HAL
open science

Mythes et légendes : la forêt sous la mer

Brigitte van Vliet-Lanoë, Assia Fernane, Jérôme Goslin, Bernard Hallégouet, Alain Hénaff, Murielle Meurisse-Fort, Aurélie Pénaud

To cite this version:

Brigitte van Vliet-Lanoë, Assia Fernane, Jérôme Goslin, Bernard Hallégouet, Alain Hénaff, et al.. Mythes et légendes : la forêt sous la mer. Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 2015, 1, pp.1-16. hal-01148326

HAL Id: hal-01148326

https://hal.science/hal-01148326v1

Submitted on 4 May 2015

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.

Mythes et légendes : la forêt sous la mer

Brigitte Van Vliet-Lanoë[1], Assia Fernane[1], Jérôme Goslin[2], Bernard Hallégouët[3], Alain Hénaff[2], Murielle Meurisse-Fort[4]; Aurélie Penaud[1].

(1) UMR 6538 CNRS Domaines Océaniques, IUEM, Université de Brest, U@B, rue Dumont d'Urville, 29280 Plouzané, France. Email brigitte.vanvlietlanoe@univ-brest.fr
(2) UMR 6554 CNRS LETG-Geomer, IUEM, Université de Brest, U@B, rue Dumont d'Urville, 29280 Plouzané, France
(3) Département de Géographie -Université de Brest, 20, rue Duquesne - Boîte postale 814, 29285 Brest cedex France
(4) Service départemental d'Archéologie, Conseil Général du Pas-de-Calais, 7 rue du 19 mars 1962, 62000 Dainville, France

RESUME. La très longue série de tempêtes de l'hiver 2013-2014, en couplage avec des forts coefficients de marée, ont fait apparaître sur les estrans ouest européens des troncs d'arbres, souvent en position de vie ou des tourbes. L'âge de ces tourbes, souvent attribuée au Subboréal (5000 ans BP) est souvent diachronique, depuis des âges de 8000 ans au large sur la plateforme jusqu'à des tourbes du Moyen Age, en base de cordon littoral. Ces tourbes se sont formées dans des vallées ou dans des marais d'arrière de cordon littoraux en accompagnement de la remontée du niveau marin à l'Holocène. Elles ont pu être enfouies par des sédiments marins lors de la rupture de cordons littoraux par les tempêtes. Leur dégagement par l'érosion littorale, lors de périodes de fortes tempêtes, a alimenté le mythe de la ville d'Ys ou d'autres inondations catastrophiques. Cet article analyse la signification de ces tourbes en termes d'évolution du niveau marin, de paléo-environnement et des conditions de leur réapparition..

MOTS-CLÉS : Tourbes, souches, niveau marin, tempêtes, datation, érosion.

---

1 – Introduction

La très longue série de tempêtes de l'hiver 2013-2014, a traversé l'Atlantique d'Est en Ouest a généré des houles très importantes et hautes. Ces tempêtes en couplage avec des forts coefficients de marée, ont fait apparaître un peu partout sur les estrans des souches ou des troncs en position de vie des souches ou des tourbes que ce soit en Bretagne, en Picardie ou ailleurs en Europe. Ces tourbes sont souvent attribuée à une période de bas niveau marin pendant le Subboréal, entre 5000 ans à 4000 ans cal BP (âges calibrés avant 1950 ; soit entre 3000 à 2000 av JC), ce qui est largement erroné, mais les mythes ont la vie dure! La présence de ces tourbes ont alimenté le mythe du déluge, de la ville d'Ys ou d'autres inondations catastrophiques. Cet article

analyse la signification de ces tourbes en termes d'évolution du niveau marin, de paléo-environnement et des conditions de leur réapparition.

2 – Histoire du niveau marin : la transgression holocène.

En Bretagne comme ailleurs, le niveau marin a baissé d'environ 120 m lors de la dernière période froide, du fait d'un stockage de l'eau dans les calottes glaciaires. Cette valeur est estimée sur la base de l'enrichissement de l'eau de mer en isotopes lourds de l'oxygène, l'^{18}O. Ce phénomène est lié à la distillation de l'eau de mer lors de la formation des précipitations, donc dans notre cas, de la neige accumulée ensuite dans les calottes glaciaires. En fin de glaciation, le niveau marin est remonté depuis 16000 ans par paliers, avec des phases d'accélérations appelées « Melt-water Pulses », phases qui marquent des étapes successives de la fonte des grandes calottes et des décélérations lors des épisodes de refroidissement comme pendant le Dryas Récent (12.700 à 11.700 ans cal BP). Ces phases sont plus moins bien marquées selon la région du monde concernée et selon le rejeu du bâti continental déchargé par la fonte des glaciers. Ce rejeu, appelé glacio-isostatique, peut perturber régionalement le signal de « transgression » marine ou signal eustatique.

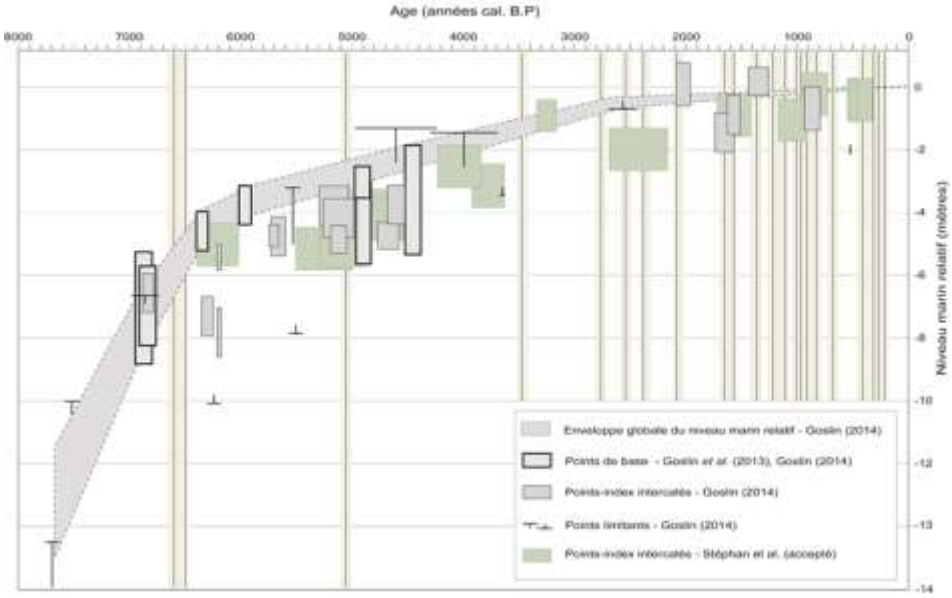

Figure 1: Evolution du niveau marin relatif en Bretagne (Goslin, 2014), à partir des niveaux de tourbes de base (sur substrat non compactable). Les barres verticales grises représentent les périodes de tempête.

.L'enregistrement stratigraphique de la Bretagne, très exposé 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 croissant de la houle des des courants de marées. Dans notre

région, l'Atlantique Nord, au début de notre interglaciaire, l'Holocène, il y a 11.7000 ans, le niveau marin était situé vers – 60 m sous l'actuel. Beaucoup d'îles étaient rattachées au continent, comme celles de l'Iroise, de Bretagne méridionale ou les iles Anglo-Normandes. Seule, Ouessant est déjà isolée par le Fromveur. Une dernière phase d'accélération, le Meltwater pulse IB s'est terminée vers 6000 cal BP, amenant le long de la façade ouest-européenne le niveau marin vers -6 m en Bretagne (Goslin et al., 2013), avec une vitesse de remontée atteignant environ 6 mm / an. Ensuite, le niveau marin est remonté plus lentement, avec des phases de décélération mais, sans régression métriques (fig.1). Les seules variations de niveau sont liées surtout à la dilatation ou à la rétraction thermique de l'océan (variations thermostériques) et à la fonte des glaciers « alpins », donnant des variations minimes inférieures au mètre en amplitude.

Figure 2 : Dunes de Biville (Ouest Cotentin) avec marais en arrière de cordon dunaire.

Parallèlement, la remontée du niveau marin a entraîné l'érosion des formations sédimentaires continentales qui recouvraient la plateforme pendant la période froide : des produits de gélifraction et d'apport éoliens (sables et loess). Ces matériaux seront remaniés par la transgression marine et, formeront lors du ralentissement progressif de la remontée eustatique des cordons littoraux de sable ou de galets. Ce phénomène a provoqué un barrage aux écoulements continentaux et favorisé la mise en place de tourbières littorales équivalentes à celles que l'on observe actuellement (fig.2). Ce sont les tourbes basales. L'âge de ces « tourbes basales »sont souvent diachroniques, depuis des âges de 8000 ans à la base des carottes prélevées au large sur la plateforme, vers - 20 m de fond (Baltzer et al.2014), jusqu'à des tourbes du Moyen Âge en base de cordon littoral actuel (Van Vliet-Lanoë et al., 2014b).

La mer a atteint un niveau proche de l'actuel, il y a 2.000 à 3.000 ans environ (Goslin, 2014), accompagné par la mise en place de cordons dunaires protecteurs (Van Vliet-Lanoë et al., sous presse). Depuis le Moyen âge, en relation avec le barrage des cours d'eau en limite de l'action de la marée, l'apport sédimentaire au littoral par les rivières est devenu insuffisant et le trait de côte recule plus vite que ne le laisserait suggérer la remontée du niveau marin. En Europe, la tourbe littorale a également été exploitée comme combustible dès le Moyen Âge et surtout pendant la dernière guerre : des dépressions rectangulaires en attestent. En Flandres belges, la tourbe la plus récente a quasiment disparu.

3 – Des tourbes et des arbres.

Cette remontée eustatique a provoqué peu à peu l'ennoiement des zones côtières, amenant d'abord une remontée de la nappe d'eau douce dans les plaines et la formations de marais tourbeux (Jardine 1980). La tourbe se forme en contexte engorgé, le plus souvent anaérobie, ce qui réduit l'oxydation et la dégradation de la matière organique. Ensuite, ces tourbes ont évolué avec une nappe saumâtre, avant d'être enfouies par des sédiments continentaux lagunaires, puis marins. Il est donc logique de retrouver sous le prisme sédimentaire marin de la plateforme continentale, des formations continentales comme des alluvions fluviatiles ou des loess, puis des formations tourbeuses formées lors du réchauffement de l'Holocène.

Les horizons noirs, gras et souvent enrichis en racines ou en bois ne sont pas toujours des tourbes. Les horizons humifères des sols acides bretons sont très mélanisés (ranker, mor ou moder), particulièrement en bas de versants où ils peuvent être construits par apport colluvial. Ce sont eux qui portent en général les arbres enracinés et les souches, le chêne ou le pin nécessitant un sol drainé et relativement profond.

En zone littorale, peu de tourbes sont des tourbes vraies, ce sont plutôt des hydromors ou humus acides hydromorphes Dans les marais continentaux de proximité littorale, la végétation est souvent une roselière ou une pelouse humide à joncs, avec parfois des épisodes lacustres marqués par la présence de gastéropodes aquatiques (limnées ou planorbes): la «tourbe» est brune, fibreuse et ne sent pas ; elle se forme généralement à plus de 2 m au-dessus du niveau moyen de la mer. Dans les marais littoraux, l'envahissement du schorre par la végétation crée également des horizons organiques, souvent noircis par réduction du fer (pyrite) et la pyritization organique : ils sentent la vase et parfois l'œuf pourri s'il se produit une oxydation partielle de la matière organique par mélange des eaux. Ces sols ne contiennent souvent que des éléments ligneux flottés et sont souvent enrichis en coquilles de milieu saumâtre, comme les hydrobies, voire tolérantes, comme les coques. Ces sols organiques se situent généralement entre 1 et 2 m au-dessus du niveau moyen de la mer. Les lacs et les lagunes saumâtres peuvent accumuler une vase organique brune ou noire, fine et riche en diatomées.

Entre ces variantes, toutes les transitions peuvent exister. Des sols drainés évoluent en tourbière par remontée de la nappe d'eau douce. Lorsqu'elle

devient saumâtre, elle tue les arbres. Les roselières meurent par remontée de la nappe salée et évoluent en schorre herbu. Mais, une tourbière ou un schorre peuvent également subir une oxydation, voire une dessiccation lors de l'incision d'un chenal de marée lors d'une tempête ou de leur mise à l'affleurement par érosion littorale : la « tourbe » devient compacte. Chaque faciès de végétation a sa signature géochimique et isotopique et peut être utilisé comme un marqueur altitudinal vis-à-vis du niveau marin, ce au cours de l'Holocène, nous permettant de reconstruire une courbe eustatique régionale fiable (Goslin et al., 2013 ; Goslin 2014).

Figure 3: Tourbe et bois, datés à 4670 cal BP Porsmilin, rade de Brest, 2010

Quand le sol est drainé, des chênes et des charmes se développent sur les sites depuis environ 8000 ans. Puis, lorsque la nappe aquifère remonte et que la tourbification s'installe vers 7000 ans, le noisetier, le bouleau, les saules et les aulnes envahissent petit à petit le site déprimé. Ceci est lié à leur mode d'enracinement, en touffe ou traçant comme le bouleau, ce qui leur permet de respirer malgré un engorgement saisonnier ou plus rarement pérenne. Les précipitations sont généralement élevées en période de NAO (oscillation nord Atlantique) positive, des périodes relativement chaudes favorisant la croissance végétale et celles des tourbières. Ensuite, lorsque la nappe se salinise, les arbres meurent progressivement, cédant la place aux phragmites puis, aux joncs et aux plantes halophiles Une sédimentation vaseuse de marais vient recouvrir les tourbières d'eau douce, fossilisant les souches voire des troncs en

position de vie. Ces souches présentent d'ailleurs souvent des traces d'exploitation par l'homme. Ce processus d'enfouissement peut être accéléré par l'ouverture des cordons littoraux lors de tempêtes (Fernane et al., sous presse). Les hydrobies et les foraminifères agglutinés font leur apparition dans les sédiments de moins en moins organiques lorsque la dépression se transforme en lagune littorale (Stephan et al., sous presse). L'invasion par la marée ou les surcotes de tempêtes amènera des foraminifères benthiques carbonatés.

L'acidité des sols en Bretagne, en Cotentin en Cornwall, au Pays de Galles ou encore dans une grande partie de l'Irlande est un facteur de développement des tourbes en zone proche du littoral, cette acidité diminuant l'activité bactérienne dans les marais.

Figure 4 : « tourbes » subboréales de l'estuaire de la Canche (St Gabriel, Picardie) entrecoupées par des incursions de vases tidales (2004). Ces tourbes portent des traces de piétinement par le bétail.

Enfin, les tourbes basales enfouies évoluent en se méthanisant et constituent souvent un horizon «sourd» en sismique-réflexion (Baltzer et al., 2014). Sur la plateforme continentale de faible profondeur, elles sont aussi souvent responsables d'échappement de méthane à proximité d'anciennes vallées (terrasses tourbeuses incisées) aujourd'hui ennoyées. Ces sites évoluent en pockmarks et constituent un oasis écologique marin.

4 – Age des tourbes

La réputation de ces «tourbes» est d'avoir un âge voisin de 5000 BC (7000 cal BP) et attribué à l'Age du Bronze, une période longue comprise entre 2100 av. J.-C. et 700 av. J.-C. environ en Bretagne, soit 4050-2650 BP. Cette période de 7000 BP correspond en fait au Néolithique (environ -7700 BP ou 5700 BC) et verra la construction des grands monuments mégalithiques, comme le cromlech d'Er Lannic en Morbihan, aujourd'hui ennoyé et, les débuts de l'agriculture, comme à a Pointe de la Torche vers 7600 BP (baie d'Audierne). Pour ce type de date, ce sont des «tourbes» qui affleurent généralement en bas de la zone intertidale actuelle, soit vers -2 à -3 m NGF

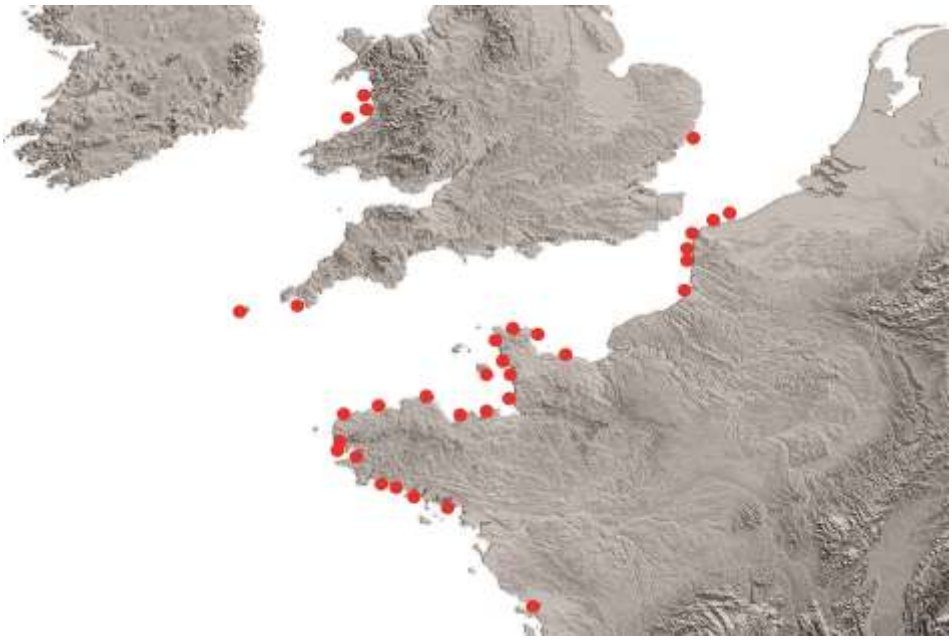

Figure 5 : répartition des affleurements tourbeux récurrents sur la côte ouest européenne (tous âges).

Les tourbes de Pors Milin (fig.3), à l'ouest de Brest, sont très instructives (Fernane et al., sous presse): les troncs qui affleure à 0 m NGF sont daté à 4670 cal BP, alors que la tourbe affleurant un peu plus haut (vers + 1m NGF) date de 3750 BP et celles situé en pied de cordon datent en gros de 300 à 700 AD. Par contre, la tourbe affleurant fond de mer à - 6m NGF au large de la plage et celle recueillie en base de sondage sous les troncs, à - 4m NGF datent de 7000 BP. Celles de Fogéo sur la péninsule de Rhuys dans le golfe du Morbihan couvrent la période de 7000 à 1000 cal BP (Visset et Bernard, 2006). La tourbe du Subboréal affleure à 3 m NGF à Treffiagat (Goslin, et al., 2013), près du Guilvinec et à 3 m NGF comme sur la plage de Sainte Cécile en Picardie, sous une tourbe romaine (Meurisse et al., 1995). Celle de Plouguerneau (côte Nord de la Bretagne) proche du niveau marin actuel date

de l'époque romaine (Goslin, 2014), comme aussi celle de Wissant (Pas-de-Calais) ou de St Gabriel (Picardie ; Meurisse-Fort, 2009). La succession de tourbes d'estran à St-Jean-Le-Thomas (baie du Mont St Michel) couvre la période de 5000 à 3000 cal BP (Meurisse-Fort, 2009).

Figure 6 : carcasse de bateau à l'affleurement, Sainte-Anne-la-palud, baie de Douarnenez, avril 2014.

Très souvent la « tourbe à arbres » est une construction composite de plusieurs épisodes de végétation, séparés par des phases d'érosion et/ou de sédimentation, liées aux tempêtes (fig.4). C'est le cas dans de nombreux sites, bretons, normands et picards. En fait, ces tourbes se retrouvent un peu partout sur le littoral européen et ailleurs, à condition que la région ne soit pas subsidente, comme en Aquitaine, aux Pays Bas, en Pologne ou le Nord de l'Allemagne. Dans les régions qui se soulèvent, comme l'East Anglia, ce sont des formations plus anciennes qui émergent. Il faut noter qu'en de nombreux endroits, ce n'est pas uniquement les tourbes qui affleurent mais aussi le sol Tardiglaciaire-Holocène (Van Vliet-Lanoë et al., 1992) formé avant l'arrivée de la transgression et souvent marqué par une hydromorphie lié à la remontée des nappes aquifères (pseudogley à réseau polygonal blanchi), comme on peut l'observer le long du Sillon de Talbert ou à Penvenan sur la côte du Trégor ou encore au Sud de l'île de Jersey. D'autres éléments comme des vestiges néolithiques (« Kitchen Middens » à la Pointe de la Torche) ou de l'Age du Bronze peuvent être mis temporairement à l'affleurement comme également des épaves de bateau de tout âge, très abondantes sur les plages du fond de la baie de Douarnenez (Sainte Anne la Palud).

5 – La mise à l'affleurement

Plusieurs études ont montré que des quantités importantes de sédiment étaient remaniées en zone intertidale (Houser et al., 2008) voire exportées vers le large lors de tempêtes (Goff et al., 2004). Les différents hauts niveaux et bas niveaux marins holocène précédemment décrits en Bretagne (Morzadec, 1974; Guilcher et Hallégouët, 1991 ; Stéphan, 2011; Ters, 1973) correspondent à des artéfacts sédimentaires.

Comme nous avons pu le démontrer (Van Vliet-Lanoë et al., 2014a), certains de ces artéfacts résultent de terrasses de tempêtes (Mc Kenna et al., 2012) ou des surfaces d'érosion de tempêtes (Retallack et Roering, 2012). De profondes réorganisations des systèmes sédimentaires lagunaires et d'arrière cordon sous l'influence (i) du recul des cordons, (ii) de la tempétuosité mais aussi (iii) de la modifications du lit des cours d'eau côtiers sont aussi invoqués (Goslin et al., 2013 ; Goslin, 2014, Stéphan et al., 2015).

Figure :7 forêt de Borth, baie de Cardigan (photo M. Bates, http://www.geologywales.co.uk/storms/spring12a.htm)

En Bretagne, les 35 tempêtes de l'hiver 2013-2014 ont été particulièrement efficaces en termes de démaigrissement des plages, la houle puissante et continue sur plus de 2 mois ayant permis l'évacuation vers le large des sables littoraux, souvent sans retour lors de l'été 2014. Ce déblayement a permis la mise à jour des tourbières anciennes et, malheureusement, leur érosion irrémédiable. C'est particulièrement le cas à Pors Milin en rade de Brest où la tourbe est en cours de démantèlement, mais également en baie de Douarnenez, en baie de Morgat ou la forêt de chênes fossilisée de la plage des Sables Blancs à la Pointe de Kersaux, à Trez-Malalouen en baie de

Concarneau ou encore à la Roche sèche de Kerhillio, à l'est de la Rivère d'Ethel. Ces affleurements signalent généralement un ancien estuaire remblayé par les colluvions historiques ou l'action récente de l'homme. Leur réapparition est cyclique.

En Vendée, la tourbe littorale peut s'observer à Brétignolles sur Mer (Bernard et Visset, 2006). En Normandie, ces tourbes ont ré-affleurés début 2014 sur la côte ouest du Cotentin, sur la plage du Fourneau à Granville, à St Jean le Thomas, à la Hauteville, dans le Hâvre de Lingreville, confortant la légende de la Forêt de Scissy, en Baie du Mont St Michel. A Lingreville, la base de la tourbe présente un âge de voisin de 6500 cal BP (Lautridou et Giresse, 1973). C'est aussi le cas du littoral du Bessin à Ver-sur-Mer, avec des troncs en position de vie de la Forêt de Quintefeuille. Ce phénomène est récurrent sur la côte picarde et celle de Flandres maritimes. A Wimereux, la tourbe subboréale a affleuré pour la première fois en 1874, (4700-3600 cal BP; Munaut, 1980). L'affleurement de troncs le plus spectaculaire et le plus ancien (1811) a été observé au Pays de Galles, sur les plages de la baie Cardigan, avec l'émersion de la Forêt de Borth (6000- 4500 cal BP ; fig.7), donnant corps à a la légende du royaume de « Cantre'r Gwaelod ». D'autres affleurements, un peu plus récents ont été observés près de Penzance, au pied du St Michael' Mount (Cornwall). Ils sont très fréquents sur la côte ouest de l'Irlande (fig.8).

Figure 7 : tourbière développée depuis le Subboréal (défrichement), attaquée par la remontée du niveau marin, ria du sud du Donegal, Irlande.

En fait, ces apparitions de tourbes sont récurrentes lors d'hivers caractérisés par une succession d'évènements tempétueux évacuant le sable vers le large. Généralement, l'accumulation tourbeuse est interrompue par des surfaces

consolidées générées par l'érosion par la houle et la dessiccation temporaire de la masse organique ou intercalées de dépôts marins (fig.3). Ces surfaces d'érosion se sont formées lors des périodes de tempête qui ont accompagné, tous les 1.000 à 1.500 ans, la remontée du niveau marin (Bond et al., 2001 ; Sorrel et al., 2013, Van Vliet-Lanoë et al., 2014b). En Bretagne, comme par exemple à Porsmilin, une troncature importante des enregistrements se manifeste entre 3000 et 2000 cal BP. À Treffiagat, la tourbe a été tronquée par les grosses tempêtes de l'an Mil : 900, 1014, 1052, 1095 AD et les très grosses tempêtes du XVIIIième siècle. 1014 et 1052 AD sont deux années à tempêtes en série comme celles de l'hiver passé (Van Vliet-Lanoë et al., 2014b).Une observation minutieuse des tourbes montre généralement que les troncs couchés sont orientés (rupture de cordon), rejetés de manière aléatoire ou accumulé localement par échouage (remaniement). Une nouvelle colonisation par la forêt humide peut succéder à l'épisode de troncature, comme à Porsmilin ou à Plouguerneau.

6 – Les conditions climatiques favorables à leur apparition

Les témoignages de tempêtes les mieux enregistrées, parfois associées à une rupture de cordon observable en stratigraphie, semblent être liés à des épisodes de refroidissement du climat après une période chaude. Certaines sont clairement liées à un contexte froid instable comme le Petit Age Glaciaire. Nos données montrent que des tempêtes hivernales millénaires ont fortement impacté le trait de côte en Bretagne, immédiatement avant l'Optimum Médiéval, dans un contexte climatique comparable à l'actuel.

Les ouragans se produisent généralement lorsque l'océan est chaud. Nous pouvons donc prendre en considération un indice représentant les variations du stockage thermique de la chaleur solaire dans l'océan intertropical. Celui-ci est fourni par l'Oscillation Multidécennale Atlantique ou AMO (voir bibliographie). Cette dernière a été anti-corrélée avec l'extension de la banquise et la NAO négative décennale (Miles et al., 2014). Quand la NAO décennale est positive, le courant-jet est peu oscillant, il guide les dépressions qui circulent d'Ouest en Est dans un contexte de faible contraste thermique entre l'air polaire (front froid) et l'air tempéré (front chaud) peu marqué. Quand la NAO décennale est négative, le courant jet est sujet à de profondes invaginations qui mettent en contact l'air tropical et l'air polaire, jusqu'au Sud du Maroc et jusqu'en océan Arctique au Nord, comme ces dernières années. Les descentes d'air polaire, lourd et froid, coupent le jet-stream et chassent vers le Nord des bouffées d'air tropical humide. Les tempêtes sont importantes lorsque le jet stream reprend sa trajectoire Ouest-Est et toute sa vitesse. Actuellement, la NAO décennale est négative, la NAO hivernale a été positive et l'AMO est à son maximum (fig.8). Une analyse plus détaillée montre que les tempêtes correspondent le plus souvent à des épisodes de quelques jours de NAO positive (cf. tempête Xynthia, février 2010) à quelques mois (octobre 2013-février 2014), alors que l'océan intertropical est chaud. Les tempêtes régionales extraites des archives nous montrent la même tendance pour les deux oscillations précédentes de l'AMO. Les données géologiques nous montrent un forçage identique pour les

derniers 6000 ans, notamment lors des refroidissements associés à des minima d'activité solaire (Van Vliet-Lanoë et al., 2014b) et une pseudo-cyclicité voisine de 1000-1500 ans (cf. Bond et al., 2001).

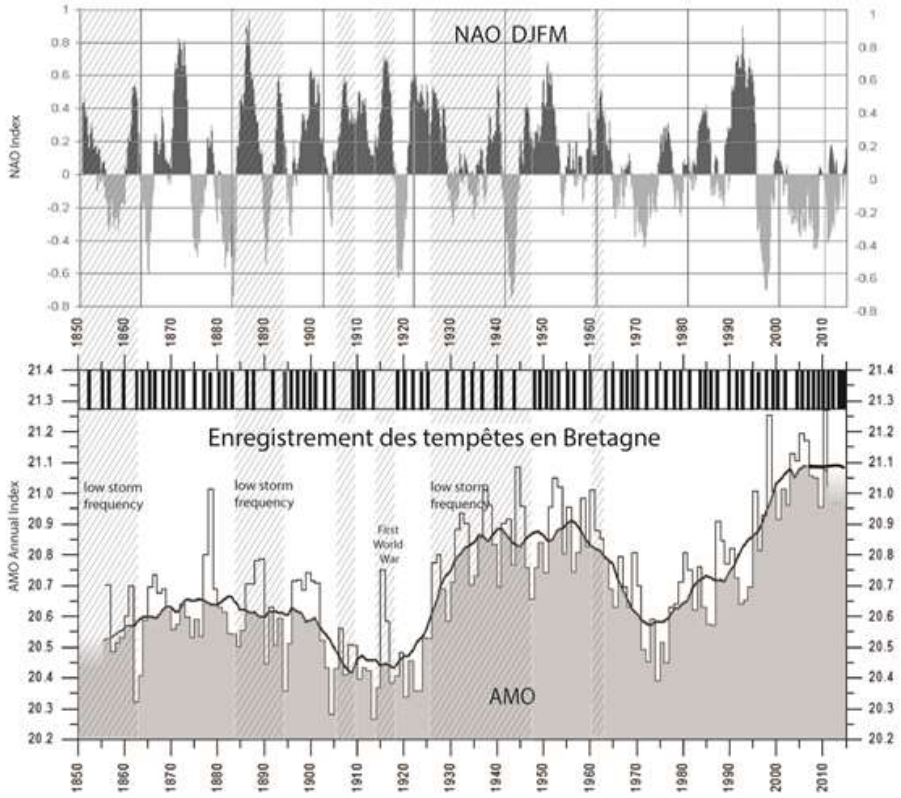

Figure 9: relation entre la NAO hivernale et le stockage thermique dans l'océan (AMO). Les tempêtes sont plus fréquentes juste après le maximum de l'AMO. Modifié de van Vliet-Lanoë et al., 2014b.

7 – Les légendes

Le mythe des ennoiements provient très probablement des fortes tempêtes responsables de ruptures de cordon et des inondations associées, pouvant atteindre 6 m (surcote de pression+ onde de tempête + déferlement de la houle; Wolf, 2009), comme ce fut le cas en 1953 au Pays Bas. Au Subboréal (tourbes de bas d'estran), l'habitat littoral se réfugie à l'intérieur des terres (Fernane et al., sous presse) ou sur des tertres , les « Martignys » de la côte française ou les « Terpen », de la côte frisonne (Pays Bas) apparu en 500 BC. Cette période (2450 BP) fait suite à la vague de tempête lié au minimum solaire homérique (Van Geel) et s'observe aussi en Bretagne (Van Vliet-Lanoë et al., 2014b)

« Cantre'r Gwaelod » ou « Maes Gwyddno », est, selon la légende, un royaume englouti sous la mer il y a des millénaires (fig.7): un royaume perdu, maudit par

les dieux, noyé par les flots. Un territoire foresté en dessous du niveau de l'océan, encadré par deux iles, et ceinturé de larges fortifications sur lesquelles des veilleurs guettaient nuit et jour, la digue de Sarn Badrig (La chaussée de Saint Patrick). Cette légende semble être apparue avec les débuts de la Chrétienté vers 520 ou 600 AD et a été transcrite en 1250 dans le «Black Book» de Camarthen.

Cela rappelle la légende de la ville d'Ys, en baie de Concarneau, qui elle n'a été transcrite par Pierre Le Baud qu'au XVième siècle. Cette légende, mentionnant St Corentin et St Gwenolé, les évangélisateurs de la Bretagne, semble également largement inspirée des écrits gallois et irlandais.

Le raz de marée « accompagné de tremblement de terre » qui a « engloutit » la forêt de Scissy ou forêt de Quokelunde en mars 709 AD aurait, selon la légende, transformé le Mont St Michel en île et ennoyé tout le marais de Dol. Selon la légende chrétienne, rédigée au début du IX^{ieme}, cette forêt aurait été un lieu de culte païen que le raz-de-marée aurait englouti pour purifier la contrée.

A l'époque mérovingienne, les habitats se réfugient sur les versants ou des terpen pour échapper aux inondations récurrentes. L'analyse des tempêtes montre que leur fréquence s'accroît vers 300 AD pour atteindre un maximum vers 560 AD et perdurer jusque vers 800 AD (Van Vliet-Lanoë et al., 2014b). Cette période est aussi en relation avec un refroidissement climatique lié à l'activité solaire (minimum de l'Hégire) et à une éruption volcanique monstrueuse. L'inondation qui a « engloutit » la forêt de Scissy en mars 709 AD, pourrait très bien correspondre à une très grosse tempête comme celle de 1987, couchant tous les arbres en Normandie, mais cette fois à marée haute, avec un gros coefficient de marée, comme ce fut le cas de Xynthia. Lors des tempêtes puissantes, même les bâtiments en dur (pierre, béton) vibrent, permettant une confusion avec une activité sismique, comme cela a été écrit pour la tempête de 709 AD. Ce n'est certainement pas une punition divine, comme interprété en ces temps de christianisation.

8– Conclusion

Aujourd'hui, le contexte montre de grandes similarités avec celui de l'an Mil et de très fortes tempêtes recommencent à se produire pour quelques années. Après une période de forte activité solaire à la fin du XXème siècle, responsable de l'AMO très positive actuelle, un premier minimum solaire est attendu vers 2030. Au regard des périodes passées et des analyses qui en résultent, il est vraisemblable que vers 2030, nous retrouverons des hivers froids, secs et aussi tempétueux que ceux de la fin du Petit Âge glaciaire. Ces tempêtes sèches seront encore plus agressives pour le trait de côte et accentueront le déficit sédimentaire. Avec le relèvement marin actuel, le déficit sédimentaire aggravé par les interventions anthropiques (barrages du Moyen Âge, exploitation des sables dunaires ou au large sur la plateforme) et les tempêtes à venir, l'érosion des cordons littoraux protecteurs en Bretagne et ailleurs, voire dans certains cas leur disparition complète, se poursuivra, ce qui

favorisera les submersions en zone littorale et surtout la réapparition temporaire des forêts du passé.

Remerciements : ce travail a bénéficié pro parte d'une aide de l'Agence Nationale de la Recherche portant la référence 2010-CEPL-001-01, programme Cocorisco (Connaissance, Compréhension et gestion des Risques Côtiers).

Bibliographie

AMO (http://www.pagesperso.univ-brest.fr/~ailliot/doc_conf/huck.pdf)

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, p.679-688

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, p.2130–2136.

Fernane A., Gandouin E. Penaud A., Goslin J., Van Vliet-Lanoë, Vidal M. , Delacourt C. (sous presse). Coastal palaeoenvironmental record of the last 7 ka BP in NW France: infra-millenary climatic and anthropic Holocene signals. The Holocene 0959683614551223, 1ère publication en ligne 2 Octobre. 2014.

Goff J.R., 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 Geolology 204, p.235–250.

Goslin J. (2014). « L'évolution du niveau marin relatif le long des côtes du Finistère (Bretagne, France) de 8000 B.P. à l'actuel: entre dynamiques régionales et réponses locales ». Thèse de Doctorat, Université de Brest, IUEM, 14/02/2014; 252 p.

Goslin J., Van Vliet-Lanoë B., Stephan 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 400 cal. BP.P: Reconstruction from basal-peat deposits », Géomorphologie,Processus et Environnement 4, p.54-72.

Guilcher A., Hallégouët B. (1991).Coastal dunes in Brittany and their managment.Journal of Coastal Research 7, p.517-533.

Jardine W.G. (1980) “Effects of Holocene changes of sea-level on the hydrological regime of NW Europe. Bulletin de l’AFEQ 17-1-2, p.65-69.

Lautridou J.-P., Giresse P. (1973). « Les formations quaternaires du littoral du golfe normand-breton entre Coutainville et Avranches ». Bulletin AFEQ 10-2, p.89-102.

Meurisse M., Van Vliet-Lanoë B., Talon B., Recourt P., (2005). Complexes dunaires et tourbeux holocènes du littoral du Nord de la France . CR.Géosciences 337, 675-684

Meurisse-Fort M. (2009). « Enregistrement haute résolution des massifs dunaires; Manche, mer du Nord et Atlantique - Le rôle des tempêtes ». Thèse de doctorat, Université de Lille 1. Coll. Recherches - Sciences (Sci. Terre). Publibook (ed.) 2009, Paris, 312 p.

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, p. 260-269.

Morzadec-Kerfourn M.T, (1974). – « Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire : analyses polliniques de dépôts organiques littoraux ». Mémoires Société Géolologique et Minéralogique de Bretagne, 17, 208 p.

Miles, M. W., D. V. Divine, T. Furevik, E. Jansen, Moros M., Ogilvie A. E. J.. (2014). “A signal of persistent Atlantic multidecadal variability in Arctic sea ice”. Geophysical. Research Letter, 41, doi:10.1002/2013GL058084.

Retallack, G.J., Roering, J.J. (2012). “Wave-cut or water-table platforms of rocky coasts and rivers?” GSA Today 22-6, 4-10 doi: 10.1130/GSATG144A.1.

Shennan I. ,Horton B. (2002). Holocene land- and sea-level changes in Great Britain. Journal of Quaternary Science 17, p.511-526.

Sorrel P., Debret M., Billeaud I., Jaccard S.L.. McManus J.F. and Tessier B. (2012). “Persistent non-solar forcing of Holocene storm dynamics in coastal sedimentary archives”. Nature Geoscience, 5, p.892 – 896.

Stéphan P., Goslin J., Pailler Y., Manceau R., Van Vliet-Lanoë B., Suanez S., Delacourt C. (sous presse). « Holocene salt-marsh sedimentary infilling and relative sea level changes in West Brittany (France) using foraminifera based transfer functions”. Boreas DOI: 10.1111/bor.12092, publié en ligne le 4 août 2014.

Ters M., (1973). « Les variations du niveau marin depuis 10000 ans le long du littoral atlantique français ». 9e congrès INQUA, Bulletin AFEQ, supplément 36, p.114-135

van Geel B., Buurman J. ,Waterbolk, H.T. (1996). “Archaeological and palaeoecological indications for an abrupt climate change in The Netherlands and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP”. Journal of Quaternary Science 11, 451-460.

Van Vliet-Lanoë B., Fagnart J.P., Langohr R. & Munaut A, (1992). « Evolution écopédologique et morphopédologique du sol lessivé de surface dans les loess d'Europe Occidentale: argumentation stratigraphique et archéologique ». Science du Sol 30 -2, p.75-93.

Van Vliet Lanoë B., Goslin J., Hallegouët B., Henaff A., Delacourt C., Fernane A., Franzetti M.A., Le Cornec E., Le Roy P. (2014a). “Middle to late Holocene storminess in Brittany (NW France). Part 1: Morphological impact and stratigraphical record”. The Holocene 24, p.413-433.

Van Vliet-Lanoe B., Penaud A., Henaff 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, p.434-453.

Van Vliet-Lanoe B., Goslin J., Hénaff A., Hallégouët B., Delacourt C., Le Cornec E., Meurisse-Fort M. (sous presse). « The formation and evolution of Holocene dune barrier, Brittany (France)”. Comptes-Rendus Géosciences (accepté)

Wolf J. (2009). “Coastal flooding: impacts of coupled wave-surge-tide models”. Natural Hazards, 49, p.241-260.