1974. Penvénan (22). Port-Blanc. Rapport de fouille de sauvetage (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Lecerf, Y., 1978. Santec (29). Roc'h Croum. Rapport de sauvetage programmé (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Lecerf, Y., 1979. Santec (29). Roc'h Croum. Rapport de sauvetage programmé (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne.
- Lecerf, Y., 1981. Une nécropole de l'âge du Bronze à Santec. *Bulletin de la Société archéologique du Finistère*, 35–47.
- Lecerf, Y., 1983a. Fouille de sauvetage sur l'allée couverte de Kernic en Plouescat (Finistère) (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Lecerf, Y., 1983b. Plouescat (Finistère), prospections sur la commune (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Lecerf, Y., 1984. Fouille de sauvetage sur l'allée couverte de Kernic en Plouescat (Finistère) (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Lecerf, Y., 1985. L'Allée couverte de Kernic à Plouescat (Finistère). *Bulletin de la Société archéologique du Finistère*, 17–34.
- L'Helgouach, J., 1962. Le dolmen de Conguel en Quiberon (Morbihan). *Bulletin de la Société préhistorique de France* 59, 371–381. <https://doi.org/10.3406/bspf.1962.3834>

- L'Helgouach, J., 1968. Procès-Verbaux : L'Allée couverte de Gâvres. Bulletin de la Société polymathique du Morbihan 29–30.
- L'Helgouach, J., 1970. Le monument mégalithique du Goërem à Gâvres (Morbihan). Gallia préhistoire 13, 217–261. <https://doi.org/10.3406/galip.1970.1357>
- Lucas, F., 1971. Guidel (56). Pen-er-Malo. Rapport de sauvetage urgent (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Lucas, F., 1972a. Guidel (56). Pen-er-Malo. Rapport de sauvetage urgent (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Lucas, F., 1972b. Le site médiéval de Pen er Malo en Guidel. Les bâtiments B et C. Travaux de Société Lorientaise d'Archéologie 18--20.
- Madeleneau, M., 1875. Ruines de la chapelle de l'abbaye de Guévroc. Bulletin de la Société archéologique du Finistère, 162–165.
- Maguer, P., 1994. Les enceintes fortifiées de l'Age du Fer dans le Finistère, d'après l'étude des cahiers de Sir Mortimer Wheeler (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Maguer, P., 1996. Les enceintes fortifiées de l'Age du Fer dans le Finistère. Revue archéologique de l'ouest 13, 103–121. <https://doi.org/10.3406/rao.1996.1043>
- Mailen, V., 1982. Pleumeur-Bodou (22). Beg Creac'h ar Men (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Marguerie, D., 1992. Evolution de la végétation sous l'impact humain en Armorique du Néolithique aux périodes historiques (Doctoral thesis). Université Rennes 1, Rennes.
- Mazères, R., 1932. Variations de rivage. Note complémentaire. Bulletin de la Société polymathique du Morbihan, 3–8.
- Mazères, R., De Bellaing, E., 1936. Port-Blanc en Penvénan. Aperçu géologique et préhistorique. Bulletin de Société d'émulation des Côtes-du-Nord 69, 195–213.
- Merlet, F., 1935. Découvertes néolithiques à Roc'has en Penvénan. Bulletin de Société d'émulation des Côtes-du-Nord 68, 283–286.
- Merlat, P., 1959. Circonscription de Rennes. Gallia 17, 337–358.
- Milon, Y., Giot, P.-R., 1949. IVe Circonscription. Gallia 7, 252–256.
- Million Y., Giot, P.-R., 1954. IVe Circonscription. Gallia 12, 401–408.
- Moret, F., 1993. Prospection-inventaire archéologique et historique de l'île de Batz. Bulletin A.M.A.R.A.I., 5–22.
- Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1969. Variations de la ligne de rivage au cours du Post-glaciaire le long de la côte nord du Finistère. Analyses polliniques de tourbes et de dépôts organiques littoraux. Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire 6, 285–318. <https://doi.org/10.3406/quate.1969.1140>
- Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1974. Variations de la ligne de rivage armoricaine au quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. Société géologique et minéralogique de Bretagne, Rennes.
- Nicolas, C., Stevenin, C., Stéphan, P. 2015. L'artisanat à l'âge du Bronze ancien en Bretagne, in S. Boulud-Gazo et T. Nicolas (dir.), Artisanats et productions à l'âge du Bronze, Actes de la Journée de la Société préhistorique française de Nantes, 8 octobre 2015, Dijon et Paris, Association pour la

Promotion des Recherches sur l'Âge du Bronze et Société préhistorique française (Séances de la Société préhistorique française, 4), p. 123-153.

Nicolas, C., 2016. Flèches de pouvoir à l'aube de la métallurgie, de la Bretagne au Danemark (2500-1700 av. n. è.), Leiden, Sidestone Press, 2 vol., 951 p.

Olmos Benlloch, P., 2014. Littoral breton, prospection ALERT, Rapport d'opération, 2014 (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.

Pailler, Y., 2019. Le Bourg, Ile Molène, Bretagne Finistère (unpublished report). Inrap Grand Ouest, Cesson-Sévigné.

Pailler, Y., Nicolas, C., 2022. Première campagne de fouille programmée sur le site multi-périodes de Porz ar Puns, Ile de Béniguet (Le Conquet, Finistère) (unpublished report). Plouzané.

Pailler, Y., Sparfel, Y., Tresset, A., Leroy, A., Pacaud, S., Marchand, G., Dupont, C., Ihuel, E., 2002. Prospection archéologique de l'archipel de Molène. Quatrième Rapport (unpublished report). Rennes.

Pape, L., 1978. La Civitas des Osismes à l'époque gallo-romaine. Klincksieck, Paris.

Patterson, N., Isakov, M., Booth, T. et al. Large-scale migration into Britain during the Middle to Late Bronze Age. *Nature* 601, 588–594 (2022). <https://doi.org/10.1038/s41586-021-04287-4>

Pensec, M., 1972. Découverte d'un site préhistorique à Kerminihy en Erdeven (Morbihan). *Travaux de Société Lorientaise d'Archéologie* 6–7.

Perennec, R., 2004. Plouguerneau (29). Iliz Coz (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.

Peuziat, J., 1979. Ploeven (29). Une sépulture de l'Age du bronze. Plage de Ty an Ker. Rapport de sauvetage urgent (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.

Peyron, 1909. Eglises et chapelles du Finistère (suite). *Bulletin de la Société archéologique du Finistère* XXXVI, 33–51.

Philippe, G., 1992. Le Pays Porzay (29). Rapport de prospection thématique (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne.

Quatrehomme, F., 1971. La station préhistorique de Kerhillio en Erdeven. *Travaux de Société Lorientaise d'Archéologie* 8–9.

Quatrehomme, F., 1968. Procès-Verbaux : La station de Kerhilio en Erdeven. Post-tardenoisienne ou d'influence tardenoisienne ? *Bulletin de la Société polymathique du Morbihan* 6–8.

Quinio, J.-L., 1971. Premiers sondages sur un habitat gallo-romain à Kerhillio en Erdeven. *Travaux de Société Lorientaise d'Archéologie* 17–19.

Reille-Taillefert, G., 2010. Plouguerneau, Iliz Coz: restauration des peintures murales, in: *Conservation restauration des peintures murales de l'Antiquité à nos jours*. Paris, 138–148.

Richard, L., 1969. Statuette en bronze d'Osiris provenant de Tronoën (Finistère). *Annales de Bretagne* 76, 263–273.

Robic, J.-Y., Boujot, C., 1987. Quiberon (56), Goulvars. Rapport de sondage (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.

Rollando, Y., 1973. Procès-Verbaux : Nouvelle sépulture à Kerné (Quiberon). *Bulletin de la Société polymathique du Morbihan*, 12.

Roux, L., Tanguy, C., 1977. Circonscription de Bretagne. *Gallia Préhistoire* 20, 407–432.

- Sanquer, R., 1967a. Chroniques d'archéologie antique et médiévale. Bulletin de la Société archéologique du Finistère, 29–30.
- Sanquer, R., 1967b. La plage du Curnic, Guisseny (Finistère) (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Sanquer, R., 1968. Chronique d'archéologie antique et médiévale. Bulletin de la Société archéologique du Finistère, 25–31.
- Sanquer, R., 1969. Un site archéologique côtier : l'établissement gallo-romain du Curnic en Guissény. Penn ar Bed, 68–74.
- Sanquer, R., 1975. Circonscription de Bretagne. Gallia 33, 333–367.
- Sanquer, R., 1976. Chronique d'archéologie antique et médiévale. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CIV, 65–68.
- Sanquer, R., 1977. Chronique d'archéologie antique et médiévale. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CV, 50.
- Sanquer, R., 1978a. Chronique d'archéologie antique et médiévale. Bulletin de la Société archéologique du Finistère CVI, 37–82.
- Sanquer, R., 1978b. Tréfléz. Chapelle Saint-Guevroc (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Sanquer, R., 1979. Tréfléz- Saint-Guévroc, Chapelle, stèles et nécropole. Archéologie en Bretagne, 65.
- Sanquer, R., 1980. Chronique d'archéologie antique et médiévale. Bulletin de la Société archéologique du Finistère, 69–94.
- Sanquer, R., 1981a. Chronique d'archéologie antique et médiévale. Bulletin de la Société archéologique du Finistère, 49–74.
- Sanquer, R., 1981b. Informations archéologiques. Circonscription de Bretagne. Gallia 39, 299–331.
- Sanquer, R., 1982. Antiquités historiques, fouilles en Bretagne. Archéologie en Bretagne 12.
- Sanquer, R., 1983. Informations archéologiques. Circonscription de Bretagne. Gallia 41, 273–298.
- Schulting, R., 2005. Comme la mer qui se retire: les changements dans l'exploitation des ressources marines du Mésolithique au Néolithique en Bretagne. Mémoire de la Société Préhistorique Française XXXVI, 163–171.
- Sparfel, Y., 2002. Géographie des sites funéraires du Néolithique à l'Age du Bronze moyen. Les exemples du nord-ouest du Léon et du Pays Bigouden (Master's thesis). Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Sparfel, Y., Pailler, Y., 2009. Les mégalithes de l'arrondissement de Brest: Inventaire et essai de synthèse, Patrimoine Archéologique de Bretagne. Centre Régional d'Archéologie d'Alet, Institut Culturel de Bretagne.
- Sparfel, Y., Pailler, Y., 2010. Inventaire des monuments du Néolithique et de l'âge du Bronze dans le Finistère. Arrondissements de Morlaix, Chateaulin et Quimper. Rapport de prospection thématique. Volume II (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Therene, P., 1980. Ile-de-Batz (29). Penn ar Cléguer. Rapport de fouille préventive (unpublished report). Service régional de l'archéologie de Bretagne, Rennes.
- Therene, P., 1988. Préhistoire et histoire en L'île de Batz (Finistère). Bulletin A.M.A.R.A.I. 20–21.

Villard, J.-F., 2008. Un habitat médiéval des Xe-XIII siècles à Tronoen en Saint-Jean-Trolimon, (Finistère) (unpublished report). Inrap Grand Ouest, Cesson-Sévigné.

Villard-Le Tiec, A., 2011. Stèles armoricaines de l'âge du Fer et organisation de l'espace funéraire. Les exemples de Melgven et de Paule. Documents d'archéologie méridionale. Protohistoire du Sud de la France 323–337. <https://doi.org/10.4000/dam.2751>

Visset, L., Bernard, J., 2006. Évolution du littoral et du paysage, de la presqu'île de Rhuys à la rivière d'Étel (Massif armoricain – France), du Néolithique au Moyen Âge. *ArcheoSciences. Revue d'archéométrie* 143–156. <https://doi.org/10.4000/archeosciences.315>

Yésou, P., Jaouen, Y., 2014. Réserve de Béniguet : Rapport d'activités scientifiques et techniques pour l'année 2014 (unpublished report). Office National de la Chasse et la Faune Sauvage.

Zeist, W. van, 1963. Recherches palynologiques en Bretagne occidentale. *Noroi* 37, 5–19. <https://doi.org/10.3406/noroi.1963.1411>

Annexe 5 :Groupes de foraminifères établis pour l'identification des environnements des dépôts (Chapitre III)

groupe 1	<i>Jadammina macrescens</i>
	<i>Trochamina inflata</i>
	<i>Miliamina fusca</i>
	<i>Haplophragmoides wilberti</i>
groupe 2	<i>Haynesina germanica</i>
	<i>Ammonia tepida</i>
	<i>Elphidium sp.</i>
	<i>Miliolinella subrotunda</i>
groupe 3	<i>Gyroidina sp</i>
	<i>Gavelinopsis praegeri</i>
	<i>Planorbulina mediterranensis</i>
	<i>Bolivina sp</i>
	<i>Lagena sp</i>
	<i>Fissurina sp</i>
	<i>Lobatula lobatula/Cibicides lobatulus</i>
	<i>Boulimina marginata</i>
<i>Uvigentina progeina</i>	

Annexe 6 : Dimensions, lithological facies, micromorphology and weight of the Lerret monument slabs (Chapitre IV)

ID slab	facies	height/length (m)	width (m)	thickness (m)	estimated total height (m)	face towards the inside	face towards the outside	weight of the visible parts of the blocks (T)
1	strained	0,92	0,48	0,20	1,47	fresh face	weathered face	0,17
2	unstrained	1,20	2,10	0,50	1,75	fresh face	weathered face	2,45
3	strained	0,62	1,70	0,35	1,47	fresh face	weathered face	0,72
4	strained	0,60	1,40	0,42	1,47	fresh face	fresh face	0,68
5	unstrained	0,87	0,69	0,30	1,42	fresh face	fresh face	0,35
6	strained	0,97	0,85	0,24	1,52	fresh face	fresh face	0,38
7	strained	1,04	0,68	0,30	1,59	indeterminate	fresh face	0,41
8	unstrained	0,66	0,98	0,30	1,21	fresh face	fresh face	0,38
9	unstrained	1,80	1,00	0,50	1,80	indeterminate	fresh face	1,75
10	no data	no data	no data	no data	no data	weathered face	weathered face	no data
11	no data	no data	no data	no data	no data	fresh face	weathered face	no data
12	no data	no data	no data	no data	no data	no data	no data	no data
13	no data	no data	no data	no data	no data	no data	no data	no data
14	no data	no data	no data	no data	no data	indeterminate	fresh face	no data
15	little strained	1,76	1,10	0,35	1,76	indeterminate	weathered face	1,31
16	strained	0,67	1,85	0,38	1,22	fresh face	indeterminate	0,91
17	no data	no data	no data	no data	no data	no data	no data	no data
18	no data	no data	no data	no data	no data	no data	no data	no data
19	little strained	1,60	1,30	0,30	1,60	indeterminate	weathered face	1,21
20	strained	1,06	0,70	0,44	1,06	indeterminate	weathered face	0,63
21	strained	0,55	0,51	0,34	1,47	fresh face	weathered face	0,19
22	unstrained	0,36	1,03	0,44	1,47	fresh face	fresh face	0,32
23	strained	2,45	1,50	0,45	2,45	fresh face	weathered face	3,21
24	little strained	2,10	1,40	0,40	2,10	indeterminate	weathered face	2,28
25	little strained	1,06	0,97	0,26	1,61	fresh face	weathered face	0,52

Annexe 7 :Dimensions, lithological facies, micromorphology and weight of the Kernic monument slabs (Chapitre IV)

ID blocs	facies	height/ length (m)	width (m)	thickness (m)	estimated total height (m)	face towards the inside	face towards the outside	weight of the visible parts of the blocks (T)
N1	porphyroid facies	1,70	1,69	0,68	2,45	fresh face	weathered face	4,00
W1	medium-grained facies	1,63	1,36	0,48	2,38	weathered face?	weathered face	1,94
W2	porphyroid facies	1,40	0,88	0,58	2,15	fresh face	weathered face	1,31
W3	fine-grained facies	1,58	0,79	0,49	2,33	fresh face	weathered face	1,09
W4	medium-grained facies	1,54	0,83	0,48	2,29	fresh face	weathered face	1,43
W5	porphyroid facies	1,29	0,73	0,41	2,04	fresh face	fresh face	0,78
W7	fine-grained facies	0,70	1,70	0,54	2,21	fresh face	weathered face	1,19
W8	porphyroid facies	0,38	1,26	0,44	2,21	indeterminate face	indeterminate face	0,37
E1	porphyroid facies	1,50	0,70	0,48	2,25	indeterminate face	indeterminate face	1,30
E2	fine-grained facies	1,30	1,33	0,42	2,05	fresh face	weathered face	1,67
E3	fine-grained facies	1,38	0,95	0,48	2,13	fresh face	weathered face	1,30
E4	no data	no data	no data	no data	no data	no data	no data	no data
E5	porphyroid facies	1,30	1,44	0,56	2,05	indeterminate face	weathered face	1,97
E6	medium-grained facies	0,38	1,09	0,49	2,21	fresh face	weathered face	0,44
E7	fine-grained facies	0,79	1,44	0,52	2,21	fresh face	weathered face	1,36
Wa	medium-grained facies	0,79	1,59	0,40	1,72	fresh face	indeterminate face	1,19
Wb	porphyroid facies	0,79	1,24	0,68	1,72	fresh face	weathered face	0,88
Wc	fine-grained facies	0,74	0,43	0,47	1,49	fresh face	weathered face	0,38
N1b	porphyroid facies	0,47	0,60	0,26	1,22	weathered face?	weathered face	0,14
Ea	medium-grained facies	0,37	1,87	0,40	1,72	fresh face	weathered face	0,51
Eb	medium-grained facies	1,17	0,46	0,35	1,92	weathered face	fresh face	0,44
Ec	porphyroid facies	1,01	0,44	0,39	1,76	fresh face	weathered face	0,37
PFw	porphyroid facies	0,83	1,11	0,39	1,58	fresh face	weathered face	0,63
P9	medium-grained facies	0,99	0,49	0,14	1,30			0,16
P1	fine-grained facies	0,92	0,47	0,25	1,23	indeterminate face	indeterminate face	0,22
P2	fine-grained facies	0,75	0,95	0,42	1,06	weathered face	fresh face	0,37
P3	medium-grained facies	0,86	0,79	0,29	1,17	fresh face?	weathered face?	0,40
P4	medium-grained facies	0,85	0,61	0,25	1,16	fresh face	indeterminate face	0,25
P5	fine-grained facies	0,85	0,79	0,38	1,16	weathered face	weathered face	0,36
P6	porphyroid facies	0,66	1,61	0,42	0,97	fresh face	weathered face	0,69
P7	porphyroid facies	0,72	0,81	0,34	1,03	fresh face	weathered face	0,37

ID blocs	facies	height/ length (m)	width (m)	thickness (m)	estimated total height (m)	face towards the inside	face towards the outside	weight of the visible parts of the blocks (T)
P8	medium-grained facies	0,79	0,40	0,10	1,10	no data	no data	0,05
S	medium-grained facies	0,80	1,05	0,41	1,11	fresh face	weathered face	0,60
Pw1	fine-grained facies	0,70	0,71	0,41	1,01	indeterminate face	indeterminate face	0,41
Pw2	medium-grained facies	0,99	0,81	0,56	1,30	fresh face	weathered face	0,77
Pw3	medium-grained facies	0,56	0,80	0,29	0,87	weathered face	fresh face	0,19
Pw4	medium-grained facies	0,71	1,17	0,50	1,02	fresh face	fresh face	0,71
Pw5	fine-grained facies	0,57	0,59	0,18	0,88	fresh face	fresh face	0,06
Pw6	porphyroid facies	0,87	0,79	0,32	1,18	fresh face	fresh face	0,42
Pw7	fine-grained facies	0,62	1,02	0,35	0,93	fresh face	weathered face	0,40
Pw8	fine-grained facies	0,66	0,95	0,30	0,97	weathered face	fresh face	0,34
Pw9	no data	no data	0,45	0,11	0,31	no data	no data	no data
Pw10	medium-grained facies	0,48	0,47	0,21	0,79	fresh face	weathered face	0,09
Pw11	medium-grained facies	0,49	0,59	0,38	0,80	fresh face	weathered face	0,18
Pw12	medium-grained facies	0,69	1,37	0,28	1,00	fresh face	fresh face	0,52
Pw13	fine-grained facies	0,70	0,48	0,19	1,01	fresh face	weathered face	0,16
Pw14	fine-grained facies	0,68	0,45	0,20	0,99	fresh face	weathered face	0,12
Pw15	medium-grained facies	0,39	0,56	0,12	0,70	fresh face	weathered face	0,04
Pw16	medium-grained facies	0,57	0,55	0,17	0,88	fresh face	fresh face?	0,10
Pw17	porphyroid facies	0,78	1,00	0,44	1,09	fresh face	weathered face	0,51
Pe1	no data	no data	no data	no data	no data	no data	no data	no data
Pe2	fine-grained facies	1,12	0,76	0,32	1,43	indeterminate face	indeterminate face	0,57
Pe3	medium-grained facies	0,85	0,83	0,24	1,16	fresh face	weathered face	0,41
Pe4	fine-grained facies	0,75	0,62	0,41	1,06	indeterminate face	weathered face	0,39
Pe5	porphyroid facies	0,94	0,54	0,31	1,25	weathered face	weathered face	0,31
Pe6	medium-grained facies	0,88	0,88	0,40	1,24	fresh face	weathered face	0,54
Pe7	medium-grained facies	0,90	0,41	0,36	1,36	fresh face	weathered face	0,26
Pe8	medium-grained facies	0,94	1,04	0,39	1,28	fresh face	weathered face	0,66
Pe9	porphyroid facies	1,07	0,82	0,33	1,51	weathered face	fresh face	0,56
Pe10	porphyroid facies	0,49	0,54	0,25	0,71	weathered face	fresh face	0,15
Pe11	medium-grained facies	0,74	0,78	0,31	0,95	fresh face	fresh face?	0,29
Pe12	medium-grained facies	0,58	0,31	0,44	0,74	fresh face	fresh face	0,13
Pe13	medium-grained facies	0,44	1,03	0,31	0,77	fresh face	weathered face	0,23
Pfw bis	medium-grained facies	0,91	1,15	0,36	1,66	indeterminate face	indeterminate face	0,84

Annexe 8 : All indexes calculated for the megalithic tombs in the study area (Chapitre IV)

Name	Locality	type of monument	cella	peristhalite	number of connections	degree centrality index	closeness centrality index	betweenness centrality index	connection sucess index	passage grave connection index	architectural complexity index
Lerret	Kerlouan	gallery grave	NO	NO	1	0,18	0,32	0,00	10,00	0	0
Languerc'h	Kerlouan	gallery grave	YES	supposed	2	0,27	0,46	0,09	20,00	1	1,5
Mentoull Kereoc	Plounéour-Brignogan-plages	gallery grave	YES	NO	5	0,91	0,53	0,25	31,25	1	1
Queran	Plounéour-Brignogan-plages	gallery grave	supposed	YES	4	0,73	0,49	0,21	36,36	1	1,5
Dievet	Plounéour-Brignogan-plages	gallery grave	supposed	NO	1	0,18	0,32	0,00	9,09	0	0,5
Kerbervez	Plouider	gallery grave	no data	supposed	2	0,36	0,37	0,00	18,18	0	0,5
Cosquer	Goulven	gallery grave	YES	YES	3	0,55	0,43	0,02	27,27	1	2
Kervern	Tréfléz	gallery grave	no data	no data	3	0,55	0,41	0,16	27,27	1	0
Trobily	Plounévez-Lochrist	gallery grave	no data	no data	1	0,18	0,28	0,00	9,09	0	0
Kernic	Pluescat	gallery grave	YES	YES	3	0,55	0,41	0,02	27,27	1	2
Crec'h ar Vren	Plouescat	gallery grave	NO	NO	1	0,18	0,33	0,00	11,11	0	0
Brétouaré	Plounévez-Lochrist	passage grave			6	1,00	0,57	0,45	45,45		

Titre : Changements paléogéographiques et vestiges archéologiques côtiers en Bretagne durant l'Holocène moyen et récent. Apports d'une approche pluridisciplinaire et multi-scalaire.

Mots clés : Paléoenvironnements ; dunes côtières ; estuaires ; Néolithique ; allée couverte ; socio-écosystèmes

Résumé : Ce travail s'intéresse à l'évolution des socio-écosystèmes côtiers en Bretagne au cours de 7 derniers millénaires. Il a pour l'objectif d'apporter de nouveaux éléments de connaissance sur les dynamiques morpho-sédimentaires littorales et les vestiges archéologiques côtiers. Une approche largement pluridisciplinaire a été développée au tour de trois axes de recherche.

Premièrement, la chronologie du développement des massifs dunaires a été reconstituée à l'échelle régionale à partir des données archéologiques. Au cours de l'Holocène quatre principales périodes d'activité éolienne ont été identifiées : 4250-4100, 3250-2400, 1050-700, 350-110 cal BP. Un modèle évolutif des changements morphologiques des dunes en lien avec les occupations humaines a été également proposé.

Dans un deuxième temps, l'évolution paléogéographique holocène de deux petits systèmes estuariens (Kerallé à Plouescat et Trunvel à Tréogat, Finistère) a été reconstituée, depuis leur ennoiment initial (vers environ 7500/7200 cal BP) jusqu'à la mise en place des environnements actuels.

Cette étude s'est appuyée sur des analyses stratigraphiques, sédimentologiques et géophysiques de leurs remplissages sédimentaires. La réponse de petits systèmes estuariens aux changements du RSL et aux forçages climatiques est également discutée.

Troisièmement, les modes d'occupations de l'espace littoral par les populations du Néolithique récent/final sont appréhendées à travers l'analyse des deux allées couvertes submergées (Lerret à Kerlouan et Kernic à Plouescat, Finistère). Les choix de sites d'implantations pour ces monuments ainsi que leur inscription dans le paysage de l'époque ont été explorés à travers plusieurs approches méthodologiques : reconstitutions paléogéographiques, études d'intervisibilité et analyses pétro-structurale des blocs constituant les monuments. Les résultats obtenus montrent de fortes divergences entre les deux monuments. Les dimensions sociales de choix de matériaux de construction et de la localisation géographique des monuments sont également discutées dans un contexte régional élargi.

Title : Paleogeographic changes and coastal archaeological remains in Brittany during the Middle and Late Holocene. Contributions of a multidisciplinary and multi-scaled approach.

Keywords : Paleoenvironments; coastal dunes; estuary; Neolithic; gallery grave; socio-ecosystems

Abstract : This study focuses on the evolution of coastal socio-ecosystems in Brittany over the last 7 ka. It aims to provide new data on coastal morpho-sedimentary dynamics and archaeological remains. A multidisciplinary approach has been developed around three research axes.

First, the chronology of the sand dune development was reconstructed on a regional scale from archaeological data. During the Holocene four main periods of eolian activity have been identified: 4,250-4,100, 3,250-2,400, 1,050-700, 350-110 cal BP. A pattern of coastal dune morphological changes and human occupations has been proposed.

Secondly, the Holocene paleogeographic evolution of two small estuarine systems (Kerallé in Plouescat and Trunvel in Tréogat, Finistère) was reconstructed from their initial flooding (around 7,500/7,200 cal BP) to the establishment of the current environments.

This study was based on stratigraphic, sedimentological and geophysical analyses of their sedimentary fillings. The response of small estuarine systems to RSL evolution and climate change is also discussed.

Thirdly, the settlement patterns of the coastal area by Late/Final Neolithic populations are examined by studying two submerged gallery graves (Lerret à Kerlouan et Kernic à Plouescat, Finistère). The construction strategy of these monuments has been explored using different methodological approaches: paleogeographic reconstructions, intervisibility studies, and petro-structural analyses of monument blocks. The results indicate significant differences between the two monuments. The social dimensions of stone selection and the geographical location of Late/Final Neolithic funerary monuments are also discussed in an enlarged regional context.