

ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE DE L'Holocène EN BAIE D'AUDIERNE : IMPACT MORPHOLOGIQUE DES TEMPÊTES



Alain HÉNAFF¹, Brigitte VAN VLIET-LANOË², Christophe DELACOURT²,
Jérôme GOSLIN¹, Bernard HALLÉGOUËT³ & Aurélie PENAUD²

RÉSUMÉ

Notre étude vise à comprendre l'enregistrement stratigraphique de l'Holocène en baie d'Audierne, un secteur de la côte française très exposé aux houles atlantiques. Des transects de forage et des suivis stratigraphiques sur coupes ont été effectués afin de déterminer l'environnement chronologique des dépôts holocènes et la manifestation de tempêtes. Les formations littorales actuelles sont essentiellement contemporaines de l'Holocène supérieur, surtout depuis l'époque romaine, avec quelques traces d'événements plus anciens. La formation des dunes s'est probablement initiée vers 5 000 ans cal. BP, mais les champs de dunes ne sont apparus que depuis 3 000 ans cal. BP. Le cordon littoral récent s'est formé de 800-1 100 AD à aujourd'hui ; il n'en subsiste actuellement que le revers. Les traces de tempêtes les mieux enregistrées, parfois associées à une rupture de cordon, semblent être liées à des épisodes de refroidissement instable après une période chaude. Certaines sont clairement liées à un contexte froid instable. Des tempêtes hivernales millénaires ont impacté le trait de côte immédiatement avant l'Anomalie Climatique Médiévale, dans un contexte voisin de l'actuel. Nous montrons que l'efficacité maximale en termes de retrait du trait de côte a été atteinte pendant le Petit Âge Glaciaire, avec des séries d'événements étalés sur plusieurs jours ou semaines, probablement en relation avec une exportation sédimentaire vers la zone infratidale ou le large. Les formations dunaires de la baie d'Audierne sont une conséquence directe de la restauration des plages après les grandes tempêtes, souvent lors d'événements négatifs NAO secs et venteux en été.

Mots-clés : Bretagne, tempêtes, dunes, niveau marin, stratigraphie

ABSTRACT

THE STRATIGRAPHIC RECORD OF THE HOLOCENE IN THE BAY OF AUDIERNE: THE MORPHOLOGICAL IMPACT OF STORMS

Our work deals with the Holocene stratigraphic record of the Bay of Audierne, a sector of the French coasts highly susceptible to the westerly swells. Drilling transects and stratigraphic descriptions have been performed to define the timing of both deposits and recorded storms. Present-day coastal formations essentially consist in Upper Holocene deposits, mostly from the Roman time, with discrete traces of older periods. The onset of the formation of dunes field dates from probably back to 5,000 cal. yr BP, but true dune field only exists since 3,000 cal. yr BP. The active coastal barrier is built between 800-1,100 AD until present; only the back barrier facies are preserved. Evidences of the best preserved storm barriers, with some breaching, seem to be related with unstable cooling events following a warm period. Millennial winter storms have strongly modified the coastline, just prior to the Medieval Climatic Anomaly, in a climate context similar to the present one. We demonstrate that the maximal efficiency for coastal retreat is reached during the Little Ice Age, with clustered events lasting several days or weeks, probably in association with a sediment export to the infratidal zone or offshore. Dunes fields in the Bay of Audierne trace some beach restoral after recurrent large storms, often in connection with the negative NAO mode, dry and windy in summer.

Keywords: Brittany, storm, dunes, sea level, stratigraphy

1 - INTRODUCTION

En Europe de l'ouest, la tempétabilité a été parfois attribuée à des conditions météorologiques générées par une oscillation Nord-Atlantique hivernale (NAO) positive, en d'autres termes, une période chaude (Pirazzoli, 2000). L'analyse des longues séquences littorales dunaires d'Eu-

rope occidentale a montré que l'impact des tempêtes prévalait surtout pendant des périodes de refroidissement de l'hémisphère nord (Orford *et al.*, 2000 ; Meurisse-Fort, 2009), en particulier pendant le Subboréal (Holocène moyen). Les archives écrites et les données instrumentales, bien que discontinues, témoignent du caractère plus tempétueux du Petit Âge Glaciaire par rapport à l'actuel

¹ Laboratoire LETG-Brest Géomer (UMR 6554 CNRS), Institut Universitaire Européen de la Mer, rue Dumont d'Urville, FR-29280 PLOUZANÉ. *Courriel*: alain.henaff@univ-brest.fr, jerome.goslin@univ-brest.fr

² Laboratoire Domaines Océaniques (UMR 6538 CNRS), Institut Universitaire Européen de la Mer, rue Dumont d'Urville, FR-29280 PLOUZANÉ. *Courriel*: brigitte.vanvlietlanoë@univ-brest.fr, christophe.delacourt@univ-brest.fr, Aurelie.Penaud@univ-brest.fr

³ Département de Géographie, Université de Bretagne Occidentale, 20, rue Duquesne, CS 93837, FR-29238 BREST cedex 3. *Courriel*: bernard.hallegouët@orange.fr

(ca. 1300-1900 AD ; Lamb & Frydendahl, 2005 ; Barring & Fortuniak, 2009 ; Clarke & Rendell, 2009). La formation des dunes est généralement attribuée à un contexte eustatique régressif (Pye & Tsoar, 2009). En opposition avec cette interprétation traditionnelle, Regnauld *et al.* (1995, 1996) ont suggéré une construction préférentielle en période de relèvement du niveau marin. Néanmoins, Orford *et al.* (2000), suivant en cela Lamb (1995), ont démontré que la mise en place des dunes se faisait probablement en association avec une régression limitée (moins de 50 cm). Pour les côtes du nord-ouest de l'Europe, les synthèses de ces données depuis le XVI^e siècle (Clark & Rendell, 2009) suggèrent que l'augmentation de la fréquence des tempêtes au Petit Âge Glaciaire a induit la construction des massifs dunaires littoraux actuels.

Le long des côtes bretonnes, l'impact des tempêtes ne peut être analysé dans les archives qu'à partir du XVIII^e siècle (Hallégouët & Hénaff, 1993). Pour accéder aux informations à l'échelle de l'Holocène moyen et supérieur, il faut avoir recours aux archives géologiques. Le littoral de la Bretagne, en particulier la baie d'Audierne (fig. 1), constitue une côte très exposée en France en termes de submersion et de tempêtes. C'est également, de par la nature des dépôts existants et de par leur puissance, la zone où l'enregistrement stratigraphique holocène est le mieux préservé sur la côte du Finistère. Ceci doit permettre d'en extraire les forçages climatiques responsables de l'occurrence des grosses tempêtes, ainsi que la capacité destruc-

tive de tels événements pour les côtes sableuses. Seuls des événements morphogéniques majeurs, similaires en intensité à l'ouragan de 1987, ou à la série de tempêtes des hivers 1980-1990 et 2013-2014, sont préservés ici.

La baie d'Audierne est caractérisée par un stock sableux limité reposant sur une plateforme polygénique très plane. La côte, d'orientation NNO-SSE, est exposée au fetch ouest-Atlantique, plus particulièrement lors des tempêtes de SO et NO. En 1987 et durant l'hiver 2013-2014, des vagues de 15 m de haut ont pu être observées au large de Penmarc'h (fig. 1). Leur activité est très érosive, particulièrement lorsqu'elles déferlent à marée haute en combinaison avec une surcote de tempête (Wolf, 2009). Les études menées dans cette région jusqu'à présent n'apportent que peu d'informations sur l'enregistrement et l'impact des tempêtes (Carter *et al.*, 1993 ; Haslett & Bryant, 2007). Les études géomorphologiques menées en Bretagne ont mis en évidence de grandes transformations du trait de côte en relation avec le relèvement du niveau marin et surtout lors de tempêtes, particulièrement autour de l'an Mil (Guilcher & Hallégouët, 1991). Pendant le Petit Âge Glaciaire, la pointe granitique de la Torche s'avancait déjà en avant des champs de dunes (carte de Cassini). Quelques années plus tard, si l'on considère la carte des Ingénieurs du Roy, puis celle de Beautemps-Beaupré (1818), l'érosion avait fait fortement reculer le trait de côte. Selon les archives (Montfort, 1985), le marais de la Joie et celui de Lescors étaient régulièrement inondés en hiver. Les minutes de

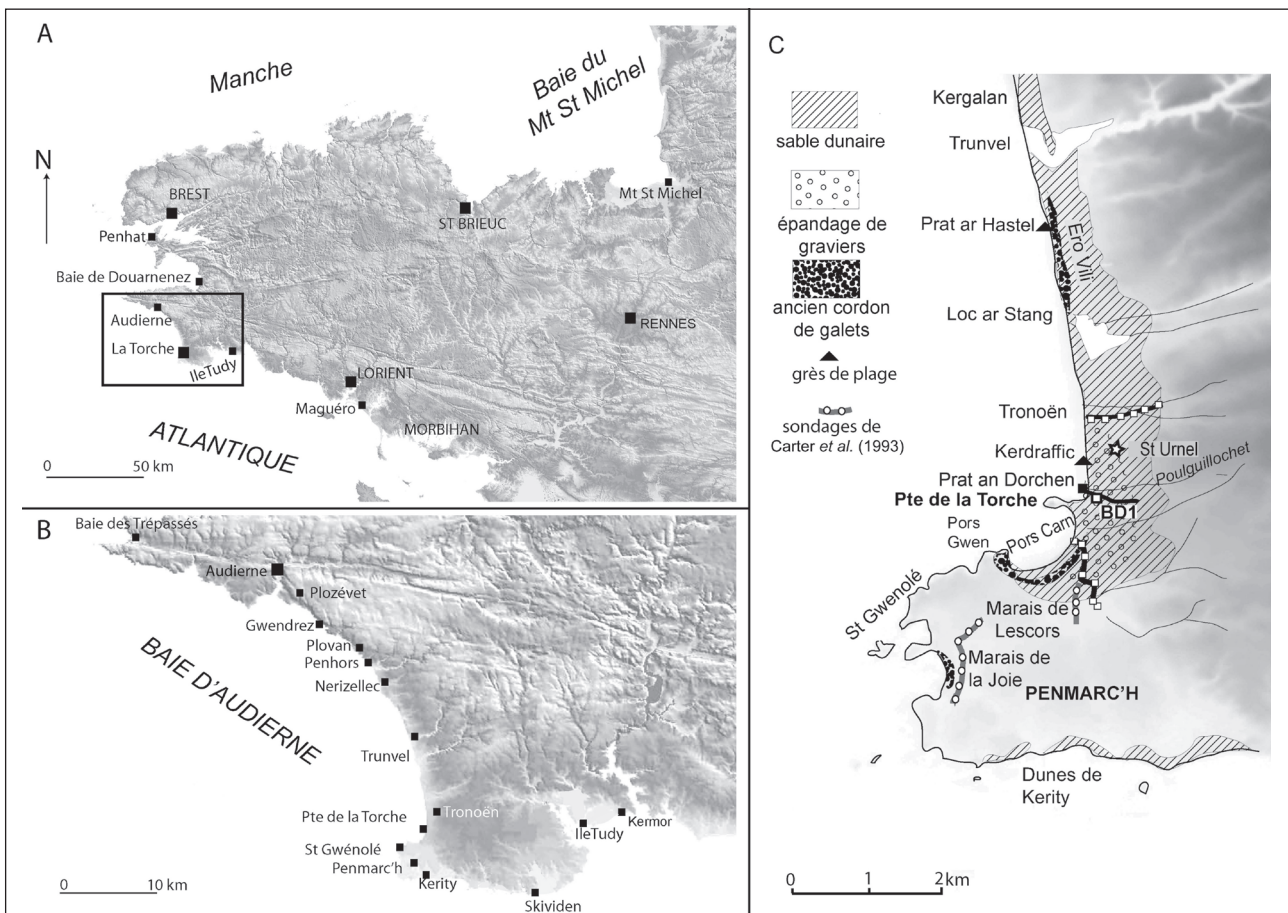


Fig. 1 : Localisation des sites étudiés en Bretagne (A) avec le détail pour la baie d'Audierne (B) et pour le sud de la baie d'Audierne (C), avec les transects de sondages.

Fig. 1: Location of the studied sites in Brittany (A) with a zoom on the Bay of Audierne (B) and on the southern part of the Bay of Audierne (C), with drilling transects.

la carte d'Etat-Major au 1/40000 montrent également pendant le XIX^e siècle de fortes érosions, notamment dans les dunes de Kerity le 7 janvier 1839, à marée haute (Montfort, 1985), ou encore le 9 janvier 1924 avec des vagues de 8 m et une surcote de tempête de 2,10 m (Bresson, 1924). La période 1950-1980 présente des événements similaires (Hallégouët *et al.*, 1989; Guilcher & Hallégouët, 1991).

L'exploitation des galets du cordon de l'Ero-Vili par l'Organisation Todt, puis par les populations locales après 1945, a déstabilisé la ligne de rivage au sud de Plovan (fig. 1B; Hallégouët *et al.*, 1989; Hallégouët & Bodéré, 1993; Hallégouët & Hénaff, 1993). Entre 1966 et 1988, le cordon a reculé d'environ 1 m par an (Faye *et al.*, 2007). Après les tempêtes d'hiver 1988 à 1990, une stabilisation relative s'observe en l'absence de tempêtes violentes, avec la formation d'avant-dunes sur les galets subsistant au sud de Prat-ar-Hastel (Hallégouët & Hénaff, 2006). Depuis 2007, de nouvelles fortes tempêtes ont remanié les dépôts littoraux avec formation de falaises sur le front dunaire au nord de la pointe de la Torche. Les sables entraînés par la dérive littorale ont favorisé l'aggradation de la dune au sud de l'anse de Pors-Carn. Pendant l'hiver 2013-2014 marqué par la recrudescence des tempêtes, le profil de l'estran (surface d'érosion de tempête) s'est abaissé de près de 3 m en zone haute en induisant une érosion régressive des cours d'eau : en particulier l'exutoire du ruisseau de Poulguiochet, sur plus de 200 m à l'ouest de Prat-an-Dorchen (fig. 1C). Cette brèche et l'abaissement du niveau de l'estran sableux ont permis de compléter en coupe le relevé stratigraphique des dépôts littoraux au nord de la Torche.

Le but du présent travail est de montrer l'évolution stratigraphique du cordon sableux de la baie d'Audierne au travers des résultats de deux campagnes de sondages profonds et des levés de coupes, à la fois sous l'impact récurrent des tempêtes et aussi celui du relèvement progressif et régulier du niveau marin. Nous verrons que l'érosion induite par les tempêtes récurrentes est responsable aussi bien du recul du trait de côte, de l'invasion dunaire sur le continent et de pseudo-bas niveaux marins enregistrés dans le prisme sédimentaire holocène.

2 - ENVIRONNEMENT GÉOLOGIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE

2.1 - LA BRETAGNE

Le Massif armoricain appartient à la plateforme post-hercynienne et, d'un point de vue géodynamique, la Bretagne est en inversion tectonique depuis le Crétacé, mais elle est affectée au sud et à l'ouest par la subsidence post-rift de la marge atlantique, tout comme le Devon et le Cornwall (Ziegler, 1992). Dans son ensemble, la zone située au sud du Cisaillement sud-armoricain est en subsidence depuis l'ouverture jurassique du golfe de Gascogne (Sibuet *et al.*, 1991), alors que le Finistère s'affaisse depuis l'Eocène, vers les Approches Externes de la Manche. Le Finistère, à l'échelle de l'Holocène est légèrement subsident (ca. -0.25 m/a depuis 2000 ans;

Goslin, 2014), mais beaucoup moins que le sud-ouest anglais affecté par le rebond post-glaciaire de la calotte des îles Britanniques. La courbe eustatique régionale atteste d'un relèvement eustatique simple en décélération progressive par étape depuis 6000 ans (Goslin *et al.*, 2013; Goslin, 2014).

2.2 - LA BAIE D'AUDIERNE

Le substrat au centre de la baie d'Audierne est formé de micaschistes et de gneiss bordés au sud par le pluton granitique de Pont-l'Abbé, formant les saillants de la Torche et de Saint-Guérolé-Penmarc'h. Plusieurs paléo-plateformes sont inscrites dans ces roches et au centre de la baie d'Audierne; elles sont souvent associées à des épandages de galets marins (Hallégouët, 1990). Les graviers de quartz ferruginisés observés vers 16-20 m NGF (Nivellement Général de la France) sont généralement attribués à des hauts niveaux marins quaternaires (Guilcher, 1948; Guilcher & Hallégouët, 1991; Plaine *et al.*, 1981). Des datations par résonance paramagnétique de spin sur quartz attestent du caractère polygénétique de ces plages fossiles (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002). La combinaison entre ces datations et la subsidence régionale de la zone sud-armoricaine (0,04 m/an depuis l'Eocène) suggère un âge minimum néogène pour la basse plateforme altérée sur laquelle les dépôts holocènes sont déposés. Les plages de la zone sud-armoricaine combinent aussi bien des bas niveaux néogènes comme le secteur de Pénestin (Morbihan) et un empilement de hauts niveaux quaternaires (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002, 2009). De Penhors à Penmarc'h (fig. 1B), la surface d'abrasion inférieure constitue un affleurement quasi-continu vers 6-10 m NGF, avec une altération sur environ 2 m (saproлите cohérent) et un complexe littoral du Dernier Interglaciaire (Guilcher & Hallégouët, 1991). Vers le nord, elle est limitée par une paléo-falaise rocheuse dont la base est souvent masquée par 5 à 15 m de dépôts périglaciaires, marins et dunaires. Entre Penmarc'h et Audierne, cette plateforme d'abrasion est localement entaillée de vallées creusées pendant les périodes de bas niveau marin et au nord de Penhors, elle est rarement atteinte par les vagues (falaises ≤ 5 m en micaschistes et gneiss; fig. 1B). La dynamique marine continue de modifier de façon irréversible la morphologie de la côte en y façonnant de larges platiers en avant des falaises rocheuses.

Entre les secteurs à falaises, les cours d'eau sont barrés par des cordons de galets isolant des étangs : Nérizélec et Grouinet au nord de Plovan, Kergalan et Trunvel vers le centre et, plus au sud, le cordon de l'Ero-Vili se poursuit encore jusqu'au Loc'h-ar-Stang, au nord de la Torche. Ces cordons se caractérisent par l'abondance de galets de porphyre qui ont remonté la pente continentale lors des transgressions marines du Pléistocène et l'Ero-Vili a été largement alimenté à l'Holocène par l'érosion de cordons anciens actuellement perchés au sommet des falaises de Plozévet et de Penhors (Hallégouët, 1981). Entre Plovan et le promontoire de la Torche, le substrat est partout masqué par les sédiments littoraux. Les galets occupent la ligne de rivage jusqu'à la brèche de Tronoën

et plus au sud, les sables carbonatés bioclastiques, résultant de l'érosion contemporaine des cordons littoraux dunifiés et de la production biodétritique actuelle sont dominants.

Ces dunes ont fossilisé de nombreux vestiges archéologiques, en particulier sur les promontoires de la Torche et de Saint-Urnel. Ces sites ont apporté des informations complémentaires sur les environnements holocènes. L'estran au centre de la baie montre parfois des platiers taillés dans des grès de plage holocènes : Kerdruffic, Prat-ar-Hastel. Des formations lacustres ou tourbeuses ont été parfois observées à l'occasion de la formation de brèches dans le cordon de l'Ero-Vili devant les étangs de Kergalan, de Trunvel et le marais du Loc'h-ar-Stang. Lors des tempêtes, les étangs ont été plusieurs fois envahis par la mer en particulier à Trunvel (Hallégouët *et al.*, 1989). Au sud des dunes de Pors-Carn, les eaux continentales s'écoulent difficilement et alimentent les marais de Lescors et de la Joie avant de rejoindre le rivage au sud de Saint-Guérolé (fig. 1C).

L'amplitude tidale actuelle est de 4,3 m à Saint-Guérolé. Entre Penmarc'h et Audierne, le marnage maximal s'élève de 5 m à 6 m. L'altitude atteinte à Saint-Guérolé par les marées d'équinoxe est de 2,64 m NGF. L'écart entre le niveau moyen et celui de la plus basse mer est de 2,72 m à Penmarc'h et de 2,93 m à Audierne. Il est supérieur à ces valeurs en cas de surcote de tempête. Des submersions importantes ont été enregistrées dans les archives de la paroisse de Penmarc'h (Monfort, 1985). Les vents dominants sont d'ouest en NAO décennale positive et méridiens en période de NAO décennale négative, la durée d'un cycle complet de la NAO décennale étant de 20 à 25 ans. Ce fut le cas pendant les années 1960 ou depuis 2003 (Hénaff, 2008). Pour une amplitude tidale équivalente, dans les anses et les lagunes abritées, les vases sédimentent vers 1,50 m NGF, alors que les tourbes se forment généralement en milieu fermé au-dessus de 2,50 m NGF (Goslin *et al.*,

2013 ; Goslin, 2014). Sur la péninsule de Penmarc'h, la profondeur moyenne des marais de Lescors et de La Joie est comprise entre 2 et 5 m NGF avec des chenaux plus incisés. Ces marais occupent une large vallée barrée à l'origine par un cordon dunaire s'accrochant aux pointes de Penmarc'h et de Saint-Guérolé (fig. 1B).

Les sables de la baie d'Audierne ont une granulométrie assez fine (0,5 à 0,05 m) avec des teneurs en carbonates localement supérieures à 70 % (Toulemont, 1965 ; Saint-Requier *et al.*, 1969) et représentent un volume limité (pas de stockage au large ; Saint-Requier, 1970). Les affleurements sont lithifiés localement sur l'estran. Ils sont cimentés par une calcite bactérienne et vadose, faciès parfois remanié sous la forme de dépôts lagunaires (Prat-an-Dorchenn). La fraction minérale dérive du lavage, au cours de la transgression holocène, des altérites avec filon de quartz et du tri des sédiments périglaciaires, ainsi que d'apports alluviaux fournis par les bassins versants s'ouvrant sur la baie (colmatage des étangs d'arrière de cordon). Les sédiments grossiers présents sur la ligne de rivage entre Penhors et l'isthme de la Torche, proviennent de l'érosion des cordons pléistocènes et des falaises au nord du Pays bigouden ou au sud du Cap Sizun. Ils dérivent rapidement vers le sud au moment des tempêtes de NO, lorsque l'estran est amaigri.

3 - MÉTHODES

Tous les sites présentés ici (fig. 1C) font l'objet d'un suivi depuis 1980 (Hallégouët, 1981), actuellement par nivellement DGPS. Le Modèle Numérique de Terrain de l'IGN (résolution de 25 m) est également utilisé ainsi que celui de Litho3D, commandé par le Conseil général du Finistère. Les transects de sondages ont été effectués perpendiculairement à la côte dans des zones à érosion limitée (fig. 1C et 2 ; tab. 1). Les sondages-tarières, géolocalisés, ont été réalisés avec la tarière à moteur (SEDIDRILL) du BRGM, jusqu'à

Site	Sondage / Drilling	Altitude NGF (m)	Latitude (°N)	Longitude (°O)
Tronoën	TR1	6	47°51'05.7"	4°20'50.0"
	TR2	5	47°51'09.0"	4°20'44.9"
	TR3	6	47°51'10.7"	4°20'39.6"
	TR4	14	47°51'21.8"	4°19'59.0"
	TR5	6	47°51'13.2"	4°20'29.8"
	TR6	9	47°51'15.2"	4°20'23.2"
Beg-an-Dorchenn	BD1	7	47°50'24.2"	4°20'40.2"
	Coupe de la brèche / Breach section	4	47°50'25.1"	4°20'36.5"
	Ecorce brûlée / Burned bark	5	47°50'11.8"	4°20'54.9"
Pors-Carn - Lescors	PR 5	4.5	47°49'17.1"	4°20'28.6"
	PR 5'	3.8	47°49'21.2"	4°20'30.3"
	PR 6	8	47°49'29.2"	4°20'44.4"
	PR 7	11	47°49'44.6"	4°20'43.1"
	PR 7'	9.3	47°49'39.0"	4°20'46.5"
	PR 8	8	47°49'47.5"	4°20'50.2"
	PR 9	6	47°49'48.7"	4°20'53.8"

Tab. 1: Localisation des sondages.

Tab. 1: Drilling locations (coordinates).

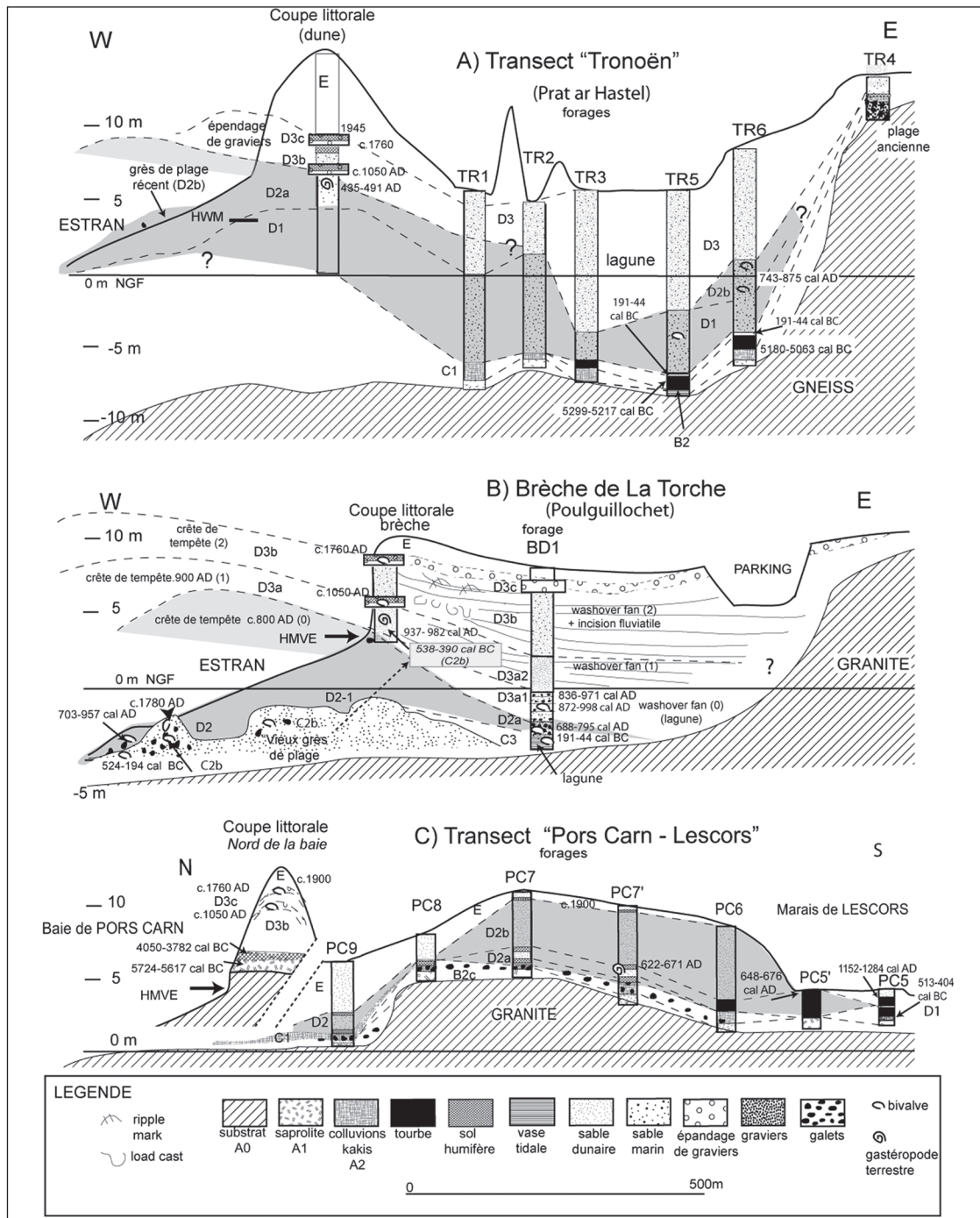


Fig. 2: Les transects stratigraphiques du sud de la baie d'Audierne.

Fig. 2: Stratigraphic transects of the southern part of the bay of Audierne.

une profondeur maximale de 15 m (substrat rocheux). Les falaises d'érosion ont été ponctuellement rafraîchies et la stratigraphie a été relevée de proche en proche. Les faciès visibles en coupe ont été examinés et un échantillonnage a été effectué pour les analyses sédimentologiques (granulométrie, minéralogie et carbonates) avec des prélèvements destinés à la datation par radiocarbone.

Les faciès de tempêtes reconnus correspondent à des dépôts de débordement (*washover fan*), avec localement des figures de charges induites par le déferlement des vagues (*runup*). Ces épendages de graviers, de galets et de coquilles, tronquent les formations dunaires, érodent les tourbes ou sont enfouis souvent sous des dépôts lacustres, lagunaires ou marins. En présence de *washover*

fans, la stratification est rythmée, avec alternance de silts et de sables, ou avec une alternance de malacofaune marine ou saumâtre et de gastéropodes terrestres (Sedgwick & Davis, 2003).

Pour cette étude, 19 nouvelles dates AMS ^{14}C ont été obtenues (15 dates au Poznan Radiocarbon Laboratory, Pologne; 5 dates au «Laboratoire de Mesure du Carbone 14», UMS 2572, CEA Saclay, Gif-sur-Yvette, France) sur tourbes, gastéropodes terrestres et, dans une moindre mesure, sur coquilles marines, en raison de l'effet réservoir (tab. 2). Nous utiliserons 45 dates des secteurs d'Audierne/Ile-Tudy (fig. 1) et quelques dates pertinentes relevées dans la littérature (tab. 2). La calibration des datations a été effectuée avec la probabilité la plus élevée et

Localisation / Location	Matériel / Material	Altitude NGF	Code laboratoire / Laboratory code	Âge radiocarbone (BP) / Radiocarbon age (BP)	Âge radiocarbone calibré / Calibrated radiocarbon age	Références / References
Penhors (coupe)	Coquille marine $\Delta R -40 \pm 42$	+4,5 m	Beta 145237	410 \pm 60	(1 832-1 883 AD)	Haslet <i>et al.</i> (2007)
Kerdruffic (coupe)	<i>Zirfaea crispata</i> $\Delta R -40 \pm 42$	-2 m	SacA 23972	565 \pm 30	1 705-1 857 AD	Van Vliet-Lanoë <i>et al.</i> (2014a)
Tronoën (falaise)	Coquille marine $\Delta R -40 \pm 42$	+4,50 m	Beta 145238	580 \pm 120	1 677-1 898 AD	Haslet <i>et al.</i> (2007)
Marais de La Joie	Tourbe BT 1/1	-4,25 m	Beta 57656	140 \pm 70	1 719-1 778 AD	Carter <i>et al.</i> (1993)
Sud de la Torche (gravier)	<i>Littorina</i> $\Delta R -40 \pm 42$	-2 m	Gif-238	520 \pm 70	1 671-1 861 AD	Giot (1966)
Marais de Lescors	Tourbe (BH 2)	-2,89 m	Beta 57653	370 \pm 60	1 572-1 629 AD	Carter <i>et al.</i> (1993)
Marais de La Joie	Tourbe BT1-2	-3,90 m	Beta 57657	350 \pm 60	1 556-1 632 AD	Carter <i>et al.</i> (1993)
Marais de Lescors	Sol humifère (BH 1)	-1,22 m	Beta 59650	810 \pm 50	1 152-1 284 AD	Carter <i>et al.</i> (1993)
Baie des Trépassés	Tourbe	+2,0 m ?	Beta 57658	840 \pm 70	1 154-1 265 AD	Devoy <i>et al.</i> (1996)
Tombe de Saint-Urnel	Os (Su 50)	+14 m	Gif-2296	970 \pm 90	989-1 165 AD	Giot & Monnier (1977)
Tombe de Saint-Urnel	Os (Su 46-III-8/18)	+14 m	Gif-2681	980 \pm 90	983-1 163 AD	Giot & Monnier (1977)
Marais de Lescors	Tourbe (BH 1)	-1,82 m	Beta 57651	1 010 \pm 50	947-1 157 AD	Carter <i>et al.</i> (1992)
Prat-an-Dorchen	<i>Ceruellia virgata</i>	+4,0 m	Poz-52797	1 105 \pm 35	937-982 AD	Van Vliet-Lanoë <i>et al.</i> (2014a)
Prat-an-Dorchen (BD1)	Coquille marine $\Delta R -40 \pm 42$	-1,4 m	Poz-37202	1 460 \pm 30	836-971 AD	Van Vliet-Lanoë <i>et al.</i> (2014a)
Prat-an-Dorchen (BD1)	Coquille marine $\Delta R -40 \pm 42$	-0 m	Poz-36728	1 435 \pm 30	809-989 AD	Van Vliet-Lanoë <i>et al.</i> (2014a)
Tronoën TR6	<i>Cerastoma edule</i> $\Delta R -40 \pm 42$	-2 m	Poz-31327	1 620 \pm 30	743-875 AD	Van Vliet-Lanoë <i>et al.</i> (2014a)
Kerdruffic (estran, grès)	<i>Mytilus edulis</i> $\Delta R -40 \pm 42$	-4 m	Poz-34212	1 605 \pm 30	703-957 AD	Van Vliet-Lanoë <i>et al.</i> (2014a)
Pors-Carn (gravier)	Coquille marine $\Delta R -40 \pm 42$	+6 m	Gif-891	1 280 \pm 170	614-899 AD	Giot (1998)
Prat-an-Dorchenn (BD1)	Coquille marine $\Delta R -40 \pm 42$	-3 m	Poz-36729	1 600 \pm 30	688-795 AD	Van Vliet-Lanoë <i>et al.</i> (2014a)
Pors-Carn PC6	Sols cultivés	+6,50 m	Poz-31323	1 355 \pm 30	648-676 AD	Van Vliet-Lanoë <i>et al.</i> (2014a)
Prat-an-Dorchenn (BD1)	Coquille marine $\Delta R -40 \pm 42$	-3,5 m	SacA 23973	1 390 \pm 30	632-664 AD	Van Vliet-Lanoë <i>et al.</i> (2014a)
Pors-Carn	<i>Ceruellia virgata</i>	+3,50 m	Poz-31324	1 380 \pm 40	622-671 AD	Van Vliet-Lanoë <i>et al.</i> (2014a)
Tronoën (côte)	<i>Ceruellia virgata</i>	+8 m	SacA 13344	1 550 \pm 30	435-491 AD	Van Vliet-Lanoë <i>et al.</i> (2014a)
Marais de Lescors	Tourbe (BH 1)	-0,25 m	Beta 57652	1 710 \pm 60*	312-400 AD	Carter <i>et al.</i> (1993)
Marais de La Joie	Tourbe (MJ 6/1)	+0,82 m	Beta 57654	1 890 \pm 60	59-178 AD	Carter <i>et al.</i> (1993)
Prat-an-Dorchen (BD1)	<i>Scrobicula plana</i> $\Delta R -40 \pm 42$	-4,4 m	SacA 23974	2 475 \pm 30	191-44 BC	Van Vliet-Lanoë <i>et al.</i> (2014a)
Tronoën TR5	<i>Cerastoma edule</i> $\Delta R -40 \pm 42$	-6,5 m	SacA 23975	2 475 \pm 30	191-44 BC	Van Vliet-Lanoë <i>et al.</i> (2014a)
Nord de la Torche	Coque $\Delta R -40 \pm 42$	-1,5 m	Gif-1100	2 670 \pm 110	524-194 BC	Giot (1981)
Marais de Nérizellec	Tourbe tronquée	-1,25 m	Beta 57647	2 390 \pm 60	541-395 BC	Carter <i>et al.</i> (1993)
Prat-an-Dorchen	<i>Ceruellia virgata</i>	+6 m	Poz-31321	2 375 \pm 30	538-390 BC	Van Vliet-Lanoë <i>et al.</i> (2014a)
Marais de Lescors	Colluvions organiques	+2 m	Poz-31322	2 400 \pm 35	513-404 BC	Van Vliet-Lanoë <i>et al.</i> (2014a)
Kermor (Tudy)	Vase organique	0 m	z-36730 Beta 576	2 465 \pm 30	670-481 BC	Van Vliet-Lanoë <i>et al.</i> (2014a)
Marais de Nérizellec	Tourbe tronquée	-1,45 m		2 420 \pm 80	775-388 BC	Carter <i>et al.</i> (1993)
Marais de La Joie	Tourbe (MJ 6/2)	-0,48 m	Beta 57655	2 820 \pm 70	1 057-897 BC	Carter <i>et al.</i> (1993)
Marais de Nérizellec	Tourbe	-1,32 m	Beta 57649	2 890 \pm 70	1 134-977 BC	Carter <i>et al.</i> (1993)
Gwendrez	Sol humifère sous dune	+35 m	Beta 11497	3 950 \pm 70	2 595-2 210 BC	Haslett <i>et al.</i> (2000)
Kermor (Combrit)	Tourbe saumâtre	0 m	Poz 36731	4 530 \pm 30	3 241-3 103 BC	Van Vliet-Lanoë <i>et al.</i> (2014a)
Pen Hat (coupe)	<i>Pomatias elegans</i>	+9 m	Hv 25113	4 590 \pm 110	3 635-3 013 BC	Meurisse-Fort (2009)
Sud de la Torche	Charbon de bois	+4,5 m	Gif-5063	5 000 \pm 35	4 050-3 782 BC	Peuziat & Giot (1993)
Tronoën TR6	Tourbe tronquée sableuse	-4 m	Poz-31325	6 170 \pm 40	5 180-5 063 BC	Van Vliet-Lanoë <i>et al.</i> (2014a)
Tronoën TR5	Tourbe sableuse	-5,50 m	Poz-31326	6 260 \pm 40	5 299-5 217 BC	Van Vliet-Lanoë <i>et al.</i> (2014a)
Pors-Carn	Écorce brûlée	+5 m	Poz-34213	6 750 \pm 40	5 724-5 617 BC	Van Vliet-Lanoë <i>et al.</i> (2014a)
Pointe de la Torche	Coquilles $\Delta R -40 \pm 42$	Base de feuilles	Gif-6858	7 580 \pm 65	6 218-5 894 BC	Dupont <i>et al.</i> (2010)
	Coquilles $\Delta R -40 \pm 42$	+6 m	Ly 12287	7 255 \pm 65	5 903-5 595 BC	Dupont <i>et al.</i> (2010)
	Coquilles $\Delta R -40 \pm 42$	+6 m	Ly 12290	7 195 \pm 70	5 755-5 602 BC	Dupont <i>et al.</i> (2010)

Tab. 2: Données des datations utilisées.

La calibration des dates a été effectuée en utilisant le programme 949 CALIB 6.0, programme (Stuiver *et al.*, 2005) utilisant IntCal09 (Reimer *et al.*, 2009) et MarineCal09 avec les valeurs régionales de l'effet réservoir ΔR pour le carbone marin (Hughen *et al.*, 2004; Stuiver *et al.*, 2005).

Tab. 2: Characteristics of used dating. Radiocarbon dates calibrated using the CALIB 6.0 programme (Stuiver *et al.*, 2005) using IntCal09 (Reimer *et al.*, 2009) and MarineCal09 regional ΔR values (marine carbon reservoir; Hughen *et al.*, 2004; Stuiver *et al.*, 2005).

une erreur de 1 ou 2 σ , en utilisant le programme CALIB 6.0. (Stuiver *et al.*, 2005) en association avec la calibration pour le radiocarbone non-marin (tourbes et gastéropodes terrestres; IntCal09; Reimer *et al.*, 2004). La calibration pour le radiocarbone marin (malacofaune marine; Marine09; Reimer *et al.*, 2004) a été corrigée de l'effet réservoir régional des eaux de mer avec une correction Δr de 40 ± 42 ans (Hughen *et al.*, 2004; Stuiver *et al.*, 2005).

La courbe eustatique utilisée a été reconstruite à l'échelle du Finistère (Goslin *et al.*, 2013, Goslin 2014).

La description suit le découpage stratigraphique final et est résumée selon un log composite (fig. 3) qui compile les observations de terrain, les sondages et les datations. Des données complémentaires ont été extraites du rapport de Carter *et al.* (1993) concernant des sondages manuels effectués dans les marais de Lescors, de la Joie et de Nérizellec. Pour les autres sites bretons, les données sélectionnées viennent en appui de la courbe eustatique du Finistère (discontinuités, submersion marine, etc.).

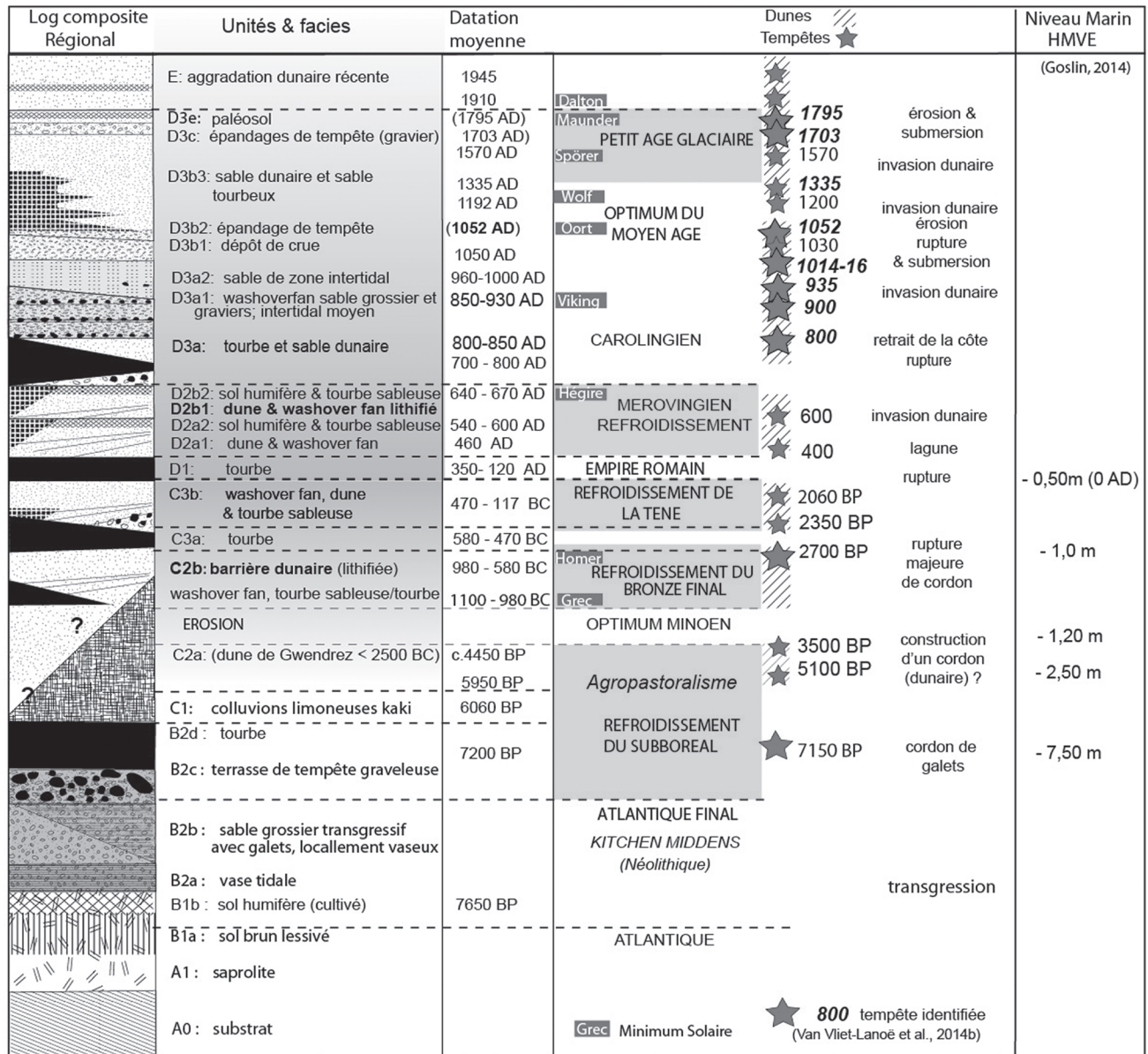


Fig. 3 : Log stratigraphique composite pour l'Holocène de la baie d'Audierne, d'après nos données, et celles de Carter *et al.* (1993) et Haslett *et al.* (2000).

Les dates entre parenthèses sont extrapolées en raison d'un effet plateau dans la courbe de calibration du ^{14}C . Voir la figure 2 pour la légende des figurés.
 Fig. 3: Compound stratigraphic log of the Holocene sedimentary prism in the bay of Audierne based on our drillings and data of Carter *et al.* (1993) and Haslett *et al.* (2000). Dates between brackets are interpreted due to a plateau effect in the ^{14}C calibration curve. See figure 2 for legend.

4 - LES DONNÉES : L'ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE

Ce travail est basé sur nos propres observations, menées depuis 2003, complétées par des observations anciennes que nous avons pu replacer dans l'évolution stratigraphique locale. La stratigraphie est décrite de bas en haut. La base des sondages est constituée par les unités A0 et A1.

– A0 est constituée par le substrat rocheux, surtout granitique (La Torche et Pors-Carn; fig. 4).

– A1 correspond aux horizons altérés de la plate-forme inférieure, bien qu'ils soient localement et précocement cultivés. C'est une constante dans tous les sondages.

4.1 - OBSERVATIONS ANCIENNES EN ZONE LITTORALE

L'unité affleurante la plus ancienne apparaît généralement sur la plage entre la Torche et Tronoën, en particulier en face du hameau de Kerdruffic. Des grès de plage émergent périodiquement après les tempêtes et forment, dans la partie moyenne de l'estran, un récif incisé de ravines (fig. 4B). Son démantèlement par les tempêtes livre des blocs et des galets dispersés sur l'estran et près de la ligne de rivage jusqu'à l'isthme de la Torche. Les faciès étudiés permettent de déterminer deux phases de formation. Dans la première génération, les grès calcaires à matrice abondante englobent des galets de quartz et de silex. Les fragments coquilliers, en particulier *Cerastoderma edule*, y sont assez altérés, et une

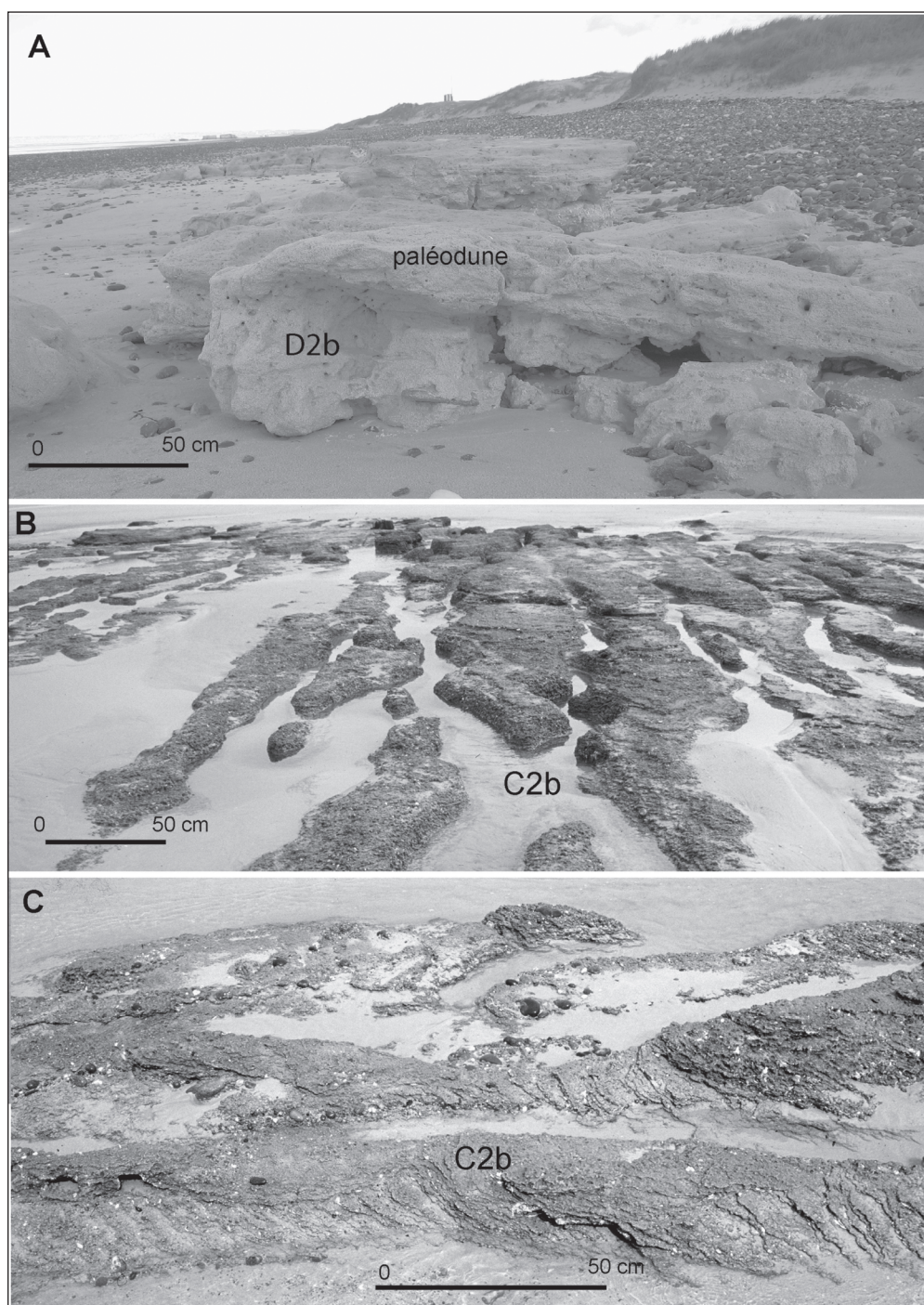


Fig. 4 : Les grès de plage.

A/ Année 2012 : grès de plage récent, ocre et fin (D2b1) à Prat-ar-Hastel. B et C/ Année 1980 : grès de plage ancien, gris et plus grossier (C2b) à Kerdraffic; noter le pendage vers l'intérieur des terres et les galets (c).

Fig. 4: Beach sandstone. A/ Year 2012: fine ochreous beach sandstone (D2b1), Prat-ar-Hastel. B and C/ Year 1980: old grey and coarser beach sandstone (C2b) Kerdraffic; notice the dip toward inland and the inclusion of cobbles (C).

croûte de vermetes parfois attaquée par des lithophages est localement présente. La seconde génération correspond à un sable consolidé jaunâtre, parfois humifère, montrant des débris de moules bien préservés à sa base. Une première datation a été obtenue dans les années 1970, sur une coquille prélevée à -1,5 m NGF et a donné 524-194 cal. BC (recalibration Gif-1100; Delibrias *et al.*, 1971). Une seconde datation a été effectuée sur une coquille de moule prélevée à -2,5 m NGF sur le grès de plage de Kerdraffic, donnant un âge 703-957 cal. AD

(Poz-34212). Il apparaît donc que ce complexe de grès représente deux unités différentes, qui seront définies respectivement comme D2b1 et C2b.

– C2b est un grès calcaire assez grossier, coquillier, formant un récif (fig. 4B et 4C; 524-194 cal. BC), enfoui sous la seconde génération de grès, localement riche en galets. La stratification présente un pendage vers l'intérieur (*washover fan*). Une ré-incision tardive, vers 0 m NGF n'apparaît que sur ce récif, couronnée par une croûte de vermetes incisée par des trous du lithophage

Zirfaca crispata. La datation des coquilles de *Zirfaca* leur confère un âge « Petit Âge Glaciaire » (SacA 23972, 1 705-1 857 AD, zone plateau de la courbe de calibration du ^{14}C), ou selon les archives, une période voisine de la fin du XVIII^e siècle.

– D2b1 est un grès légèrement coquillier jaunâtre, incluant quelques rares galets, formant encore en 2012 (fig. 4A) un récif faiblement consolidé de haut d'estran (3 m NGF) émergeant de la dune actuelle à hauteur de Prat-ar-Hastel, et sporadiquement au nord de la brèche de Prat-an-Dorchen. Il passe, vers -2,5 m NGF, en bas d'estran, à une accumulation de sable grossier, galets et graviers, datée à 703-957 cal. AD (Kerdruffic; Poz-34212). Ce cordon est recouvert *in fine* par des sables laminés à pendage vers le nord-ouest, avec rides de courant et traces de piétinement culminant vers 3,9 m NGF dans des couloirs d'érosion du cordon dunaire actuel. Il passe en haut d'estran vers 4,3 m NGF, à un sable plus massif, à stratifications irrégulières et niveaux humifères. Il s'agit d'un cordon de tempête, repris par un cône alluvial, puis par une accumulation dunaire formée pendant la période carolingienne. Il ne présente pas de traces de lithophage. Il a quasiment disparu lors de l'hiver 2013-2014.

Des informations complémentaires de nature archéologique sont bien préservées dans le secteur de la Torche et de Saint-Urnel (la chapelle Saint-Saturnin, 20 m NGF), spécialement depuis le Mésolithique (Giot & Monnier, 1977, 1978). Des artefacts mésolithiques et de l'Âge du Bronze ont été retrouvés à Saint-Urnel dans un paléosol infra-dunaire (Giot & Monnier, 1978). Des habitats néolithiques et mésolithiques ont été fouillés par Giot & Guilcher (1947) au sud de la Torche. Des dépôts de «*Kitchen Middens*» d'âge mésolithique final ont été fouillés au nord de l'isthme de la Torche, recouvrant notamment la période 6 590 à 7 500 ans cal. BP (Dupont *et al.*, 2010). Un habitat néolithique daté à 6 324-6 173 ans cal. BP a été fouillé sur la pointe de la Torche (Gif-65, Giot, 1965). Pendant la période de La Tène et celle du Hallstatt, les sites habitables sont tous occupés (Giot, 1974). Près de la brèche de Trunvel, la basse plaine littorale a été occupée au Chalcolithique, ca. 4 350-3 750 ans cal. BP et à l'Âge du Bronze (Leroux, 1981). Le vieux quai de Saint-Guérolé a été construit en 400 AD, pratiquement au niveau actuel de la mer, à l'époque de l'Empire romain (Giot, 1984). A cette époque, les dunes envahissent pour la première fois Saint-Urnel (monnaie et céramique du III^e siècle; Giot & Monnier, 1978) constituant les «dunes historiques I». Une seconde invasion dunaire que nous appellerons «dunes historiques II», interrompue par des paléosols, se produit entre 800 et 1 000 AD (Giot & Monnier 1977): elle sera réactivée dans la seconde moitié du XI^e siècle. Le cimetière est réutilisé vers 1 060 AD avec deux inhumations anormales et un oratoire construit vers 1 050 AD; il sera abandonné vers 1090 (Giot & Monnier, 1978) avec une nouvelle invasion dunaire («dunes historiques III»). Enfin, la dune de Gwendrez, actuellement morte, se serait initiée vers 4 300 ans cal. BP (Haslett *et al.*, 2000; Beta 304 11497: 4 545-4 160 ans cal. BP) et constituera dans notre nomenclature l'unité C2a (fig. 4).

4.2 - COUPES DE PORS-CARN

Un enregistrement plus complexe et accessible existe le long de la baie de Pors-Carn (fig. 1 et 2C). La coupe du sud de l'anse de Pors-Carn présente sur le saprolite (unité A2) un sable limoneux organique épais de 0,3 à 0,6 m, incluant des patelles et des fragments de charbons de bois, l'unité B1. Il s'agit d'un horizon cultivé construit par apport colluvial. Cette unité est présente au nord de la baie et a été datée sur la base d'un fragment d'écorce brûlée à 5 610-5 740 ans cal. BC (Poz-34213). Elle passe latéralement à un dépôt de «*Kitchen Middens*» attestant d'une occupation mésolithique pendant l'Atlantique (fig. 4A), vers 2,5-3 m NGF. Peuziat & Giot (1983) ont également observé dans le même secteur une occupation néolithique (foyer) vers 3,5 m NGF (4 050-3 782 ans cal. BC, Gif 5063) pendant le début du Subboréal (ca. 3 900 BC / 5 850 BP).

C1, l'unité précédente, est recouverte par une épaisseur de 0,9 m de limons kaki, remaniant des charbons de feuillus, des patelles et de rares littorines. Il s'agit d'un dépôt colluvial qui prend de la puissance au niveau du ruisseau où il affleure vers 4,5 m NGF. La séquence est semblable à l'ancrage de la pointe de la Torche où des fragments d'augets ont été observés (6 m NGF), dont la typologie les raccorde à la période de La Tène (Second Âge du Fer, 475-0 BC; Peuziat & Giot, 1983).

Ces unités basales sont enfouies sous des dépôts de tempêtes au nord de la baie (fig. 5A) et de grandes accumulations dunaire au sud, interstratifiées par deux sols humifères complexes et distincts (unités D2a2 et D2b2) (fig. 5B).

Des accumulations litées de graviers sont observées au sommet des dunes ou interstratifiées avec les dunes. Elles sont constituées de granules de quartz gris centimétriques, dérivées des filons dans le micaschiste de Penhors (fig. 1B). Un premier niveau, l'unité D2b1, épais de 0,8 m environ affleure au sud de la Torche à 3,5 m NGF et a fourni une datation de 614-899 ans cal. AD (recalibration de Gif-891; Giot, 1998). Il représente un épandage vers 900 ± 50 AD correspondant à une des tempêtes les plus puissantes enregistrées sur le secteur (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2014a). Au nord de l'isthme, les accumulations de graviers reposent sur un sable jaunâtre compact et stratifié et correspondent à deux épandages de tempêtes qui ont fourni des dates plus récentes. Plusieurs datations ont été obtenues (tab. 2) correspondant à la période de l'an Mil pour le niveau le plus ancien (D3b) et à la fin du XVIII^e siècle pour l'unité D3e (tab. 2). Ces épandages de graviers, antérieurs aux dépôts liés au séchage des algues sur la pelouse dunaire jusqu'au milieu du XX^e siècle, ont été reconnus sur plus de 300 m en direction de Poull-Coq au sud-ouest de l'isthme (Guilcher & Hallégouët, 1981). Sur ces dépôts, des fours à goémon de la fin du XIX^e siècle sont préservés, parfois associés à une fine couverture éolienne.

4.3 - TRANSECT DE SONDAGES PORS-CARN - LESCORS

Ce premier transect de sept sondages jusqu'à la roche est connecté aux coupes de l'anse de Pors-Carn jusqu'au

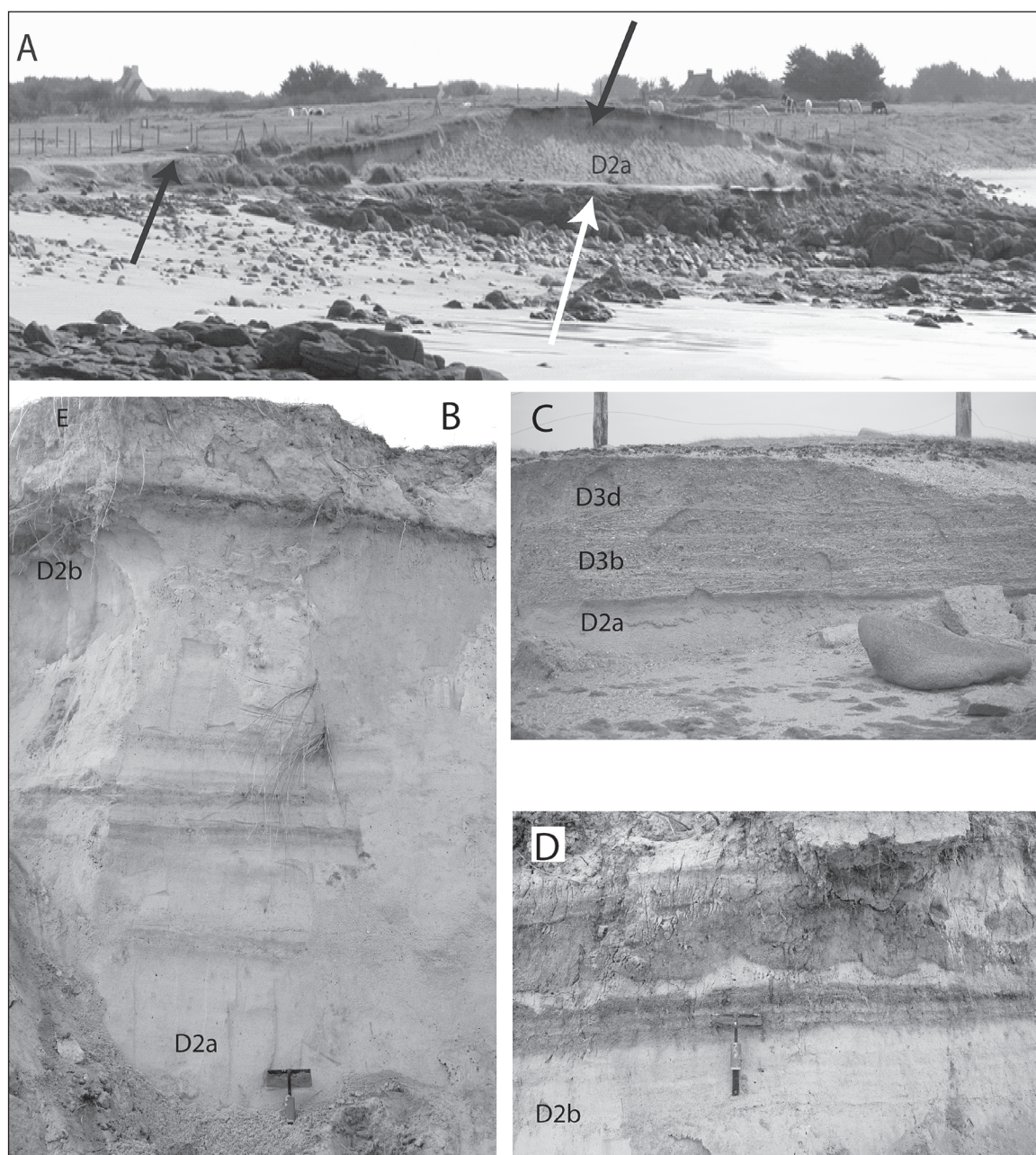


Fig. 5: Coupes de Pors-Carn.

A/ Année 2008 : dune (D2a) et dépôts de tempête D3b-d (flèches noires) reposant sur le sol néolithique cultivé (flèche blanche). B/ Année 2014 : paléosols interstratifiés (ca. 620-670 AD) au sein des dunes (coupe littorale). C/ Année 2014 : épandages de tempêtes (XI^e et XVIII^e siècles). D/ Année 2014 : sol cultivé (travail à la charrue simple, XIX^e siècle) correspondant à l'unité E.

Fig. 5: Pors-Carn section. A/ Dune (D2a) and storm deposits D3b-d (black arrows) on the Neolithic cultivated soil (white arrow). B/ Soils (ca. 620-670 AD) interstratified within dunes (coastal section). C/ Storm gravel splays (XI^e and XVIII^e centuries). D/ Cultivated ground XIX^e century (unit E): ploughing tracks.

centre du marais de Lescors. Il a été complété par les données des sondages de Carter *et al.*, (1993) situés un peu plus à l'ouest, données dont les datations ont été recalibrées. Notre transect recoupe un relief culminant à 6,5 m NGF et une paléofalaise de 4 m de haut recoupant la roche au nord-ouest et recouverte par les unités B2c et C1.

– E est un niveau de sable mince et superficiel ; il a été cultivé après 1945.

– D3e est un sol humifère brun foncé cultivé de ca. 1850 à 1940.

– D2a1 est une première sous-unité de sable éolien stabilisée par un sol humifère (D2a2). Une seconde

sous-unité très épaisse (unité D2b1) présente un sol humifère cultivé à gastéropodes terrestres dont la datation a donné 578-698 ans cal. AD (Poz-31324 - D2b2) (fig. 5B).

– C1 est la colluvion «kaki» observée en coupe. Ici, elle infiltre un niveau de graviers, incluant quelques charbons de bois et des fragments de coquilles et est altérée par un sol humifère. Ce dernier atteste d'une topographie ancienne avec paléo-falaise enfouie.

– B2c est un gravier émoussé reposant sur le saprolite à 6,5 m NGF au sommet de la paléofalaise. Il remanie du quartz, du quartzite et du silex et a été également observé en arrière du relief (côté marais).

Le gravier B2c est en fait une terrasse de tempête à 6,50 m NGF (McKenna *et al.*, 2012) plus récente que le sol cultivé mésolithique (ca. 5 700 BC, Poz-34213) mais plus ancien que les colluvions kaki qui l'infiltrent. A Tronoën, ces dernières sont datées de ca. 7050 BP (5 180-5 063 ans cal. BC; Poz-31325). Ce cordon de tempête marque l'arrivée de la transgression avec une forte tempête.

Au centre du marais de Lescors, notre sondage a atteint une vase tourbeuse épaisse de 50 cm, évoluant en tourbe noire riche en fragments organiques (25 cm). La base a donné une datation de 2463-2354 ans cal. BP (Poz-31322). Cette datation est voisine de celle du grès D2b2 à Kerdruffic (2474-2244 ans cal. BP), attestant de l'installation d'une tourbière en arrière d'une barrière littorale à cette époque, vers 2300 ans cal. BP. Cette formation basale est recouverte de 20 cm de vase organique lacustre avec un niveau à diatomées, évoluant vers le haut en une tourbe organique sableuse datée de 648-676 ans cal. AD (Poz-31323), pénécemporaine du paléosol D3b2. Cette tourbe scelle la première arrivée des sables éoliens («dunes historiques I») à Pors-Carn (fig. 2C). Il faut noter que le prisme éolien issu de l'anse de Pors-Carn constitue, morphologiquement, un véritable plateau envahissant le marais et que les vases lacustres dépendent de l'évolution du cordon littoral de La Joie.

Les observations de Carter *et al.* (1993) dans le marais de Lescors et celui de la Joie sont complémentaires. La base de la tourbe principale date de 3007-2847 ans cal. BP (recalibration de Beta-57655) et son sommet de 59-178 ans cal. AD (recalibration de Beta-57654). Elle est donc antérieure aux «dunes historiques» et correspond aux unités D1b à D2c observées dans nos sondages. Les observations conduites par Carter *et al.* (1993) dans le marais de Nérizellec (nord de la baie d'Audierne) attestent de stabilisations récurrentes vers 3000 ans cal. BP (3084-2927 ans cal. BP, Beta-57649), vers 2350 ans cal. BP (2591-2345 ans cal. BP, Beta-57655; 2725-2338 ans cal. BP, Beta-57648), ressemblant à nos observations avec le transect Pors Carn-Lescors. Cela confirme la formation d'une barrière littorale initiale, vers ca. 3000 BP, et sa reconstitution vers 2300 ans cal. BP (fig. 3).

4.4 - LA BRÈCHE DE PRAT-AN-DORCHEN

Un relevé stratigraphique précis a été effectué depuis 2004 à Prat-an-Dorchen selon un transect ouest-est, en suivant la stratigraphie en coupe le long d'un ruisseau intermittent, le Poulguillochet. Pendant l'été 2004, l'érosion littorale était stabilisée par la formation d'une avant-dune et une modeste accumulation de galets dérivant de l'Ero-Vili vers le sud. Un amaigrissement conséquent de l'estran et une érosion régressive importante du ruisseau depuis 2009 ont amené l'ouverture d'une brèche grâce aux actions combinées des crues et de la houle (fig. 1C et 2). Le travail sur coupes a été complété en 2010 par un sondage de 12 m de profondeur :

- E3 correspond aux sables éoliens actuels ;
- E2 est un dépôt limono-sableux organique stratifié se raccordant à un horizon labouré récent (horizon Ap) ;

- E1 est un sol limoneux organique, enrichi en débris anthropiques variés, formé en arrière de la dune ;

- D3b3 est un sable surtout dunaire, avec encore quelques lits grossiers alternant avec des lits de sable plus fin et réguliers, avec rides de courant ;

- D3b2 est un dépôt sableux stratifié à pendage faible vers l'intérieur des terres, constitué par des lits de sable grossier avec graviers, modérément compacté avec des figures de charges à la base. Ce faciès passe, vers l'intérieur, à une alternance de silts et de sables fins calcaires, stratifiés. Sa base est érosive et localement occupée par des sables fluviatiles (D3b1), incisant l'unité précédente. Deux encoches d'érosion successives attaquent l'unité sous-jacente vers 4,50 m NGF, en relation avec un «*runup*» envahissant la brèche comme aujourd'hui durant les hautes mers de tempête. Ce faciès disparaît latéralement vers le nord ;

- D3a est un sable fin calcaire jaunâtre, surconsolidé et vaguement stratifié à pendage vers l'intérieur des terres (fig. 4A). Le faciès sédimentaire passe à une alternance de silts calcaires (jusqu'à 4 cm d'épaisseur) et des lits fins de sables oxydés avec un mélange de coquilles marines fragmentées, de gastéropodes d'eau douce ou saumâtre (*Hydrobia*, *Limnea*, *Planorbis*) et de gastéropodes terrestres. La datation des gastéropodes d'eau douce a donné 937-982 ans cal. AD (Poz-52797). Ce sable fin incorpore à sa base quelques galets épars. Un âge erratique a été obtenu sur des fragments de gastéropodes terrestres et donne 2488-2340 ans cal. BP (Poz-31321). Cette unité affleure sur près de 2 km en falaise, de la Torche à Tronoën, surmontant les grès de plage C2b (ca. 2200 ans cal. BP) et D2b1 (703-957 ans cal. AD).

Le sondage BD1 (fig. 1C et 2B) a été effectué jusqu'au substrat dans un secteur aujourd'hui érodé. Il a permis de compléter l'enregistrement stratigraphique :

- D3a se localise de 0,4 m NGF à -0,1 m NGF ; il tronque l'unité D2b1. Il s'agit d'un sable fin, calcaire et oxydé, consolidé ; il correspond au grès carbonaté récent de Kerdruffic, daté à 703-957 ans cal. AD (Poz-34212) ;

- D2a est un sable grossier calcaire stratifié, incluant des fragments de coquilles et du gravier recoupé de 0,4 m à -3 m NGF. Sa base a été datée à 668-795 AD (Poz-36729), en cohérence avec le grès de Kerdruffic (-2,5 m NGF, unité D2b1). La partie médiane de la formation a été datée à 632-664 AD (-2,3 m NGF ; SacA 23973) et sa partie supérieure date de 836-971 AD à -1,4 m NGF (Poz-36728) et 872-998 AD à 0 NGF (Poz-37202). Cette accumulation atteste de l'érosion tardive et du remaniement vers 900 AD d'une aggradation de tempête ;

- C3b est un sable silico-clastique gris foncé, incorporant des graviers, des fragments coquilliers et quelques galets jusqu'à -4,4 m NGF ; il est daté à 2 141-1 994 ans cal. BP (SacA 23974). Tronqué directement par D3a, il tronque lui-même de manière abrupte l'unité inférieure ;

- B2a est une argile silteuse gris foncé (organique) tronquant le saprolite (A1) réduit.

L'ensemble des informations (coupes et sondages) permet d'interpréter l'unité D3b comme un *washover fan* sableux culminant à 5,50 m NGF, en position de revers de

cordons, et évoluant en dune. Ce *washover fan* remobilise un cordon plus ancien démantelé par des tempêtes. Le sommet du colmatage lagunaire à lacustre a donné un âge sur planorbe de ca. 937-982 ans cal. AD. Cette unité est ensuite incisée par l'unité D3c qui peut être interprétée comme la partie interne d'un *washover fan*.

Les unités D3b et D3c sont également interprétées comme des terrasses de tempête au sens de McKenna *et al.* (2012), alors que l'unité D3a correspond à une aggradation de *washover fan* reposant sur une surface locale d'érosion de tempête (brèche dans le cordon) au sens de Retallack & Roering (2012), particulièrement basse (-4,4 m NGF), le niveau marin de l'époque étant voisin de l'actuel (fig. 3 ; Goslin, 2014).

L'unité D2a est la partie distale d'un *washover fan* correspondant à une tempête de ca. 800 AD ; elle marque le début du recul du cordon littoral. L'unité B2a est une vase marine discordante sur le paléosol cultivé (A1) et correspond à la zone intertidale d'un cordon ou d'une terrasse de tempête similaire à celle observée à Pors-Carn à 6,5 m NGF.

Vers le nord, à mi-chemin du transect «Tronoën», deux niveaux de graviers terminent la séquence en coupe à 8 m NGF (D3b2 et D3c) en interstratification avec des sables dunaires. Un enregistrement analogue existe à d'autres endroits, comme près de Prat-ar-Hastel ou sur l'isthme de la Torche. Sous cette unité D3, s'observe un sable fin, compact et stratifié formant un *washover fan* qui est surmonté par des sables dunaires dans lesquels sont interstratifiés deux sols humifères. Ce sable a été daté à 435-491 ans cal. AD (SacA 13344) sur gastéropode terrestre. Elle correspond aux unités D3a2 et D3b2 suivant la stratigraphie obtenue à Pors-Carn.

4.5 - TRANSECT TRONOËN (TR)

Le transect de Tronoën est proche de celui de Prat-an-Dorchen et également de Pors-Carn, avec son double niveau de graviers surmonté par le sol de l'occupation allemande sur le revers de la crête dunaire. Les formations holocènes reposent à leur base sur un paléo-platier rocheux. L'unité B2 est ici représentée par un sable lagunaire vaseux avec des fragments de coquilles (*Cerastoma edule*, *Scrobicularia plana*) à -4,8 m NGF, attestant d'une ouverture ancienne dans la barrière littorale. Ce sable est recouvert par un complexe tourbeux, puis par une boue colluviale organique similaire à celle de Pors-Carn (C1) respectivement datés à 5 299-5 217 ans cal. BC (Poz-31326) et 5 180-5 063 ans cal. BC (colluvion kaki, Poz-31325).

Cette unité basale est ensuite tronquée par un chenal tidal colmaté par un premier sable fin (unité D2b3), daté à 191-44 ans cal. BC (SacA 23975) à -6,5 m NGF. Il est enfoui sous une aggradation sableuse préservée jusqu'à -2 m NGF, datée à sa base à 743-875 ans cal. AD (Poz-31327). Cette unité est apparemment plus ancienne que la base de la dune (corps dunaire principal à Pors-Carn) et serait l'équivalent de D2b dans le sondage BD1 de la brèche de Prat-an-Dorchen. Un chenal tidal plus récent a été colmaté par des sables dunaires, avant les épandages

de graviers D3 (ca. 1 050 AD) (fig. 6). Le sondage TR4 est séparé de la séquence holocène par une paléofalaise et a recoupé un résidu de plage ancienne culminant à 15 m NGF.

5 - DISCUSSION

La courbe eustatique reconstruite (Goslin *et al.*, 2013 ; Goslin, 2014) atteste d'une remontée progressive du niveau marin depuis la déglaciation, assez similaire à la courbe initialement produite par Jelgersma (1961) pour les Pays-Bas, puis retrouvée à l'échelle de l'Europe de l'ouest (Pontee *et al.*, 1998 ; Orford *et al.*, 2000 ; Clavé *et al.*, 2001 ; Shennan & Horton, 2002). Une décélération par étape s'observe vers 7 500, 6 000, 4 500 et 3 000 ans cal. BP (Goslin, 2014). Plusieurs études ont montré que des quantités importantes de sédiments étaient remaniées en zone infratidale (Harris & Coleman, 1998 ; Sedgwick & Davis, 2003 ; Houser *et al.*, 2008), voire exportées vers le large lors de tempêtes (Goff *et al.*, 2004). Les différents hauts niveaux et bas niveaux décrits en Bretagne pendant l'Holocène (Morzadec-Kerfourn, 1974 ; Guilcher & Hallégouët, 1991 ; Stéphan, 2008) correspondent en fait à des terrasses de tempêtes (cf. McKenna *et al.*, 2012) et à des surfaces d'érosion de tempêtes (Retallack & Roering, 2012) comme nous avons pu le démontrer (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2014a). L'enregistrement stratigraphique de la baie d'Audierne, très exposée aux grandes tempêtes, est, pour cette raison, discret pour la première partie de l'Holocène, l'essentiel des formations étant érodé au fur et à mesure de la remontée du niveau marin, notamment en relation avec l'efficacité du travail des tempêtes.

5.1 - L'ARRIVÉE DE LA TRANSGRESSION

A partir des observations de terrain et des données archéologiques, les premières traces de la transgression holocène apparaissent entre 7 250 et 7 050 ans cal. BP (recalibration de Dupont *et al.*, 2010). A cette époque, le niveau marin est positionné entre -7 ou -2,4 m NGF par ces auteurs, ce qui est également suggéré par la présence à -5 m NGF d'une tourbe datée à 7 150 BP à la base du transect de Tronoën. Le promontoire de la Torche est abandonné entre ca. 7 150 à ca. 6 850 ans cal. BP à la veille de l'occupation néolithique (Dupont *et al.*, 2010), selon nous, en relation avec une période tempétueuse responsable de la formation de la terrasse de tempête à 6,50 m NGF à Pors-Carn entre 7 650 et 7 050 ans cal. BP. Cette période de tempêtes, située plus vraisemblablement vers 7 150 ans cal. BP, signe l'arrivée réelle de la mer à cette époque. Selon la courbe de Goslin (2014), le niveau des hautes mers de vives eaux (HMVE) se situait vers -6 m NGF. D'après nos données, les conditions à ce moment étaient favorables à l'installation de slikkes sableuses et de schorres en avant de la falaise morte à Pors-Carn et Tronoën. Ces zones humides maritimes ont pu être exploitées par les populations du Néolithique, en particulier à Pors-Carn. La transgression s'est ensuite poursuivie avec

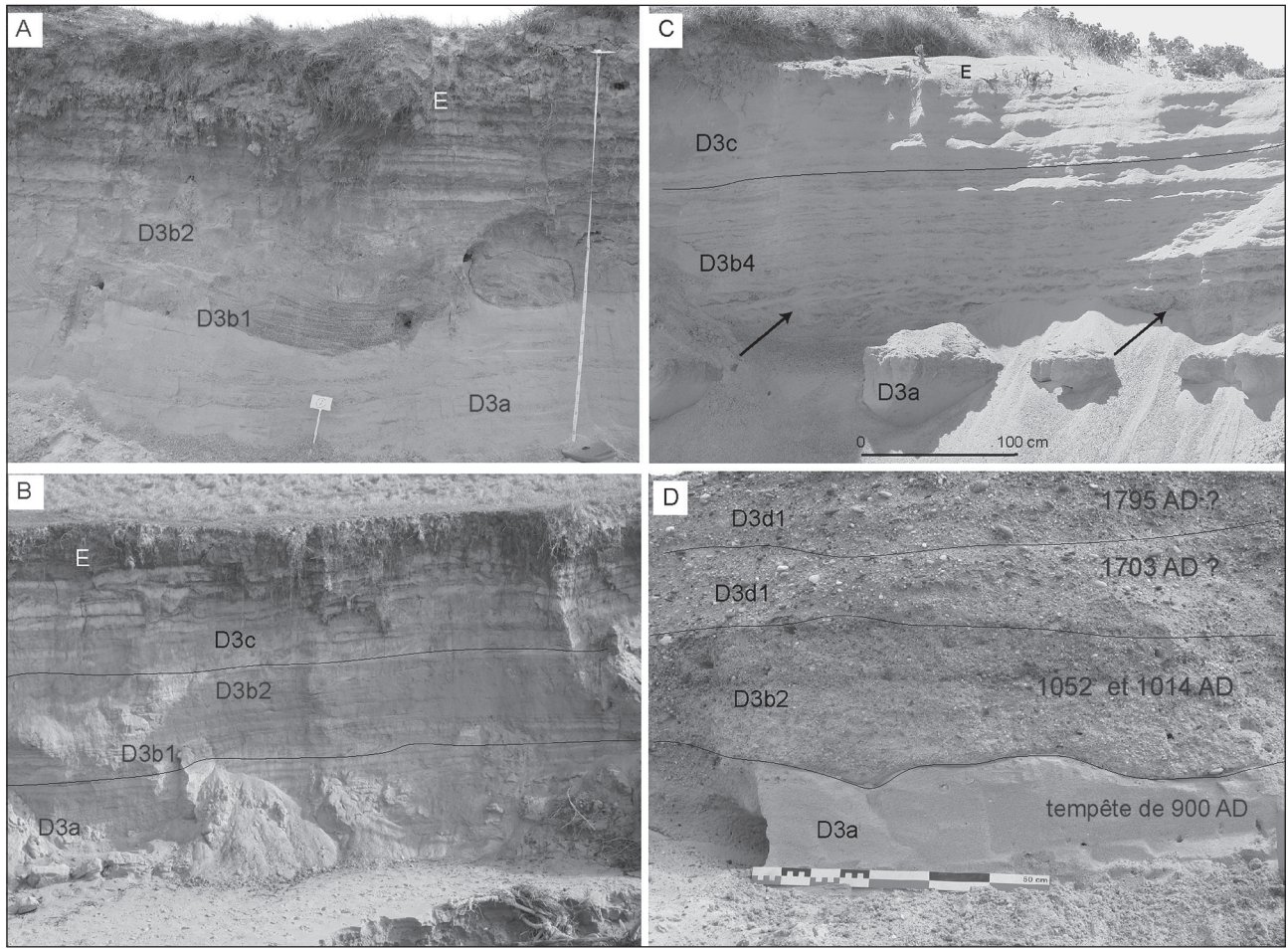


Fig. 6 : Brèche de Prat-an-Dorchen.

A/ Année 2006 : incision D3b3 par le ruisseau dans le washover fan D3b2 (tempête de 900 AD). B/ Année 2014 : vue amont de l'incision avec remplissage cyclique de la dépression ruisseau / washover fan. C/ Année 2008 : vue de la partie proximale du washover fan avec figures de charges (flèches). D/ Année 1985 : accumulation d'épandages graveleux de tempête sur l'isthme de la Torche.

Fig. 6: Breach at Prat-an-Dorchen. A/ Incision of the rivulet (D3b3) into the D3b2 washover fan (storm of AD 900). B/ Upstream of the previous incision, filled with a cyclic alteration of river / washover sediments. C/ Proximal view of the washover fan with load casts (arrows). D/ Storm gravel splays along the la Torche peninsula.

une extension des marais en arrière des cordons et une colonisation agricole sur leur bordure à la fin du Néolithique, au Chalcolithique et à l'Âge du Bronze (Leroux, 1981), mais sans développement de dunes.

Ensuite, l'essentiel des informations est préservé à terre. Haslett *et al.* (2000) situent le début de la formation des dunes au Subboréal (fig. 1B et 3) en se basant sur la datation d'un paléosol enfoui (4950 ans cal. BP, Beta-114971). Dans la presqu'île de Crozon, des gastéropodes terrestres (*Pomatia elegans*) sont préservés à la base de la dune de Penhat et attestent également d'une activité dunaire au Subboréal (5585-4963 ans cal. BP, Hv-25113; Meurisse-Fort, 2009). Dans le marais de Kermor, à Combrit près de l'Île-Tudy, une tourbe saumâtre surmontant une tourbe continentale a été datée à 5191-5053 BP (Poz-36731) à 0,7 m NGF, attestant peut-être de la rupture d'un cordon littoral lors d'une tempête, mais sans développement de champs dunaires. Cet épisode de refroidissement et de tempêtes semble être la conséquence du début du Néoglaciale (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2014b), entre 5200 et 4200 ans cal. BP, en association avec une ré-extension des glaciers au Groenland et en Scandinavie (Nesje *et al.*, 2008; Long *et al.*, 2009). Ce refroidissement

est contrôlé par un minimum solaire, le minimum « grec », centré sur 3250 BP (Stuiver *et al.*, 1998).

5.2 - MISE EN PLACE DES CHAMPS DUNAIRES (DE 3050 À 2300 ANS CAL. BP): LES «DUNES PRÉHISTORIQUES»

A partir de 2950 BP, le climat est devenu instable et tempétueux (Lamb, 1981) à la suite d'un refroidissement important et du minimum solaire « homérique » (2900-2750 BP; Stuiver *et al.*, 1998), pénécotemporain de la période de la Tène (2750-2400 BP; Beer & van Geel, 2008). Le site de Saint-Urnel, situé en hauteur, est occupé à l'époque du Bronze final (Giot, 1974). Cette période de tempêtes est associée à une érosion majeure de la basse plateforme littorale, jusqu'à -4,5 m NGF, en avant de la falaise morte, comme à Kerdraffic (unité C2b) et à des transits de sables éoliens en direction des marais littoraux. Cette période est responsable d'une discontinuité majeure (non-préservation de dépôts) observée dans les enregistrements stratigraphiques bretons (Goslin, 2014; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2014a). En fait l'enregistrement stratigraphique continu du secteur de la Torche ne démarquera qu'après.

Le long de la zone méridionale de la baie d'Audierne, la véritable phase de construction dunaire semble se développer en plusieurs étapes depuis la Tène, ca. 2400 ans cal. BP. Après cette péjoration majeure, le climat s'améliore vers la fin de la période du Halstatt, les plages sont très biodétritiques et une barrière littorale associée à une dune calcaire se construit entre 2450 et 2350 ans cal. BP, un peu plus tard que ce qu'avaient proposé Guilcher *et al.* (1992) de «c.1100 à 700 cal. BC». En arrière des cordons, des tourbières se développent comme dans les marais de Lescors, La Joie et Nérizellec et des colluvions (2462-2353 ans cal. BP) se mettent en place attestant d'un climat pluvieux. Le site de Saint-Urnel, la péninsule de la Torche et le port de St-Guénolé sont fréquentés (Giot, 1974) et le niveau marin est légèrement inférieur à l'actuel (fig. 3). Une nouvelle dégradation climatique induit la formation d'un cordon de tempête surmonté d'une dune (2339-2487 ans cal. BP), lesquels seront détruits lors de la période Viking (ca. 900 ans AD). Des lagunes fonctionnent en arrière du cordon. Une tempête puissante (ou une succession de tempêtes) associée à une submersion importante inonde les marais vers 2350 ans cal. BP / 400 ans BC (Beta-57648, Carter *et al.*, 1993). Elle affecte l'ensemble de la Bretagne, de la Manche et le sud de la Mer du Nord (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2014b).

5.3 - LA DESTRUCTION DE LA BARRIÈRE LITTORALE (2300 BP - PRÉSENT): LES «DUNES HISTORIQUES»

Après cette aggradation dunaire, la tourbe réapparaît pendant l'Optimum romain, comme dans les marais de Lescors et de La Joie. A Tronoën, la lagune est fonctionnelle, comme vraisemblablement aussi à Nérizellec et dans les autres marais-estuariers. Dans ces estuaires barrés, comme dans les autres estuaires finistériens, le niveau marin était alors proche de l'actuel (-0,5 m NGF; Goslin, 2014). La rupture de la barrière littorale et les submersions réapparaissent après 200 ans AD, à la Torche et à Tronoën, avec une surface d'érosion surconsolidée par le *swash*, observée en sondage vers 0 m NGF. Les «dunes historiques I» se mettent en place de 200 à 600 ans AD dans le sud de la baie d'Audierne. Une rupture de cordon est enregistrée à Lescors après 312-400 ans AD (Beta 57652; Carter *et al.*, 1993). Le cimetière et la chapelle de Saint-Urnel sont utilisés régulièrement de 400 à 800 ans AD (Giot & Monnier, 1978; Giot 1998), malgré des invasions de sable mobilisé par des vents du nord-ouest, notamment vers 578-600 ans AD et vers 700 ans AD, avec une stabilisation relative vers 622-676 ans AD à Pors-Carn. Une surface d'érosion de tempête est observée vers 703-957 ans AD, à -5 m NGF à Kerdruffic et à -4,4 m NGF dans la brèche de Prat-an-Dorchen, en parallèle avec la construction de dunes à Prat-ar-Hastel. L'accumulation de crêtes de tempêtes de 750 à 800 ans AD a été recoupée dans le sondage BD1. Après 800 ans AD, une série de terrasses de tempêtes est enregistrée sous la forme d'un complexe de *washover fan* au niveau de la brèche de Prat-an-Dorchen (D3), remobilisant le matériel d'un cordon ancien de la Tène (D3a). Ceci

atteste d'un recul puissant du trait de côte, jusqu'à une position voisine de l'actuelle. Une seconde aggradation se termine vers 930 ans AD; la lagune de Tronoën est active jusqu'en 960 ans AD. Après, les lagunes sont régulièrement ennoyées avec la mise en place de *washover fans*. Ces ennoissements résultent d'au moins trois gros événements tempétueux avec surcote vers ca. 1050 ans AD (fig. 3; tempêtes de 1052, 1016, 1014 ans AD dans les archives, Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2014b), en association avec le Minimum solaire de Oort, à la veille de l'Optimum du Moyen Âge. Ces événements sont associés, après 1050 ans AD, à une nouvelle invasion dunaire, les «dunes historiques II», confortant les observations de Giot & Monnier (1978).

Une nouvelle période de quiescence est ensuite enregistrée à Lescors, pendant l'optimum thermique du Moyen Âge.

Le recul du littoral va reprendre pendant une nouvelle période tempétueuse, au Petit Âge Glaciaire (surtout 1658, 1703, 1735 et 1795 AD) correspondant au Minimum solaire de Maunder. Les dunes continuent à migrer vers l'intérieur des terres pendant les XVII^e et XVIII^e siècles au nord de la Torche, tout comme en Finistère nord, sur la côte de Crozon ou en Loire-Atlantique (Guilcher & Hallégouët, 1991). Elles constituent les «dunes historiques III» qui remanient surtout les épandages précédents. Les épandages de graviers liés aux tempêtes sont bien préservés sur l'isthme de la Torche. Ils envahissent le champ dunaire de Pors-Carn sur plus de 300 m (épandage de graviers et de sables grossiers jusqu'à 11 m NGF d'altitude) et envahissent les marais de Lescors-La Joie. Une dernière série de tempêtes est enregistrée au XVIII^e et au début du XIX^e siècle. Le cordon de galets de l'Ero-Vili semble être remobilisé après 1775 (Hallégouët & Hénaff, 1993) en relation avec des tempêtes répétitives et une dérive littorale très importante. La comparaison des cartes topographiques produites entre 1771 et 1818 (Ingénieurs géographes du Roy, Cassini et Beauteemps-Beaupré) atteste d'une fragilité de l'isthme de la Torche et de travaux de renforcement au début du XIX^e siècle. Les perforations de lithophages dans le vieux grès de plage, datés de ca. 1800 ans AD (effet plateau du ¹⁴C), attestent d'un retrait important du littoral. Un cadastre de 1828 témoigne également d'un retrait rapide de la côte à cette époque, probablement une conséquence de la tempête exceptionnelle de 1785 ou «Admiral Christian Storm» (Lamb & Frydendahl, 2005).

Il ne subsiste actuellement que le revers des cordons de la période précédant l'Optimum du Moyen Âge. Ces cordons ont été fortement érodés au Petit Âge Glaciaire avec un épandage kilométrique de sables éoliens à l'intérieur des terres. Après la période romaine, la composante bioclastique des sables diminue (Hénaff, 2012) avec la péjoration climatique mérovingienne liée aux minima solaire de l'Hégire et de la période Viking et, celle du Petit Âge Glaciaire. Le stock de sables semble aussi diminuer. Lors d'une tempête modérée, ils migrent sous la zone intertidale et/ou vers les petits fonds et reviennent généralement à la côte pendant la période calme estivale

pour construire une avant-dune (Guilcher, 1954; Suanez *et al.*, 2012). Depuis la période de l'an Mil, une partie du sable est probablement évacuée au large par les tempêtes répétitives et puissantes (Wolf, 2009; Goff *et al.*, 2004). Une érosion croissante des cordons du sud de la baie d'Audierne en est la conséquence tout comme l'inactivation de la dune morte de Gwendrez. L'accentuation de la pente en haut d'estran a eu pour conséquence une érosion croissante du cordon de galets et des dunes dans la partie méridionale de la baie d'Audierne. Le recul a été encore accentué par l'exploitation des galets de l'Ero-Vili par l'Organisation Todt, à partir de 1941, par l'ouverture de carrières de sable sur le revers des cordons dunaires et par l'accélération contemporaine de l'élévation du niveau marin (Jevrejeva *et al.*, 2006; Cazenave *et al.*, 2009).

5.4 - IMPLICATIONS PALÉOCLIMATIQUES

La dégradation climatique de l'Holocène moyen est responsable d'une ré-extension modérée des glaciers dans l'hémisphère nord, mais également d'un déplacement vers le sud de la zone de circulation des tempêtes cycloniques (Denton & Karlen, 1973; Magny & Hass, 2004). Des apports de sables éoliens se manifestent localement sur le littoral depuis le Subboréal, puis des champs dunaires se seraient développés progressivement à partir de 3 000 BP aux dépens des estrans et des cordons littoraux. Ensuite, ils ont été réactivés par une ou plusieurs puissantes tempêtes. L'augmentation de la fréquence des tempêtes depuis le Subboréal résulterait d'un affaiblissement de la circulation thermohaline (AMOC) et de la transition vers un régime à périodes de NAO négative plus fréquentes, induites par un refroidissement marqué de l'Arctique généré par le forçage orbital et les minima solaires successifs, ainsi qu'une extension vers le sud de la banquise (Magny *et al.*, 2003; Trouet *et al.*, 2009; Trouet *et al.*, 2012). Ce refroidissement se marque sans régression majeure (Goslin, 2014; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2014a).

Quand la circulation thermohaline se renforce, l'Arctique se réchauffe, la banquise régresse et la NAO décennale devient à dominante positive; la fréquence des tempêtes tempérées baisse considérablement à nos latitudes alors que les dépressions cycloniques sévissent sur l'Atlantique nord, voire en Arctique: c'est le cas de l'optimum du Moyen Âge (Trouet *et al.*, 2009) tout comme pendant la période 1997-2001 (Visbeck *et al.*, 2001). C'est aussi le cas du cordon littoral de Shismarev (Alaska) daté de l'an Mil par J. Malaurie (datation non publiée) ou du cordon de Brandalpynten en 2004 (Ny Alesund, Spitzberg).

En fait, le contrôle principal de la tempétabilité se fait par l'Oscillation Multidécadale Atlantique (AMO; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2014b) en relation avec l'instabilité de la NAO. L'AMO enregistre le stockage thermique d'origine solaire dans l'océan, surtout intertropical. L'AMO et la NAO sont corrélées avec l'extension de la banquise (Day *et al.*, 2012; Miles *et al.*, 2014). Les fortes tempêtes enregistrées de 800 à 1050 AD à la Torche et identifiées dans les archives (Van Vliet-Lanoë

et al., 2014b) attestent d'un océan encore chaud (AMO positive) après l'optimum carolingien (NAO positive; Kobashi *et al.*, 2013), et d'une instabilité de la NAO liée à un refroidissement atmosphérique sur l'Arctique en relation avec un soleil peu actif (minima). C'est la situation qui prévaut actuellement sur la côte ouest de l'Europe depuis 2007.

D'autre part, la NAO décennale négative domine le Petit Âge Glaciaire (Lamb & Frydendahl, 2005; Trouet *et al.*, 2009) ou la période mérovingienne (McCormick *et al.*, 2012). Pendant les épisodes de refroidissement, caractérisés par une NAO décennale négative (Hurrell, 1995) et une AMO négative, les précipitations diminuent sur l'Europe; la fréquence des tempêtes soutenue par l'instabilité de la NAO liée au contact direct entre les masses d'air polaire et d'air tropical (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2014b) favorise la formation de dunes sur les cordons de tempêtes (Hallégouët, 1981; Houser *et al.*, 2008; Meurisse-Fort, 2009). Ce développement des dunes pourrait malgré tout profiter d'une régression marine limitée induite par la contraction thermique ou thermostérique de l'océan ($\leq 0,5$ m; Lamb, 1995), mais sans évidence de régression majeure (Goslin, 2014) induite par l'extension des glaciers.

6 - CONCLUSION

Les données stratigraphiques enregistrées sont discontinues et ponctuelles pour l'Holocène moyen en baie d'Audierne. La préservation de l'enregistrement des tempêtes y est limitée en raison de la subsidence géologique et du relèvement progressif du niveau marin qui entame et ennoie les formations continentales préexistantes. Cet enregistrement ne montre aucune évidence de régressions d'amplitude métriques. La sédimentation littorale du sud de la baie d'Audierne représente l'accumulation, depuis la période romaine, i) de cordons de tempêtes, ou terrasses de tempêtes associées avec des *washover fans*, et ii) d'une succession de surfaces d'érosion de tempêtes, largement sous le niveau marin contemporain: elles constituent des «pseudo» hauts et bas niveaux marins. En raison de ressources en sable limitées et d'exportations vers l'intérieur des terres, ce même stock a été plusieurs fois remanié depuis l'Âge du Bronze. Le trait de côte recule actuellement en raison d'un déficit en alimentation sableuse exacerbé par l'exploitation récente du cordon de galets de l'Ero-Vili, et est synchrone avec le relèvement eustatique accéléré actuel. La série de tempêtes millénaires enregistrée en baie d'Audierne de 800 à 1050 AD a modifié de manière considérable le trait de côte, ce dans un contexte climatique similaire à l'actuel, à savoir un océan chaud (AMO+) et une NAO décennale négative et instable. Ce fut aussi le cas lors de l'Optimum romain. Par contre, les cordons de tempêtes repris par les dunes étaient essentiellement associés à une NAO décennale probablement négative et à un océan froid, ce sans régression eustatique majeure. L'efficacité maximale des tempêtes en termes de retrait du trait de côte a été atteinte au Petit Âge Glaciaire. Le cordon littoral actuel corres-

pond en fait à ce qui subsiste des *washover fans* et dépôts lagunaires constituant le revers des cordons de tempêtes de la période 700 à 1 200 AD, remaniés en surface par des dunes historiques. La surface de ce cordon et son revers ont été fragilisés par des extractions de sable. Ce cordon actuel est appelé à disparaître complètement pendant la décennie de tempête en cours. En raison de démaigrissements fréquents du haut estran et d'une recrudescence des tempêtes depuis quelques années, le trait de côte recule malgré les travaux de protection menés par le Conservatoire de l'Espace Littoral. La formation de nouvelles brèches au droit des carrières et leur envahissement par la mer, pourrait générer un retrait généralisé du trait de côte dans les prochaines décennies entre Prat-an-Dorchen et Plovan.

REMERCIEMENTS

Cette étude a été financée par le programme ANR COCORISCO (2010-CEPL-001-01) et le programme de la région Bretagne PHILTRE. Nous remercions le BRGM pour son aide technique pour les sondages et le Conservatoire du Littoral ainsi que Natura 2000 pour leur autorisation de travailler dans leurs périmètres de protection. Enfin, nous remercions Michel Dubar et Pierre Stéphan pour leurs relectures minutieuses et leurs suggestions judicieuses.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BÄRRING L. & FORTUNIAK K., 2009 - Multi-indices analysis of southern Scandinavian storminess 1780-2005 and links to interdecadal variations in the NW Europe-North Sea region. *International Journal of Climatology*, **29** (3), 373-384.
- BEAUTEUPS-BEAUPRÉ C.-F., 1818 - Carte particulière des côtes de France : Plan de l'anse de la Torche (Baie d'Audierne) : Levée en 1818 par les Ingénieurs hydrographes de la Marine sous les ordres de M. Beauteups-Beaupré. Dépôt Général de la Marine, Paris.
- BEER J. & VAN GEEL B., 2008 - Holocene Climate Change and the Evidence for Solar and other Forcings. In R.W. Battarbee & H.A. Binney (eds.), *Natural Climate Variability and Global Warming: A Holocene Perspective*. Wiley-Blackwell, Oxford & Hoboken, 138-162.
- BRESSON M., 1924 - Le « raz de marée » du 9 janvier sur les côtes de France. *Annales de Géographie*, **33** (182), 186-188.
- CARTER R.W.G., REGNAULD H., JENNINGS S.C., DELANEY C., MONNIER O., COSTA S. & MCKENNA J., 1993 - The impact of recent sea level and climatic changes of the coast of northwest France. CEE Environment Program, EPOCH project n° CT 90 0015, 1-37.
- CAZENAVE A., DOMINH K., GUINEHUT S., BERTHIER E., LLOVEL W., RAMILLIEN G., ABLAIN M. & LARNICOL G., 2009 - Sea level budget over 2003-2008: a re-evaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and Argo. *Global and Planetary Change*, **65** (1-2), 83-88.
- CLARKE M.L. & RENDELL H.M., 2009 - The impact of North Atlantic storminess on western European coasts: a review. *Quaternary International*, **195** (1-2), 31-41.
- 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*, Paris **24** (4), 377-389.
- DAY J.J., HARGREAVES J.C., ANNAN J.D. & ABE-OUCHI A., 2012 - Sources of multi-decadal variability in Arctic sea ice extent. *Environmental Research Letters*, **7** (3), (034011), doi:10.1088/1748-9326/7/3/034011
- DELIBRIAS G., GIOT P.-R., GOULETQUER P.L. & MORZADECKERFOURN M.-T., 1971 - Evolution de la ligne de rivage le long du littoral armoricain depuis le Néolithique. *Quaternaria*, **14**, 175-179.
- DENTON G.H. & KARLÉN W., 1973 - Holocene climatic variations-Their pattern and possible cause. *Quaternary Research*, **3** (2), 155-205.
- DEVOY R.J.N., DELANEY C., CARTER R.W.G. & JENNINGS S.C., 1996 - Coastal stratigraphies as indicators of environmental changes upon European Atlantic coasts in the late Holocene. *Journal of Coastal Research*, **12** (3), 564-588.
- DUPONT C., MARCHAND G., CARRION Y., DESSE-BERSET N., GAUDIN L., GRUET Y., MARGUERIE D. & OBERLIN C., 2010 - Beg-an-Dorchenn (Plomeur, Finistère) : une fenêtre ouverte sur l'exploitation du littoral par les peuples mésolithiques du VI^e millénaire dans l'Ouest de la France. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, **107** (2), 227-290.
- FAYE I., HÉNAFF A. & HALLÉGOUËT B., 2007 - Evolution récente de la ligne de rivage en Baie d'Audierne : de Penhors à la Pointe de la Torche. *Penn ar Bed*, **199-200**, 50-61.
- GIOT P.-R., 1965 - Chronique des datations radiocarbones armoricaines. *Annales de Bretagne*, **72**, 133-147.
- GIOT P.-R., 1974 - Chronique de préhistoire et de protohistoire finistériennes 1974. *Bulletin de la Société Archéologique du Finistère*, **102**, 9-12.
- GIOT P.-R., 1981 - Chronique de préhistoire et de protohistoire finistérienne pour 1980. *Bulletin de la Société Archéologique du Finistère*, **109**, 9-15.
- GIOT P.-R., 1984 - Chronique de préhistoire et de protohistoire finistériennes pour 1984. *Bulletin de la Société Archéologique du Finistère*, **112**, 9-18.
- GIOT P.-R., 1998 - La dune ancienne de la baie d'Audierne. *Norois*, **45**, 487-494.
- 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 Française*, **44** (3-4), 116-121.
- GIOT P.-R. & MONNIER J.-L., 1977 - Le cimetière des anciens bretons de Saint-Urnel ou Saint-Saturnin en Plomeur (Finistère). *Gallia*, **35** (1), 141-170.
- GIOT P.-R. & MONNIER J.-L., 1978 - Les oratoires des anciens Bretons de Saint-Urnel ou Saint-Saturnin en Plomeur (Finistère). *Archéologie Médiévale*, **8**, 55-93.
- GOFF J., MCFADGEN B.G. & CHAGUÉ-GOFF C., 2004 - Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th Century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand. *Marine Geology*, **204** (1-2), 235-250.
- GOSLIN J., 2014 - *L'évolution du niveau marin relatif le long des côtes du Finistère (Bretagne, France) de 8000 BP à l'actuel : entre dynamiques régionales et réponses locales*. Thèse de Doctorat, Institut Universitaire Européen de la Mer, Université de Brest, Brest, 252 p.
- GOSLIN J., VAN VLIET-LANOË B., STÉPHAN P., DELACOURT C., FERNANE A., GANDOUIN E., HÉNAFF A., PENAUD A. & SUANEZ S., 2013 - Holocene relative sea-level changes in western Brittany (France) between 7600 and 4000 cal. BP: Reconstitution from basal-peat deposits. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, **2013** (4), 425-444.
- GUILCHER A., 1948 - *Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine*. Imprimerie H. Potier, La Roche-sur-Yon, 682 p.
- GUILCHER A., 1954 - *Morphologie littorale et sous-marine*. Presses Universitaires de France, Paris, 215 p.
- GUILCHER A. & HALLÉGOUËT B., 1991 - Coastal dunes in Brittany and their management. *Journal of Coastal Research*, **7** (2), 517-533.
- GUILCHER A., HALLÉGOUËT B., MEUR C., TALEC P. & YONI C., 1992 - Exceptional formation of present-day dunes in the Baie d'Audierne, southwestern Brittany, France. In R.W.G. Carter, T.G.F. Curtis & M.J. Sheehy-Skeffington (eds.), *Coastal Dunes*. Balkema, Rotterdam & Brookfield, 15-23.
- HALLÉGOUËT B., 1981 - Les crêtes littorales dunifiées du massif Armoricaire, France : formation et évolution. *Géographie Physique et Quaternaire*, **35** (2), 205-218.
- HALLÉGOUËT B., 1990 - Les dépôts pléistocènes marins de la côte méridionale du Finistère. *Revue Archéologique de l'Ouest. Supplément*, **2**, 45-51.
- HALLÉGOUËT B. & BODÉRÉ J.-C., 1993 - Un littoral fragilisé : le sud de la baie d'Audierne. *Cap-Caval*, **17** (supplément spécial), 263-271.
- HALLÉGOUËT B. & HÉNAFF A., 1993 - Evolution du littoral septentrional du Pays bigouden entre Penhors et Pors-Poulhan. *Cap-Caval*, **17** (supplément spécial), 273-280.
- HALLÉGOUËT B. & HÉNAFF A., 2006 - Evolution récente et gestion des espaces littoraux de l'ouest Cornouaille. In *«Quelles*

- pistes de développement pour le territoire?»: *Actes des rencontres de l'Ouest Cornouaille, mai-juin 2005*. Association Ouest Cornouaille Promotion, Pont-l'Abbé, 20-34.
- HALLÉGOUËT B., MEUR C. & TANGUY M., 1989** - Evolution du littoral de la baie d'Audierne (Finistère): la brèche de Trunvel. *Bulletin - Centre de Géomorphologie de Caen*, **36**, 13-16.
- HARRIS P.T. & COLEMAN R., 1998** - Estimating global shelf sediment mobility due to swell waves. *Marine Geology*, **150** (1-4), 171-177.
- HASLETT S.K. & BRYANT E.A., 2007** - Reconnaissance of historic (post-AD 1000) high-energy deposits along the Atlantic coasts of southwest Britain, Ireland and Brittany, France. *Marine Geology*, **242** (1-3), 207-220.
- HASLETT S.K., DAVIES P. & CURR R.H.F., 2000** - Geomorphologic and palaeoenvironmental development of Holocene perched coastal dune systems in Brittany, France. *Geografiska annaler. Series A, Physical Geography*, **82** (1), 79-88.
- HÉNAFF A., 2008** - Recherche d'indicateurs géomorphologiques de variation d'orientation des houles sur les côtes françaises de l'Atlantique et de la Manche au cours des 25 dernières années, analyse des données et comparaison avec les données de l'atlas numérique de houle EDF-LNHE. *La Houille Blanche*, **1**, 61-71.
- HÉNAFF A., 2012** - *L'approvisionnement sédimentaire dans les systèmes littoraux tempérés : sources, évolutions et gestion*. Rapport d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 201 p.
- HOUSER C., HOBBS C. & SAARI B., 2008** - Posthurricane airflow and sediment transport over a recovering dune. *Journal of Coastal Research*, **24** (4), 944-953.
- HUGHEN K.A., BAILLIE M.G.L., BARD E., BECK J.W., BERTRAND C.J.H., BLACKWELL P.G., BUCK C.E., BURR G.S., CUTLER K.B., DAMON P.E., EDWARDS R.L., FAIRBANKS R.G., FRIEDRICH M., GUILDERSON T.P., KROMER B., MCCORMAC G., MANNING S., BRONK RAMSEY C., REIMER P.J., REIMER R.W., REMMELE S., SOUTHON J.R., STUIVER M., TALAMO S., TAYLOR F.W., VAN DER PLICHT J. & WEYHENMEYER C.E., 2004** - Marine04 marine radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, **46** (3), 1059-1086.
- HURRELL J.W., 1995** - Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, **269** (5224), 676-679.
- JELGERSMA S., 1961** - Holocene sea level changes in the Netherlands. *Mededelingen van de Geologische Stichting. Serie C, Diverse onderzoekingen*, **6** (7), 1-100.
- JEVREJEVA S., GRINSTED A., MOORE J.C. & HOLGATE S., 2006** - Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records. *Journal of Geophysical Research. Oceans*, **111** (C9), C09012, doi: 10.1029/2005JC003229.
- KOBASHI T., SHINDELL D.T., KODERA K., BOX J.E., NAKAEGAWA T. & KAWAMURA K., 2013** - On the origin of multidecadal to centennial Greenland temperature anomalies over the past 800 yr. *Climate of the Past*, **9**, 583-596.
- LAMB H.H., 1981** - Climate from 1000 BC to 1000 AD. *British Archaeological Reports, British Series*, **87**, 53-65.
- LAMB H.H., 1995** - *Climate, History and the Modern World*, second edition. Routledge, London & New York, 433 p.
- LAMB H.H. & FRYDENDAHL K., 2005** - *Historic Storms of the North Sea, British Isles and Northwest Europe*. Cambridge University Press, Cambridge & New York, 204 p.
- LEROUX C.T., 1981** - Informations archéologiques: circonscription de Bretagne. *Gallia Préhistoire*, **24** (2), 395-423.
- LONG A.J., WOODROFFE S.A., DAWSON S., ROBERTS D.H. & BRYANT C.M., 2009** - Late Holocene relative sea level rise and the Neoglacial history of the Greenland ice sheet. *Journal of Quaternary Science*, **24** (4), 345-359.
- MAGNY M. & HAAS J.-N., 2004** - A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of the Alpine Iceman. *Journal of Quaternary Science*, **19** (5), 423-430.
- MAGNY M., BÉGEOT C., GUIOT J. & PEYRON O., 2003** - Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science Reviews*, **22** (15-17), 1589-1596.
- MCCORMICK M., BÜNTGEN U., CANE M.A., COOK E.R., HARPER K., HUYBERS P., LITT T., MANNING S.W., MAYEWSKI P.A., MORE A.F.M., NICOLUSSI K. & TEGEL W., 2012** - Climate Change during and after the Roman Empire: Reconstructing the Past from Scientific and Historical Evidence. *The Journal of Interdisciplinary History*, **43** (2), 169-220.
- MCKENNA J., COOPER G. A. J. & JACKSON D. W., T 2012** - Storm swash terraces: a previously overlooked element of the cliff-shore platform system. *Journal of Sedimentary Research*, **82** (4), 260-269.
- MEURISSE-FORT M., 2009** - *Enregistrement haute résolution des massifs dunaires: Manche, mer du Nord et Atlantique: le rôle des tempêtes*. Publibook, Paris, 306 p.
- MILES M.W., DIVINE D.V., FUREVIK T., JANSEN E, MOROS M. & OGILVIE A.E.J., 2014** - A signal of persistent Atlantic multi-decadal variability in Arctic sea ice. *Geophysical Research Letters*, **41** (2), 463-469.
- MONFORT R., 1985** - *Penmarch à travers ses historiens*. Helio-plans, Pont-l'Abbé, 350 p.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T., 1974** - *Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux*. Mémoire de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 17. Université de Rennes, Institut de Géologie, 208 p.
- NESJE A., BAKKE J., DAHL S.O., LIE Ø. & MATTHEWS J.A., 2008** - Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global and Planetary Change*, **60** (1-2), 10-27.
- ORFORD J.D., WILSON P., WINTLE A.G., KNIGHT J. & BRALEY S., 2000** - Holocene coastal dune initiation in Northumberland and Norfolk, eastern UK: climate and sea-level changes as possible forcing agents for dune initiation. *Special publication - Geological Society of London*, **166**, 197-217.
- PEUZIAT J. & GIOT P.-R., 1983** - Le Néolithique des vieux sols de la baie d'Audierne. *Bulletin de la Société Archéologique du Finistère*, **117**, 21-26.
- PIRAZZOLI P.A., 2000** - Surges, atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the Atlantic coast of France. *Oceanologica. Acta* **23** (6), 643-661.
- PLAINE J., PEUCAT J.-J., JEGOZO P. & MORZADEC-KERFOURN M.-T., 1981** - *Carte géologique de la France à 1/50 000 (n° 345), Pont-Croix (IV-19) Baie d'Audierne. Notice explicative*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, 48 p.
- PONTEE N., TASTET J.-P. & MASSÉ 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** (2), 243-261.
- PYE K. & TSOAR H., 2009** - *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Berlin & Heidelberg, Springer, 458 p.
- REGNAULD H., COCAIGN J.-Y., SALIÈGE J.-F. & FOURNIER J., 1995** - Mise en évidence d'une continuité temporelle dans la constitution de massifs dunaires du Sub-Boréal (3600 BP) à l'Actuel sur le littoral septentrional de la Bretagne. Un exemple dans l'Anse du Verger (Ille-et-Vilaine). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Sciences de la Terre et des Planètes*, **321** (4), 303-310.
- REGNAULD H., JENNINGS S., DELANNEY C. & LEMASSON L., 1996** - Holocene sea-level variations and geomorphological response: An example from northern Brittany (France). *Quaternary Science Reviews*, **15** (8-9), 781-787.
- RETALLACK G.J. & ROERING J.J., 2012** - Wave-cut or water-table platforms of rocky coasts and rivers? *GSA Today*, **22** (6), 4-10.
- REIMER P.J., HUGHEN K.A., GUILDERSON T.P., MCCORMAC G., BAILLIE M.G.L., BARD E., BARRATT P., BECK J.W., BUCK C.E., DAMON P.E., FRIEDRICH M., KROMER B., BRONK RAMSEY C., REIMER R.W., REMMELE S., SOUTHON J.R., STUIVER M. & VAN DER PLICHT J., 2002** - Preliminary report of the first workshop of the IntCal04 radiocarbon calibration/comparison working group. *Radiocarbon*, **44** (3), 653-661.
- REIMER P.J., BAILLIE M.G.L., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BERTRAND C.J.H., BLACKWELL P.G., BUCK C.E., BURR G.S., CUTLER K.B., DAMON P.E., EDWARDS R.L., FAIRBANKS R.G., FRIEDRICH M., GUILDERSON T.P., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KROMER B., MCCORMAC G., MANNING S., BRONK RAMSEY C., REIMER R.W., REMMELE S., SOUTHON J.R., STUIVER M., TALAMO S., TAYLOR F.W., VAN DER PLICHT J. & WEYHENMEYER C.E., 2004** - IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, **46** (3), 1029-1058.
- SAINT-REQUIER A., 1970** - *La baie d'Audierne: étude de morphologie et de sédimentologie sous-marines*. Thèse de Doctorat, Université de Paris, Paris, 223 p.
- SAINT-REQUIER A., avec la collaboration de HINSCHBERGER F. & PINOT J.-P., 1969** - Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France au 1/100 000. Feuille A-10, Pont-Croix. Institut Géographique National, Paris.
- SEDGWICK P.E. & DAVIS JR. R.A., 2003** - Stratigraphy of washover deposits in Florida: implications for recognition in the stratigraphic record. *Marine Geology*, **200** (1-4), 31-48.

- SHENNAN I. & HORTON B., 2002** - Holocene land- and sea-level changes in Great Britain. *Journal of Quaternary Science*, **17** (5-6), 511-526.
- SIBUET J.-C., ONDRÉAS H., DUVAL M. & DYMENT G., 1991** - New informations on the crustal structure of the Celtic Sea and Western approaches from gravity data and deep seismic profiles. *Mémoires de la Société Géologique Française*, **159** (1), 145-165.
- STÉPHAN P., 2008** - *Les flèches de galets de Bretagne : morphodynamiques passée, présente et prévisible*. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 558 p.
- STUIVER M., REIMER P.J. & BRAZIUNAS T.F., 1998** - High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon*, **40** (3), 11-27.
- STUIVER M., REIMER P.J. & REIMER R., 2005** - CALIB Radiocarbon Calibration, 2014: Execute Version 7.0.2 html. <http://calib.qub.ac.uk/>
- SUANEZ S., CARIOLET J.-M., CANCOUËT R., ARDHUIN F. & DELACOURT F., 2012** - Dune recovery after storm erosion on a high-energy beach: Vougot beach, Brittany (France). *Geomorphology*, **139-140**, 16-33.
- TOULEMONT M., 1965** - *Contribution à l'étude sédimentologique du Quaternaire du littoral Sud-Finistérien de la Pointe du Raz à l'estuaire de l'Odet*. Thèse de Doctorat, Université de Paris, Centre d'Orsay, Orsay, 115 p.
- TROUET V., SCOURSE J.D. & RAIBLE C.C., 2012** - North Atlantic storminess and Atlantic Meridional Overturning Circulation during the last Millennium: Reconciling contradictory proxy records of NAO variability. *Global and Planetary Change*, **84-85**, 48-55.
- TROUET V., ESPER J., GRAHAM N.E., BAKER A., SCOURSE J.D. & FRANK D.C., 2009** - Persistent Positive North Atlantic Oscillation Mode Dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science*, **324** (5923), 78-80.
- VAN VLIET-LANOË B., VANDENBERGHE N., LAURENT M., LAIGNEL B., LAURIAT-RAGE A., LOUWYÉ S., MANSY J.-L., MERCIER D., HALLÉGOUËT B., LAGA P., LAQUEMENT F., MEILLIEZ F., MICHEL Y., MOGUEDET G. & VIDIER J.-P., 2002** - Palaeogeographic evolution of northwestern Europe during the Upper Cenozoic. *Geodiversitas*, **24** (3), 511-541.
- VAN VLIET-LANOË B., HIBSCH C., CSONTOS L., JEGOUZOS S., HALLÉGOUËT B., LAURENT M., MAYGARI A., MERCIER D. & VOINCHET P., 2009** - Seismically induced shale diapirism: the Mine d'Or section, Vilaine estuary, Southern Brittany. *International Journal of Earth Sciences*, **98** (5), 969-984.
- 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** (4), 413-433.
- VAN VLIET-LANOË B., PENAUDA 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** (4), 434-453.
- VISBECK M.H., HURRELL J.W., POLVANIL & CULLEN H.M., 2001** - The North Atlantic Oscillation, Present, Past and Future. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **98** (23), 12876-12877.
- WOLF J., 2009** - Coastal flooding: impacts of coupled wave-surge-tide models. *Natural Hazards*, **49** (2), 241-260.
- ZIEGLER P.A., 1992** - European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, **208** (1-3), 91-111.