

LES THEMES DE SCIENCE-CLIMAT-ENERGIE

SCE a vu le jour en juin 2018 sous l'impulsion de plusieurs professeurs d'universités européennes. Plus de 250 articles ont été publiés après examen par un Comité Editorial. Les articles sont repris dans une liste des auteurs ([ici](#)) et permettent un dialogue entre lecteurs et auteurs ou lecteurs entre eux, à travers une rubrique 'commentaires' dont les règles ont été fixées ([ici](#)).

Au terme de ces 5 ans, nous avons décidé de regrouper les articles sous forme de .pdf reprenant chaque fois un thème précis. Cela permet de disposer pour tout lecteur d'un document complet sur un sujet précis, plutôt que de devoir aller chercher les articles un à un sur une période de près de 5 ans. Une sélection des articles les plus représentatifs a été opérée afin de couvrir au mieux chaque thème.

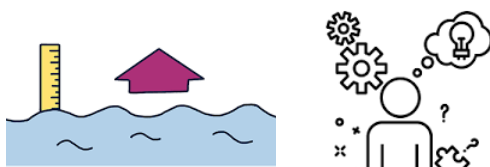
Nous publierons au fur et à mesure ces documents reprenant les articles spécifiques.

Le présent document intitulé '**Le niveau marin**' reprend des articles sélectionnés couvrant la période mars 2018 à janvier 2021.

Nous espérons que ces documents seront utiles et diffusés à grande échelle.

LE NIVEAU MARIN

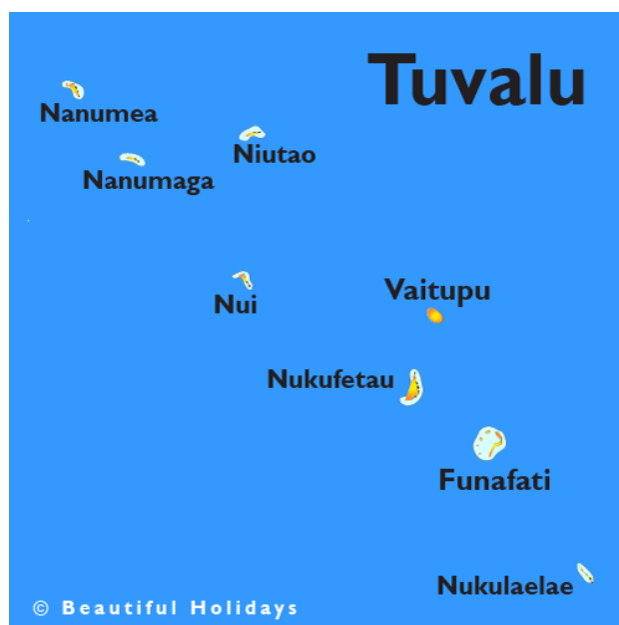
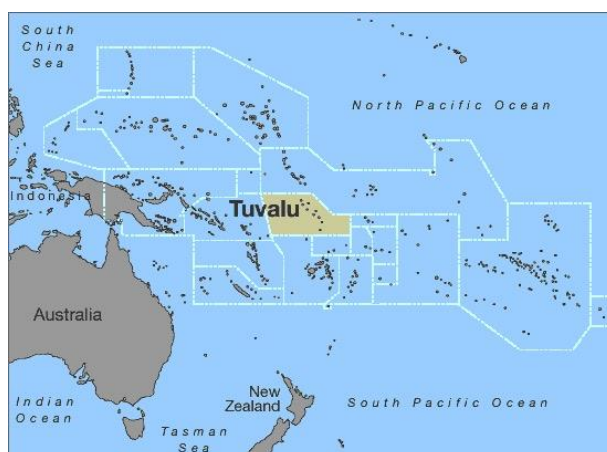
1. Tuvalu, P. Berth, p.2-3.
2. La hausse du niveau de la mer accélère-t-elle l'érosion des côtes (1/3), Y. Battiau, p.4-11
3. La hausse du niveau de la mer accélère-t-elle l'érosion des côtes (2/3), Y. Battiau, p.11-17
4. La hausse du niveau de la mer accélère-t-elle l'érosion des côtes (3/3), Y. Battiau, p.17-27
5. Déluge et changement climatique (1/2), B. Van Vliet-Lanoë, p.27-42
6. Déluge et changement climatique (2/2), B. Van Vliet-Lanoë, p.42-57



1. Tuvalu

Mis en ligne SCE : 15.03.2018

L'archipel des Tuvalu est constitué de neuf atolls coralliens localisés dans l'Océan Pacifique. Les atolls sont tous habités et la population totale est d'environ 12 000 habitants. Comme le point le plus élevé des atolls est localisé à 4,5 m d'altitude, il semblerait que si la lente montée du niveau marin se poursuit, ces atolls pourraient être très prochainement rayés de la carte...



Lors de la COP23 de décembre 2017, le premier ministre des Tuvalu, Enele Sopoaga, déclara à la conférence : « *Oceans is a source of life for Tuvalu. But now it's being attacked by the impacts of climate change. The coral reefs are bleaching, acidification **and also the ocean is causing a lot of erosion**. So I think we must continue to insist that those who are causing greenhouse gas and global warming to stop doing that.* »

Il est d'ailleurs écrit dans le **Chapitre 19 du rapport du groupe de travail II du GIEC** que : « *Many small island nations are only a few meters above present sea level. These states may face serious threat of permanent inundation from sea-level rise. **Among the most vulnerable of these island states are the Marshall Islands, Kiribati, Tuvalu, Tonga, the Federated States of Micronesia, and the Cook Islands (in the Pacific Ocean); Antigua and Nevis (in the Caribbean Sea); and the Maldives (in the Indian Ocean).*** »

Puis vint un article publié le 9 février 2018 par Paul Kench et deux de ses collaborateurs (Université d'Auckland en Nouvelle Zélande). L'article est en libre accès dans **Nature Communications**. Voici le titre et l'abstract de cet article :

Patterns of island change and persistence offer alternate adaptation pathways for atoll nations

Sea-level rise and climatic change threaten the existence of atoll nations. Inundation and erosion are expected to render islands uninhabitable over the next century, forcing human migration. Here we present analysis of shoreline change in all 101 islands in the Pacific atoll nation of Tuvalu. Using remotely sensed data, change is analysed over the past four decades, a period when local sea level has risen at twice the global average ($\sim 3.90 \pm 0.4 \text{ mm.yr}^{-1}$). Results highlight a net increase in land area in Tuvalu of 73.5 ha (2.9%), despite sea-level rise, and land area increase in eight of nine atolls. Island change has lacked uniformity with 74% increasing and 27% decreasing in size. **Results challenge perceptions of island loss, showing islands are dynamic features that will persist as sites for habitation over the next century**, presenting alternate opportunities for adaptation that embrace the heterogeneity of island types and their dynamics.

Nous ne sommes donc pas prêts de voir disparaître les Tuvalu!

2. La hausse du niveau de la mer accélère-t-elle l'érosion des côtes (1/3)

Mis en ligne SCE : 15.08.2019

Il est courant de lire et d'entendre que la hausse du niveau de la mer, l'une des conséquences les plus manifestes du réchauffement climatique, va accélérer l'érosion de nos côtes, menacer de submersion marine de vastes zones littorales urbanisées et faire disparaître nombre d'îles basses habitées. Ces craintes sont-elles justifiées? Comme un consensus ne vaut pas vérité scientifique, on va essayer de démêler le vrai du faux en partant de l'état des connaissances scientifiques sur la hausse du niveau de la mer et analyser ses effets possibles sur les processus d'érosion des côtes.

2.1. Que sait-on de la hausse du niveau de la mer ?

2.1.1. État des connaissances sur les variations passées et présentes du niveau de la mer à l'échelle mondiale

Une bonne synthèse récente sur les causes et l'ampleur de la hausse du niveau de la mer se trouve dans Cazenave et Le Cozannet (2014). On y trouvera une très abondante bibliographie antérieure à 2013. Les méthodes utilisées par les scientifiques pour évaluer la tendance moyenne de l'élévation du niveau de la mer dépendent de la période considérée. A l'échelle du Pléistocène (1 800 000 ans) et de l'Holocène (10 000 ans) on dispose d'archives sédimentologiques (repérage d'anciennes plages « soulevées », analyse de niveaux tourbeux recouverts de sédiments marins, stratigraphie et datation de récifs coralliens ...) et de données archéologiques, particulièrement riches sur les côtes méditerranéennes. **On sait qu'à plusieurs reprises, pendant les phases interglaciaires du Pléistocène, le niveau de la mer a été supérieur à l'actuel de 5 à 10 m au moins (Planton et al., 2015).** À partir du milieu du 19^{ème} siècle, on utilise les données souvent précises des marégraphes installés principalement dans les ports de l'hémisphère nord. Elles fournissent les altitudes *relatives* du niveau de la mer par rapport aux terres émergées. Depuis 1993, les données satellitaires fournissent des altitudes *absolues* du niveau de la mer par rapport à l'ellipsoïde terrestre de référence et permettent d'avoir une vision beaucoup plus globale des variations du niveau des océans à toutes les latitudes et longitudes.

Les estimations les plus récentes de l'élévation moyenne du niveau de la mer dépendent des méthodes utilisées. Les données des marégraphes indiquent une élévation de 1,6-1,8 mm/an au cours du 20^{ème} siècle (Jevrejeva et al., 2006; Wöppelmann et al., 2008, 2014). Pour Church et White (2011), l'élévation moyenne fournie par la base de données des marégraphes pour la période 1900-2011 est estimée à $1,65 \pm 0,2$ mm/an. Les données satellitaires entre 1993 et 2012 indiquent une élévation moyenne de $3,2 \pm 0,1$ mm/an seulement interrompue par les phénomènes d'ENSO (El Niño- South Oscillation) en 1997-1998 et 2011 (Church et White, 2011). **C'est une valeur double de celles obtenues par les marégraphes au cours du siècle passé, qui semble refléter une brusque accélération de l'élévation du niveau de la mer dans les deux dernières décades.**

Ces chiffres n'ont cependant rien d'exceptionnel à l'échelle géologique. Lors du dernier maximum glaciaire, il y a 20 000 ans, le niveau marin global se situait à 120-130 m sous le niveau actuel. Avec le

réchauffement post-glaciaire, la mer est remontée plus ou moins régulièrement de 12 mm/an en moyenne (e.g., Bard et al., 2010; Lambeck et al., 2010) mais avec de courtes phases d'exhaussement très rapide : 40 mm/an il y a 14 000 ans (Bard et al., 2010; Deschamps et al., 2012), à une époque où l'influence anthropique était évidemment exclue. Depuis 6 000 à 5 000 ans, le niveau de la mer s'est stabilisé, avec une élévation inférieure à 0,5 mm/an jusqu'au 19^{ème} siècle (Lambeck et al., 2004; Lambeck et al. 2010; Kemp et al., 2011; Miller et al., 2009, 2013; Planton et al., 2015; CEREMA, 2017). **Il est intéressant de noter que les relevés des marégraphes indiquent une accélération de la hausse du niveau de la mer depuis la fin du 19^{ème} siècle, donc dès avant la Révolution industrielle.**

2.1.2. Comment prévoir l'élévation du niveau de la mer à l'échéance d'un siècle ?

Partant du constat de l'élévation actuelle du niveau de la mer, il est évidemment important de savoir si le phénomène va se poursuivre et à quel rythme. Les prévisions de l'élévation moyenne du niveau de la mer à l'échéance du siècle à venir reposent sur des modélisations construites à partir des données actuelles et passées et simulant différents scénarios de réchauffement planétaire. **Les marges d'erreur ont donc une double origine : d'une part les lacunes et la plus ou moins grande fiabilité des données existantes (Llovel et al., 2010; Llovel et al., 2011; Llovel, 2017) et d'autre part l'incertitude quant au réchauffement attendu.** On pourra se reporter au dernier rapport spécial du GIEC sur « *les effets d'un réchauffement climatique de 1,5 °C au-dessus des niveaux préindustriels* ». On y lit que les projections modélisées de l'élévation moyenne du niveau de la mer (par rapport à 1986-2005) suggèrent une fourchette indicative de 0,26 à 0,77 m d'ici 2100 pour 1,5 °C de réchauffement planétaire, 0,1 m en moyenne (0,04 à 0,16 m) de moins qu'en cas d'un réchauffement planétaire de 2°C (degré de confiance moyen) » (IPCC, 2018). Cela correspond à une élévation moyenne estimée entre 3,25 mm et 9,6 mm/an d'ici 2100.

On voit que les auteurs du rapport sont partis des données satellitaires (et non des marégraphes) et ont retenu l'hypothèse d'une accélération de la hausse du niveau de la mer. Mais ils admettent aussi que le degré de confiance est « moyen ». Néanmoins, même en cas de hausse de 9,6 mm/an, on est très en dessous de ce qui s'est passé lors du réchauffement post-glaciaire entre 20 000 et 9 000 ans (Cooper, 2017; Llovel, 2017)

On se reportera à Cazenave & Le Cozannet (2014) pour comprendre les causes de l'élévation du niveau de la mer (dilatation thermique des océans, fonte des glaciers de montagne et des calottes du Groenland et de l'Ouest Antarctique, bilan des apports d'eau continentale dans les cuvettes océaniques). Ces auteurs soulignent les incertitudes et les difficultés pour boucler le « budget hydrologique » des océans. Il manque une contribution de l'ordre de 20% pour expliquer la hausse du niveau de la mer constatée par les données satellitaires depuis 1993. Des recherches sont en cours pour tenter de résoudre ce problème.

L'hypothèse que les données satellitaires surestiment l'élévation du niveau de la mer n'est pas totalement exclue.

2.1.3. Le niveau marin « relatif » rapporté aux terres émergées

Eu égard à la problématique de l'érosion des côtes, ce n'est pas le niveau marin absolu rapporté à l'ellipsoïde de référence, qu'il faut considérer, mais l'élévation relative du niveau de la mer par rapport aux terres émergées. Or tous les auteurs soulignent la variabilité régionale de celle-ci, qui se surimpose à la tendance planétaire moyenne.

Il faut en effet tenir compte du comportement régional et local de la croûte continentale (surrection, subsidence ou stabilité) et aussi de la circulation océanique globale étroitement liée à la circulation atmosphérique globale: les phénomènes d'ENSO, par exemple, créent des distorsions

importantes entre les façades de l'océan Pacifique. De fait, les études locales et régionales montrent de très grandes différences d'un endroit à l'autre du littoral d'une même façade océanique.

En France, le suivi à long terme des évolutions du niveau moyen à la côte est centralisé par SONEL (Système d'observation du niveau des eaux littorales – www.sonel.org), regroupant le CNRS, l'IGN, l'Université de La Rochelle et le SHOM. SONEL exploite l'ensemble des niveaux moyens observés par les marégraphes du réseau REFMAR (CEREMA, 2017). SONEL participe au réseau mondial du « Global Sea Level Observing System » ([GLOSS](#)) créé en 1985 par la Commission Intergouvernementale Océanographique de l'UNESCO en vue d'établir un réseau mondial d'observation du niveau de la mer (tableau 1).

Nom de la station	1933-2016	1933-1987	1987-2016
Brest (France)	1,59	1,04	2,31
Cherbourg (France)	1,51 (1959-2016)	ND	2,06
Marseille (France)	1,08 (1849-2012)	ND	3,43
Ostende (Belgique)	1,75	1,06	2,28
Vlissingen (Pays-Bas)	2,01	1,68	2,96
Tromso (Norvège)	-0,01	ND	-0,49
Newcastle-upon-Tyde/North Shields (UK)	1,77	1,60	2,45
Santander (Espagne)	2,26	2,48	2,95
Vigo (Espagne)	2,11	2,87	1,92
Annapolis (baie de Chesapeake) (USA)	3,41	3,31	4,76
Charleston (USA)	3,12	2,86	4,48

Tableau 1 : variations du niveau de la mer indiquées par les marégraphes (sources: SONEL et GLOSS; Wöppelmann et al., 2014 pour Marseille) (ND= non documenté). Les données dans les colonnes sont exprimées en mm/an.

Les stations marégraphiques des côtes françaises métropolitaines atlantiques et méditerranéennes montrent des taux d'élévation proches des valeurs mondiales mais sensiblement inférieures aux valeurs satellitaires sur la période 1993-2013 (Planton et al., 2015). Sur les côtes européennes, les valeurs relevées ces 30 dernières années indiquent en général une légère accélération de l'élévation, tout en restant inférieures à 3 mm/an, sauf à Marseille (voir ci-dessous). Il est à noter que les terres encore soumises au rebond isostatique post-glaciaire (Tromso en Norvège) continuent à se soulever par rapport à la mer.

L'historique des relevés du marégraphe de Marseille a fait l'objet d'une étude approfondie très intéressante (Wöppelmann et al., 2014) (Fig. 1). Les données de l'évolution du niveau de la mer à Marseille depuis 1849 [1] ont été comparées à celles de Brest (Wöppelmann et al., 2008). Les relevés GPS de Marseille montrent la très grande stabilité tectonique du site abritant le marégraphe, justifiant son choix comme station de référence pour le niveau marin de la Méditerranée. On voit dans les deux cas une tendance à l'élévation du niveau de la mer depuis la fin du 19^{ème} siècle mais avec des variations parfois brutales dans un sens ou dans l'autre. Elles sont mises en rapport avec des phénomènes atmosphériques globaux de type Oscillation Nord Atlantique.

Il n'est pas sans intérêt de voir que la tendance pluri-décennale de variation du niveau de la mer à Marseille diffère selon l'intervalle de temps choisi, 1960-2012 sur ce graphique ou 1987-2016 dans le tableau 1.

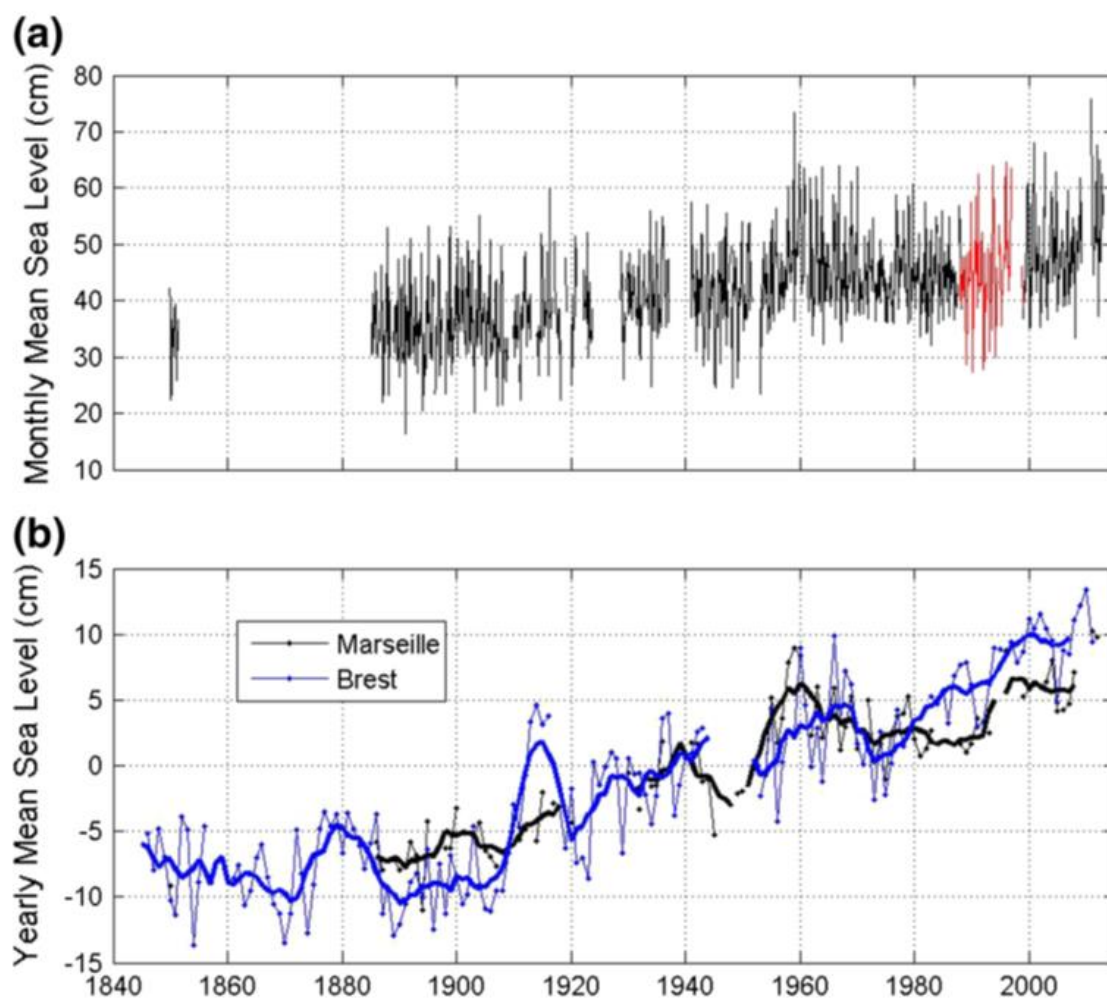


Figure 1. En a, relevés mensuels du niveau moyen de la mer à Marseille, de 1849 à 2014. En b, évolution du niveau moyen annuel de la mer à Brest (en bleu) et à Marseille (en noir) (source Wöppelmann et al. 2014).

Sur les côtes américaines de l'Atlantique nord, l'élévation du niveau de la mer a été localement plus rapide qu'en Europe (cas de Charleston, Fig. 2), mais il y a de grandes disparités d'un secteur à l'autre (Tableau 2) (Schedel J.R. & Schedel A.L., 2018).



Figure 2. Évolution du niveau de la mer à Charleston (South Carolina, USA), des années 1920 à 2016 d'après le marégraphe du port (source: GLOSS).

Localisation	Intervalle de temps	Élévation moyenne (mm/an)
Portland, Maine	1912-2015	1,8
Boston, Massachusetts	1921-2015	2,8
Newport, Rhode Island	1930-2015	2,7
New London, Connecticut	1938-2015	2,5
The Battery, New York	1920-2015	3,1
Sandy Hook, New Jersey	1932-2015	4,1
Atlantic City, New Jersey	1911-2015	4,1
Annapolis, Maryland	1928-2015	3,5
Solomon's Island, Maryland	1937-2015	3,8
Norfolk, Virginia	1927-2015	4,6
Charleston, South Carolina	1903-2015	3,2
Fernandina Beach, Florida	1897-2015	2,2
Key West, Florida	1913-2015	2,4

Tableau 2. Élévation moyenne du niveau de la mer constatée dans 13 stations de la côte Est des États-Unis (source: NOAA, 2016).

Signalons qu’une analyse synthétique récente des données marégraphiques et satellitaires disponibles (ou extrapolées pour les années lacunaires) (Wenzel & Schröter, 2014) conclut à l’absence d’accélération planétaire de l’élévation du niveau de la mer entre 1901 et 2008.

L’élévation moyenne est estimée à $1.77 \pm 0,38$ mm/an depuis 1900. Mais elle est beaucoup plus rapide dans l’ouest du Pacifique tropical et dans l’Océan Indien à l’Est de Madagascar (+6 mm/an). **Les accélérations constatées localement se situent entre -0,1 mm/an et +0,1 mm/an.**

2.1.4. Les prévisions régionales de la hausse du niveau de la mer comparées aux surcotes de tempête

D’une façon générale, la modélisation de l’élévation prévisible du niveau de la mer à l’échelle régionale est très difficile, car elle dépend de nombreux paramètres qui se surimposent à la tendance planétaire. Les résultats sont donc très incertains (GIEC, 2013 ; Wenzel & Schröter, 2014; Planton et al., 2015; ONERC, 2015). Pour Brest par exemple, l’élévation à l’horizon 2100 varierait entre 30 et 70 cm selon les scénarios.

Dans l’état actuel des recherches sur le littoral, il est impossible d’isoler les effets de l’élévation du niveau de la mer des autres facteurs de forçage (Planton et al., 2015; Cooper, 2017; Le Cozannet et al., 2016). Une des raisons principales est que les surcotes marines liées aux tempêtes ont des impacts considérablement plus importants que cette élévation : **ces surcotes [2] sont d’un ordre de grandeur 1000 à 2000 fois plus élevé que la hausse du niveau de la mer (valeurs métriques dans le premier cas, millimétriques dans le second)**. A Dunkerque, par exemple, une surcote de 2,40 m a été observée lors de la tempête catastrophique du 31 janvier 1953 et encore de 2,40 m lors de la tempête du 9 novembre 2007. Sur la côte aquitaine (OCA, 2018) les niveaux d’eau maximaux de surcote pour un événement de période de retour de 100 ans sont atteints au centre du département de la Gironde et à l’embouchure de l’estuaire de la Gironde (+3,60 m NGF). Ils décroissent du nord au

sud, avec des niveaux d'environ +3 m dans les Landes, puis augmentent de nouveau (+3,10 m) au Pays Basque.

Comparés à ces épisodes de quelques heures, les effets millimétriques de la hausse globale du niveau de la mer sont indétectables. À Brest où l'on dispose d'une des plus longues séries de données marégraphiques au monde, le niveau de la mer ne s'est exhaussé que d'une vingtaine de centimètres depuis 1800 (Wöppelmann et al., 2008) (Fig. 2). A Marseille l'élévation n'a été que de 16 cm depuis 1884 (Wöppelmann et al., 2014). C'est négligeable par rapport aux surcotes et au surcroît d'énergie des vagues de tempêtes (cf. ci-dessous).

Il faut bien garder à l'esprit cette énorme différence d'échelle dans les forçages météo-marins et la vitesse d'élévation du niveau marin si l'on veut comprendre l'origine des problèmes de vulnérabilité et de risques d'érosion spécifiques aux zones littorales.

Ces points seront abordés dans les deux prochains articles (2/3 et 3/3).

Notes

[1] Une « surcote » désigne la différence entre le niveau marin observé et celui qui existerait en présence de la seule marée astronomique. Les plus fortes surcotes sont dues à la conjonction d'une chute rapide de la pression atmosphérique, créant une « onde de tempête », de vents forts soufflant vers la côte et d'une marée de vive-eau.

[2] Des données d'un ancien marégraphe, acquises en 1849-1851, ont été retrouvées en 2009. Elles sont conservées aux archives du SHOM. Elles ont pu être corrigées, validées et comparées à celles du nouveau marégraphe installé à Marseille en 1884 dans l'Anse Calvo.

Références

Bard, E., Hamelin, B. and Delanghe-Sabatier, D., 2010. Deglacial meltwater pulse 1B and Younger Dryas sea level revisited with boreholes at Tahiti. *Science*, 327, 1235–1237.

Cazenave, A. & Le Cozannet, G., 2014. Sea level rise and its coastal impacts. *Earth's Future*, 2, 15–34.

CEREMA, 2017. *Dynamiques et évolution du littoral – Fascicule 1. Synthèse des connaissances de la frontière belge à la pointe du Hourdel*, 499 p.

Church, J. A. & White, N. J., 2011. Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century. *Surv. Geophys.*, 32(4-5), 585–602.

Cooper, 2017. Conséquences possibles de l'élévation du niveau de la mer sur la mobilité du trait de côte à différentes échelles de temps, in Battiau-Queney Y. & Milon E. (coord.). *Littoraux en devenir, anticipation et adaptation aux changements climatiques*. Actes de la conférence Littoral 2016, Biarritz, EUCC-France, 41-47.

Deschamps, P., Durand, N., Bard, E. and Hamelin, B., 2012. Ice sheet collapse and sea level rise at the Bolling warming 14600 years ago. *Nature*, 483, 559–563.

GIEC, 2013. *Changements climatiques. Les éléments scientifiques. Résumé à l'intention des décideurs* (en ligne sur www.climatechange2013.org), 27 p.

LE NIVEAU MARIN

IPCC, 2018. Global warming of 1.5°C. Summary for Policymakers. Edited by Masson-Delmotte et al., World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 32 p.

Jevrejeva, S., Grinsted, A., Moore, J. C., Holgate, S., 2006. Non linear trends and multiyear cycles in sea level records. *J. Geophys. Res.*, **111**, C09012.

Kemp, A. C., Horton, B., Donnelly, J. P., Mann, M. E., Vermeer, M., Rahmstorf, S., 2011. Climate related sea level variations over the past two millennia. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **108**(27), 11017–11022.

Lambeck, K., Anzidei, M., Antonioli, F., Benini, A., Esposito, A., 2004. Sea level in Roman time in the Central Mediterranean and implications for recent change. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **2004**(224), 563–575.

Lambeck, K., Woodroffe, C. D., Antonioli, F., Anzidei, M., Gehrels, W. R., Laborel, J., Wright, A. J., 2010. Paleoenvironmental Records, Geophysical Modeling, and Reconstruction of Sea-Level Trends and Variability on Centennial and Longer Timescales. In : *Understanding Sea-Level Rise and Variability* edited by J. A. Church, P. L. Woodworth, T. Aarup, and W. S. Wilson, Wiley-Blackwell, Oxford, UK. pp. 61–121.

Le Cozannet, G., Bulteau, T., Baills, A., Garcin, M., 2016. *Conséquences du changement climatique sur les risques côtiers en Nouvelle-Aquitaine : état des connaissances*. Rapport final. BRGM/RP-66465-FR, 744 p., 27 ill., 3 tabl.

Llovel, W., Guinehut, S., Cazenave, A., 2010. Regional and interannual variability in sea level over 2002-2009 based on satellite altimetry, Argo float data and GRACE ocean mass. *Ocean Dyn.*, **60**, 1193–1204.

Llovel, W., Becker, M., Cazenave, A., Jevrejeva, S., Alkama, R., Decharme, B., Douville, H., Ablain, M., Beckley, B., 2011. Terrestrial waters and sea level variations on interannual time scale, *Global Planet. Change*, **75**, 76–82.

Llovel, W., 2017. Hausse passée du niveau des mers. Observations et causes, in Battiau-Queney Y. & Milon E. (coord.). *Littoraux en devenir, anticipation et adaptation aux changements climatiques*. Actes de la conférence Littoral 2016, Biarritz, EUCC-France, 106-109.

Miller, K. G., Sugarman, P. J., Browning, J. V., Horton, B. P., Stanley, A., Kahn, A., Uptegrove, J., Aucott M., 2009. Sea level rise in New Jersey over the past 5000 years: Implications to anthropogenic changes. *Global Planet. Change*, **66**, 10–18.

Miller, K. G., Kopp, R. E., Horton, B. P., Browning, J. V., Kemp, A. C., 2013. A geological perspective on sea level rise and impacts along the U.S. mid-Atlantic coast. *Earth Future*, **2**.

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), 2016. Center for Operational oceanographic Products and Services: Tides & Currents. <http://www.tidesandcurrents.noaa.gov>.

OCA (Observatoire de la Côte Aquitaine), 2018. *Atlas morphodynamique de la côte sableuse aquitaine*, en ligne sur le site www.observatoire-cote-aquitaine.fr; BRGM et ONF, 408 p.

ONERC, 2015. *Le littoral dans le contexte du changement climatique. Rapport de l'Onerc au Premier ministre et au Parlement*. La Documentation française, Paris, 178 p.

Planton, S., Le Cozannet, G., Cazenave, A., Costa, S., Douez, O., et al. 2015. *Le climat de la France au XXI^e siècle*. Vol 5 : Changement climatique et niveau de la mer : de la planète aux côtes françaises. Ministère de l'Écologie et du Développement Durable. 70 p.

Schedel, J.R., & Schedel, A.L., 2018. Analysis of variance of flood events on the U.S. East Coast: The impact of sealevel rise on flood event severity and frequency. *Journal of Coastal Research*, **34**(1), 50–57.

Wenzel, M., & Schröter, J., 2014. Global and regional sea level change during the 20th century. *Journal Geophys. Res. Oceans*, **119**, 7493–7508.

Wöppelmann, G., Pouvreau, N., Coulomb, A., Simon, B. and Woodworth, P. L., 2008. Tide gaugedatum continuity at Brest since 1711: France's longest sea-level record. *Geophysical Research Letters*, **35**, L22605.

Wöppelmann, G., Marcos, M., Coulomb, A., Martin-Miguez, B., Bonnetain, P., Boucher, C., Gravelle, M., Simon, B., Tiphaneau, P., 2014. Rescue of the historical sea level record of Marseille (France) from 1885 to 1988 and its extension back to 1849-1851. *Journal of Geodesy*, 88, 869-885.

Wenzel, M., & Schröter, J., 2014, Global and regional sea level change during the 20th century. *Journal Geophys. Res. Oceans*, 119, 7493–7508.

3. La hausse du niveau de la mer accélère-t-elle l'érosion des côtes (2/3)

Mis en ligne SCE : 19.08.2019

3.1 La mobilité du trait de côte est-t-elle impactée par la hausse du niveau de la mer ?

3.1.1. La mobilité du trait de côte est un phénomène naturel à toutes les échelles spatio-temporelles

Le « trait de côte » est défini comme la limite entre le domaine marin et le domaine continental. Il sert de ligne de référence pour évaluer le recul, l'avancée ou la stabilité d'une côte. Il est donc essentiel de l'identifier correctement sur le terrain et aussi sur les photos aériennes, satellitaires ou prises par des drones. Or ce problème est trop souvent escamoté.

En pratique, la marge d'erreur dans le processus d'identification peut atteindre plusieurs mètres et largement dépasser les estimations de recul ou d'avancée du trait de côte. C'est souvent la principale source d'erreur dans les calculs de mobilité d'un littoral, qu'il soit façonné en falaises (Battiau-Queney et al., 2003b) ou en plage sableuse (Battiau-Queney et al., 2001; Battiau-Queney et al., 2003a; Battiau-Queney, 2004a; 2010b; 2015a). Une récente étude sur les plages et dunes de Flandre à l'est de Dunkerque a montré qu'il fallait retenir une marge d'erreur totale de $\pm 7,5$ m, cumulant $\pm 4,5$ m pour la rectification des photos aériennes et ± 3 m pour l'identification du trait de côte (pied de la dune) (Maspataud et al., 2013).

Le trait de côte, par nature, est éminemment mobile à toutes les échelles de temps et d'espace (Battiau-Queney, 2015a). En effet, le littoral est un espace mouvant où terre et mer s'affrontent en permanence. Les falaises reculent plus ou moins vite lorsqu'elles sont « vives », mais dans certains cas elles peuvent devenir des falaises « mortes » lorsque des sédiments se déposent à leur pied. Les sables et galets qui constituent les plages se déplacent sans cesse, au gré des marées, des saisons, des années. La morphologie de la côte n'est que le reflet, à un instant donné, de ces incessants mouvements dus au jeu des houles, des courants et du vent.

On dispose de quelques études sur la mobilité du trait de côte à l'échelle mondiale. Les plus citées sont celles de Bird (1985), basées sur le recensement de données d'érosion par un panel d'observateurs, sous les auspices de la commission océanographique de l'Union Géographique Internationale. **Pour Bird (1985), 70% des plages du monde seraient en érosion. Ce chiffre a été repris régulièrement et à force d'être répété a pu être considéré comme une certitude. En réalité au fur et à mesure que des études approfondies sont menées localement, on s'aperçoit que ce chiffre est très surestimé et qu'il existe une grande hétérogénéité de situations. Dans le cadre du programme européen EUROSION (2001-2004) la base de données établie pour les côtes européennes n'indique que 30% de plages en érosion (www.eurosion.org).**

Nos propres recherches sur les côtes du nord de la France indiquent une majorité de plages stables ou en faible recul (Battiau-Queney et al., 2003a; Battiau-Queney, 2014). L'Observatoire de la Côte Aquitaine vient de publier un ouvrage qui recense et analyse en détail l'évolution des 230 kilomètres de côte sableuse, de l'estuaire de la Gironde à Anglet au Pays Basque (OCA, 2018). Contrairement aux conclusions de Manaud et al. (2001) qui considéraient que la hausse du niveau de la mer allait nécessairement entraîner un recul généralisé de la côte aquitaine, cette étude très approfondie montre une grande hétérogénéité des situations locales, avec une tendance récente assez fréquente vers un recul du trait de côte, mais elle souligne le rôle souvent décisif des interventions anthropiques pouvant l'expliquer. Elle montre aussi que de larges secteurs de la côte des Landes (qui est très peu anthropisée) sont stables ou en légère progradation, avec un bilan sédimentaire positif.

L'étude la plus récente à l'échelle planétaire est celle de Luijendijk et al. (2018), basée sur les images satellitaires acquises depuis 1984. Elle présente un bilan global de l'évolution des côtes sableuses et graveleuses non englacées (31% du total du linéaire côtier) sur la période 1984-2016. Pour ces auteurs, 24% de ces côtes sableuses sont en érosion de plus de 0,5 m/an, 28% sont en accrétion et 48% sont stables. 7% des côtes sableuses connaissent une érosion sévère de plus de 3 m/an et 4% une érosion intense de plus de 5 m/an. Ces chiffres, très éloignés de ceux de Bird, nous semblent plus conformes aux réalités, même s'ils restent grevés d'incertitudes.

3.2. Recul du trait de côte et hausse du niveau de la mer : l'hypothèse de Bruun en question

Beaucoup d'ingénieurs et gestionnaires du littoral estiment qu'il y a un lien étroit, voire évident, entre la hausse du niveau de la mer et le recul du trait de côte. Ils s'appuient sur les hypothèses émises par Bruun il y a plus de 60 ans (Bruun, 1962, 1983; Schwartz, 1967; Leatherman et al., 1994) : lorsque le profil transversal de la côte atteint une situation d'équilibre, si le niveau marin s'élève, les matériaux érodés sur le haut de plage sont déposés sur l'avant-côte au-dessous du niveau d'action de la houle, le tout entraînant une translation du trait de côte vers l'intérieur des terres, sans modification du profil transversal. L'ampleur du recul induit par ce processus serait 50 à 200 fois supérieure à la hausse du niveau de la mer. Si l'on retient l'hypothèse d'une hausse de 0,70 m à l'échéance d'un siècle, le recul serait donc de 35 à 140 m. **Pour Bruun il y a automaticité entre hausse du niveau de la mer et recul du trait de côte.**

Cependant cette hypothèse implique de nombreuses simplifications par rapport aux réalités du terrain (Cooper & Pilkey, 2004) :

- 1) C'est un modèle à deux dimensions qui ignore totalement les transports longitudinaux de sédiments par la houle et les courants. Or on verra ci-après que la dérive littorale joue un rôle essentiel sur les côtes rectilignes, celles qui caractérisent par exemple le littoral Aquitain ou celui de la Manche orientale et de la mer du Nord ou encore de la Floride;
- 2) Le modèle de Bruun ne tient aucun compte de la dynamique éolienne et ignore les transports de sable par le vent et le rôle des dunes comme réserve réutilisable par les vagues de tempête (Battiau-Queney et al., 2003a; Battiau-Queney, 2004a, 2010b, 2010d, 2015b, 2015c ; Battiau-Queney et al., 2010; Davidson-Arnott, 2005);
- 3) Le modèle de Bruun ne prend pas en compte la quantité de sédiments disponibles dans le « système côtier » (cf. ci-dessous). Or c'est un paramètre fondamental pour comprendre l'évolution des plages (Battiau-Queney et al., 2001).

Il est certain, que les effets de l'élévation du niveau de la mer ne seront pas identiques sur les plages de poche du littoral méditerranéen ou sur une longue plage de sable fin comme celle d'Aquitaine ou celles de la côte d'Opale : en effet, ces dernières sont adossées à de larges systèmes dunaires.

Lorsqu'une plage est adossée à une falaise, comme souvent en Provence, l'effet de l'élévation du niveau de la mer ne se traduit pas par une translation du profil vers l'intérieur des terres mais par un rétrécissement de la plage, cela même si le stock sédimentaire est stable (Brunel, 2012).

De fait, contrairement à l'hypothèse de Bruun, une élévation rapide du niveau de la mer peut s'accompagner d'une avancée du trait de côte et d'une accrétion des plages(Curray, 1969; Thom, 1983; Battiau-Queney et al., 2001; Cooper & Pilkey, 2004). **C'est ce qui s'est produit lors de la remontée marine post glaciaire sur le littoral de la Côte d'Opale : la mer a fortement reculé au fur et à mesure de la formation des plaines maritimes picarde et flamande, principalement entre 9000 et 5000 ans, grâce à l'abondance des sédiments disponibles, remontés par la houle et les courants marins depuis la plate-forme côtière auparavant exondée ou rejetés par les fleuves.** Beaucoup plus récemment encore, nous connaissons des exemples d'avancée très rapide du trait de côte depuis au moins le 18ème siècle, par accrétion dunaire et engraissement de la plage : par exemple sur la côte française de la mer du Nord à l'est de Calais (Battiau-Queney et al., 2001; Ruz et al., 2017).

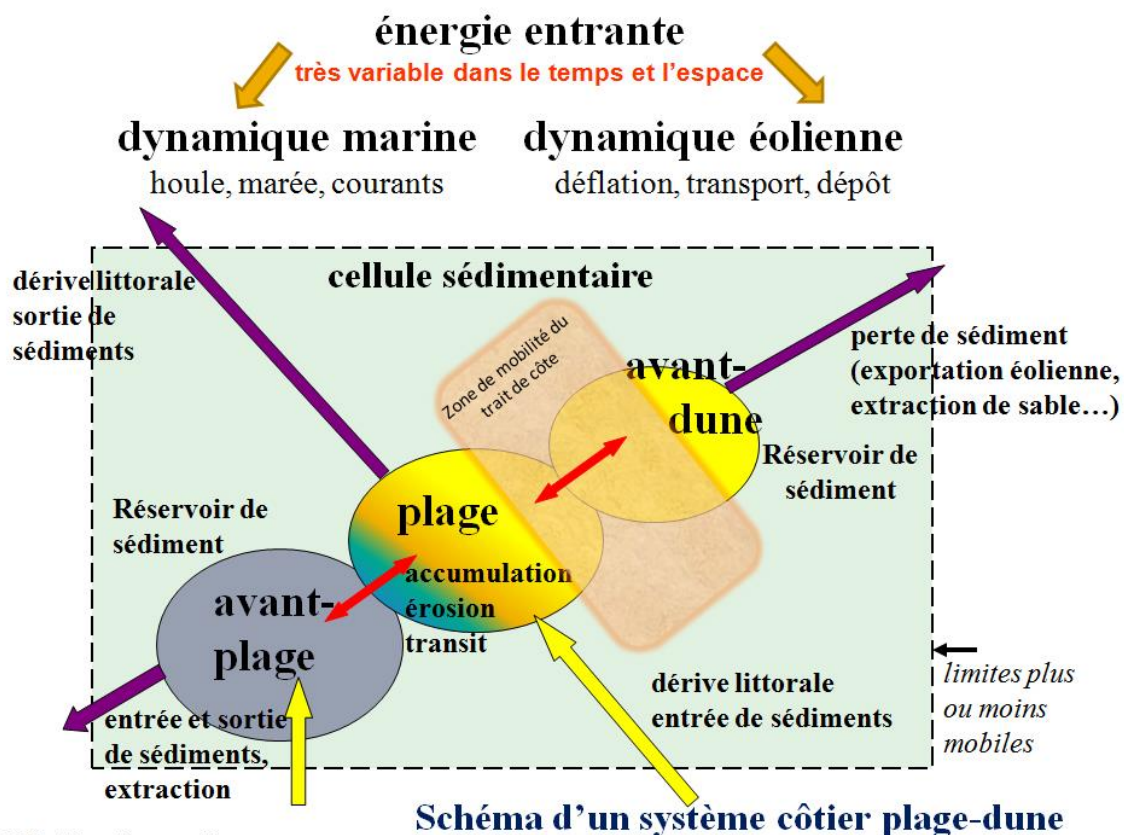
Sur les côtes de Floride, on dispose de données précises remontant aux années 1850. Le niveau de la mer y est monté de 0,71 mm/an jusqu'en 1930, puis de 1,84 mm/an depuis cette date ; or le trait de côte est resté stable jusque dans les années 1970, avant de connaître une rapide avancée jusqu'aux années 2000, grâce en partie à des opérations de recharge des plages. Mais celles-ci n'expliquent pas tout : cette évolution, tout à fait contraire au modèle de Bruun, résulte aussi de l'apport massif de sable depuis le large, au moment des tempêtes (Houston, 2015).

Comme il a été dit plus haut, l'élévation actuelle du niveau marin est indétectable dans la mobilité du trait de côte, car c'est un paramètre beaucoup moins décisif que la quantité de sédiments disponibles et l'espace côtier pouvant recevoir ces sédiments (« accommodation space » des anglo-saxons). S'il y a pénurie de sédiments, d'origine naturelle ou anthropique, le trait de côte recule; s'il y a abondance de sédiments, il va s'avancer même si le niveau marin s'élève. **La quantité de sédiment disponible est bien le facteur primordial du recul ou de l'avancée d'une côte sableuse et du démaigrissement ou de l'engraissement d'une plage.** Pour bien comprendre cela il faut replacer le trait de côte dans un ensemble plus vaste, le *système côtier*.

3.3. La zone littorale appartient à un système côtier dont le fonctionnement est très complexe

Ce système inclut une partie marine (appelés souvent « petits fonds » ou avant-côte) et une partie terrestre (falaises, plages, dunes). les deux étant souvent imbriquées (zones intertidales, vasières, marais maritimes, estuaires, deltas). Le système côtier dépend de multiples paramètres : caractéristiques lithologiques et stratigraphiques, topographie de la zone émergée, bathymétrie nearshore et offshore, configuration de la côte et des mers adjacentes, forçages météo-marins, régime de marée, activité biologique (faune et flore) en mer et à terre, influences anthropiques. Comme tout système vivant, il a besoin d'énergie pour fonctionner. En dehors du cas particulier des tsunamis, l'énergie entrant dans le système côtier est d'origine solaire. Elle est très variable dans l'espace et le temps et se manifeste par la dynamique marine et la dynamique éolienne : **le système côtier fonctionne par à-coups. Les paramètres du système côtier sont plus ou moins interdépendants.** Certains sont relativement stables à l'échelle séculaire, voire millénaire (lithologie, topographie et bathymétrie, régime de marée). D'autres sont très variables et rarement prévisibles (houles, courants, vent). Il faut aussi tenir compte de la végétation dont le rôle est essentiel dans le fonctionnement des systèmes plages-dunes et des estuaires et deltas. Enfin, depuis plusieurs siècles l'homme intervient de plus en plus le long des littoraux.

Le fonctionnement d'un système côtier se traduit par des transferts de sédiments : des vases (côtes à mangrove, milieux estuariens), des sables et des galets, provenant de différentes sources (fleuves, érosion des falaises, fonds sous-marins, déplacements le long des côtes par les courants...). Le système s'organise en unités spatiales élémentaires qu'on appelle « cellules sédimentaires » ou mieux « hydrosédimentaires » qui ont un fonctionnement plus ou moins autonome par rapport à leurs voisines (Fig. 3). Elles sont délimitées par des ruptures naturelles, topographiques (caps, canyons sous-marins) ou hydrologiques (comme des estuaires ou des deltas). Mais les cellules peuvent aussi être limitées par des ruptures d'origine anthropique (comme des jetées portuaires). Ces limites sont plus ou moins mobiles avec le temps. **Chaque cellule se caractérise par son « budget sédimentaire », somme algébrique des entrées et sorties de sédiments. Il peut être équilibré, excédentaire ou déficitaire.**



Y. Battiau-Queney ©

Figure 3. Un exemple de système côtier : le système plage-dune. Système complexe associant domaine marin et domaine terrestre. NB : la numérotation de la figure suite celle de l'article 1/2.

Dans un système côtier, l'un des paramètres les plus importants est la quantité de sédiments disponibles et son évolution en fonction des entrées et sorties. Cette évolution peut résulter de phénomènes naturels. Ces apports ont varié au cours des temps : la charge alluviale des fleuves des hautes et moyennes latitudes était beaucoup plus importante quand a commencé le réchauffement postglaciaire, vers 18 000ans : les versants étaient alors peu végétalisés et soumis à une forte érosion, dont les produits s'en allaient vers la mer. La mer, en réoccupant les terres, lors de la «transgression» postglaciaire, a remonté vers les côtes des quantités massives de sédiments, qui allaient nourrir les plaines maritimes naissantes. Cette période de grande abondance sédimentaire

est en train de s'achever, comme l'a souligné Paskoff (1998, 2004). Néanmoins, il reste encore d'importantes ressources en sable, graviers et galets sous la mer, au large de nos côtes, mais elles ne sont plus ou peu renouvelées. **La gestion raisonnée et conservatoire de ces ressources est et sera de plus en plus un enjeu majeur des années futures, au même titre que celle des combustibles fossiles.**

Mais à l'échelle séculaire ou pluriannuelle, c'est l'homme qui est le principal responsable des pénuries sédimentaires des systèmes côtiers. Il est souvent intervenu consciemment ou inconsciemment sur cette ressource, soit en prélevant des sédiments (sables, galets) sur les plages ou sur l'avant-côte, soit en contrariant leur déplacement naturel le long de la côte, soit en réduisant les apports fluviaux (barrages sur les fleuves). De ce fait, çà et là, il a créé artificiellement de la pénurie sédimentaire, source inévitable d'érosion. C'est le cas de plusieurs secteurs de la côte landaise où de très grandes quantités (100 millions de m³ depuis 1900) ont été extraites des plages du sud des Landes (SOGREAH, 1988, cité dans Manaud et al., 2001). C'est aussi le cas en baie de Wissant (Pas-de-Calais, France) passée brusquement, de 1985 à 1990, d'un excès à une pénurie de sable à la suite de décennies de prélèvements sur la plage, dans les avant-dunes et en avant de la côte. En quelques années le niveau de la plage s'est abaissé de plus de 4 m (Battiau-Queney, 2008, 2010a). **Les jetées et épis bloquent les transferts longitudinaux de sédiments et entraînent inévitablement de l'érosion en aval-dérive. De très nombreux exemples illustrent ce rôle néfaste, partout dans le monde.**

Références

Battiau-Queney, Y., Fauchois, J., Deboudt, P., Lanoy-Ratel, P., 2001. Beach-dune systems in a macrotidal environment along the northern French coast (English Channel and southern North Sea). *Journal of Coastal Research*, Special Issue, 34, (ICS 2000 New Zealand), 580-592.

Battiau-Queney, Y., Billet, J-F., Chaverot, S., Lanoy-Ratel, P., 2003a. Recent shoreline mobility and geomorphologic evolution of macrotidal sandy beaches in the north of France. *Marine Geology*, 194, 31-45.

Battiau-Queney, Y., Simao B., Tekin M., 2003b. Les falaises du Nord-Boulonnais, du Gris Nez à Audresselles, *Hommes et Terres du Nord*, p.12-21.

Battiau-Queney, Y., 2004a. Haut de plage et front dunaire: enregistrement morphologique de la dynamique éolienne et marine dans un milieu macrotidal. *Géographies ; Bull. AGF*, 3, p. 393-404.

Battiau-Queney, Y., 2008. Sediment budget and beach depletion: natural process or wrong practices? The case of "Côte d'Opale" (North of France). Proceedings of the 9th international conference Littoral 2008. *A changing coast: challenge for the environmental policies*, November 25-28, Venice, Italy, 8p.

Battiau-Queney Y., 2010a. Wissant (Pas-de-Calais) : une plage et une station balnéaire mises en danger par les erreurs du passé, in Battiau-Queney Y. et Clus-Auby C. (coord.). *Les ateliers de l'Eucc-France : de la connaissance des systèmes littoraux à la gestion intégrée des zones côtière*. Publ. UOF, p.28-42.

Battiau-Queney Y., 2010b. Hardelot-Plage (Pas-de-Calais): dynamique éolienne, résilience et rôle des aquifères sur l'évolution des systèmes plage-dune, in Battiau-Queney Y. et Clus-Auby C. (coord.). *Les ateliers de l'Eucc-France : de la connaissance des systèmes littoraux à la gestion intégrée des zones côtière*. Publ. UOF, p.43-54.

Battiau-Queney, Y., 2010d. Les avant-dunes de la Côte d'Opale, in « Roland Paskoff et les littoraux : regards de chercheurs », (Dir. V. Duvat, Y. Battiau-Queney, C. Clus-Auby, M-C. Prat), L'Harmattan, p. 213-229.

Battiau-Queney, Y., Favennec J., Dermaux, B., Veillé, F., 2010. Les dunes de Merlimont (Pas-de-Calais) : site d'excellence pour la connaissance et la gestion des milieux dunaires européens (en collaboration avec), in Battiau-Queney Y. et Clus-Auby C. (coord.). *Les ateliers de l'Eucc-France : de la connaissance des systèmes littoraux à la gestion intégrée des zones côtière*. Publ. UOF, p.55-67.

LE NIVEAU MARIN

Battiau-Queney, Y., 2014. Les plages de la côte d'Opale. Maîtriser la nature ou agir avec elle ? *Dynamiques environnementales*, vol. 30, p. 89-104.

Battiau-Queney, Y., 2015a. Du grain de sable au système côtier. Quel avenir pour nos plages? *Revue Maritime*, 504: 100-117.

Battiau-Queney, Y., 2015b. The dunes of Merlimont (North of France): a natural museum of aeolian landforms. *Dynamiques environnementales*, vol. 33, p.51-64.

Battiau-Queney, Y., 2015c. Le système plage-dune de Merlimont-Berck et son évolution depuis la Seconde Guerre Mondiale. *Dynamiques environnementales*, vol. 33, p. 93-105.

Bird, E.C.F., 1985. *Coastline changes: a global review*, John Wiley and Sons Ltd, ISBN 0 471 90646 8.

Brunel, C., 2012. *Tempêtes et élévation marine sur les plages françaises de Méditerranée*, l'Harmattan, 285 p.

Bruun, 1962. Sea-level rise as cause of shore erosion. *Journal Waterways and Harbours Division*, 88, 117-130.

Bruun, 1983. Review of conditions for uses of the Bruun rule of erosion, *Coastal Engineering*, 77-89.

Cazenave, A. & Le Cozannet, G., 2014. Sea level rise and its coastal impacts, *Earth's Future*, 2, 15–34.

Cooper, J. A. G., & Pilkey, O. H., 2004. Sea-level rise and shoreline retreat : time to abandon the Bruun rule. *Global and Planetary Change*, 43(3-4), 157–171, doi : 10.1016/j.gloplacha, 2004.07.001.

Curry, J.R., 1969. Shore Zone Bodies-Barriers, Chenier, Sand Beach Ridges. In: Stanley, D.J. (Ed.), *The New Concepts of Continental Margin Sedimentation*. American Geological Institute, 1-18.

Davidson-Arnott, R. G. D., 2005. Conceptual model of the effects of sea level rise on sandy coasts, *Journal of Coastal Research*, 21(6), 1166–1172.

Houston, J.R., 2015. Shoreline response to sea-level rise on the Southwest coast of Florida, *Journal of Coastal Research*, 31 (4), 777 – 789.

Luijendijk A, Hagenaars, G., Ranasinghe, R., Baart, F., Donchyts, G., Aarninkhof, S., 2018. The State of the World's Beaches, Scientific Reports, 11p. (DOI:10.1038/s41598-018-24630-6publish online).

McKee, E. D., 1959. Storm sediments on a Pacific atoll, *Journal of Sedimentary Petrology*, 29, 354–364.

OCA, 2018. *Atlas morphodynamique de la côte sableuse aquitaine*, en ligne sur le site www.observatoire-cote-aquitaine.fr; BRGM et ONF, 408 p.

Leatherman, S.P., Nicholls, R.J., Dennis, K.C., 1994. Aerial videotape-assisted vulnerability analysis: a cost-effective approach to assess sea-level rise impacts. *Journal of Coastal Research*, 14, 15 -25 (Special Issue).

Manaud F., L'Yavanc J., Negre S., Tougeron C., Trut G., 2001. *Élaboration d'un outil de gestion prévisionnelle de la côte Aquitaine. Phase 3 : diagnostic d'évolution et recommandations*. Contribution de l'IFREMER. Rapport IFREMER DEL-AR.

Maspataud, A., Héquette, A., Ruz, M.H., 2013. Contrasting hydrodynamic and morphologic response to fair-weather and storm conditions along southern north sea coast (East of Dunkirk, France). In : *Coastal Dynamics 2013*. Arcachon 28 juin 2013, 1147-1158.

Paskoff, R., 1998. Conséquences possibles sur les milieux littoraux de l'élévation du niveau de la mer prévue pour les prochaines décennies. *Annales de Géographie*, 107, p. 233–248.

Paskoff, R. P., 2004. Potential implications of sea-level rise for France. *Journal of Coastal Research*, 20(2), 424-434.

Ruz, M-H., Héquette, A., Marin, D., Sipka, V., Crapoulet, A., Cartier, A. 2017. Development of an incipient foredune field along a prograding macrotidal shoreline, northern France, *Géomorphologie, relief, processus, environnement*, 23 (1), 37-50.

Schwartz, 1967. The Bruun theory of sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal of Geology*, 75, 76-92.

Thom, B.G., 1983. Transgressive and regressive stratigraphies of coastal sand barriers in southeast Australia. *Marine Geology*, 56. 137-158.

4. La hausse du niveau de la mer accélère-telle l'érosion des côtes (3/3)

Mis en ligne SCE : 30.08.2019

4. L'impact des tempêtes sur le système côtier

4.1. La notion de tempête morphogénique

Le fonctionnement d'un système côtier est très difficile à modéliser et à prévoir, car il dépend d'événements aléatoires que sont les tempêtes.

Ce sont cependant au cours de ces événements de courte durée que les niveaux d'eaux extrêmes combinant surcotes de tempête et pleine mer de vive eau sont observés et que les flux d'énergie entrant dans le système côtier sont les plus intenses, **car l'énergie des vagues est proportionnelle au carré de leur hauteur (encadré ci-dessous).**

Extrait tiré du site <http://www.clubdesargonautes.org/>

On calcule l'énergie de la houle en intégrant l'énergie des particules d'eau sur toute la profondeur supposée suffisamment grande. Pour une houle régulière de hauteur H et de période T , on obtient la formule théorique suivante :

$$E = \frac{\rho \cdot g^2}{64\pi} \cdot H_s^2 \cdot T$$

Dans laquelle :

ρ est la masse volumique de l'eau de mer (1024 kg.m^{-3}),

g est l'accélération de la pesanteur ($9,81 \text{ m.s}^{-2}$),

H_s est la hauteur significative de la houle mesurée en mètres. Comme on suppose ici une houle régulière, donc toutes les vagues ont la même hauteur H , bien entendu égale à H_s ,

T est la période de la houle en secondes.

Le résultat E est exprimé watts par mètre de crête (W/m).

Cette formule théorique est valable si la profondeur d'eau est grande, lorsque la profondeur est supérieure à la moitié de la longueur d'onde.

Exemples :

Houle de 2m et de période 4s : 8 kW/m,

Houle de 3m et de période 6s : 27 kW/m,

Houle de 10m et de période 14s : 700 kW/m.

Mais toutes les tempêtes n'ont pas les mêmes effets sur le système côtier.

Certaines sont qualifiées de « *morphogéniques* » car elles modifient la morphologie du littoral et déplacent le trait de côte dans un sens ou dans l'autre (Battiau-Queney, 2014). Elles conjuguent des vents violents supérieurs à 120 km/h (engendrant une puissante dynamique éolienne sur les plages sableuses et dans les dunes), de basses pressions atmosphériques (engendrant une surcote marine aggravée en cas de coïncidence avec une pleine mer de vive-eau), une mer forte avec une hauteur de houle très supérieure à la moyenne et des phénomènes de *run-up* (hauteur maximale atteinte sur la côte par l'eau des vagues incidentes après leur déferlement).

La hauteur des vagues à la côte dépend de celle de la houle au large (qui dépend de la force des vents et du *fetch* ou course du vent sur la mer), mais aussi de la bathymétrie de l'avant-côte. La présence d'une avant-côte peu profonde et d'un large estran peu pentu, comme on en trouve sur le littoral de la Manche et de la mer du Nord, provoque la réfraction de la houle, l'amortissement des vagues dont la hauteur s'accroît et la longueur d'onde diminue (« *shoaling zone* » en anglais) et leur déferlement. **La hauteur de vague centennale avant déferlement atteindrait 7,4 m à Boulogne, à comparer avec les 11 à plus de 12 m de hauteur le long du littoral aquitain aux eaux côtières plus profondes.**

Selon la bathymétrie côtière, la houle incidente va engendrer un courant longitudinal appelé « dérive littorale » dont la puissance est directement liée à celle de la houle. Elle est maximale dans la zone précédant le déferlement (« *shoaling zone* »). La dérive littorale, avec les transports sédimentaires qu'elle génère, constitue un très important facteur d'évolution morphologique des littoraux rectilignes (type aquitain) qui s'ajoute aux transferts transversaux de sédiments dans la zone de « *swash* » (vers la terre par le « jet de rive » et vers le large par les courants de retour).

Les vagues les plus hautes, donc les plus énergiques, ont plusieurs effets : elles remettent en suspension les sédiments des fonds marins et créent des mouvements turbulents complexes et difficiles à modéliser. Avant le déferlement, sur l'avant-côte, elles peuvent arracher à plus grande profondeur que d'ordinaire des sables et les déplacer jusqu'à la plage (Fig. 4). Après le déferlement, elles s'étalent plus haut et peuvent déposer leur charge sédimentaire plus loin, à l'intérieur des terres, avec d'éventuels phénomènes d'*overwash*, c'est-à-dire de submersion par débordement d'obstacles naturels (comme un cordon dunaire ou une barrière corallienne) ou artificiels (comme

une digue). Dans ces cas, les vagues de tempête « nourrissent la plage » (Fig. 4) (Rosati et al., 2013; Houston, 2015; Brunel, 2012). **Le cas des îles coralliennes basses est également intéressant, car plusieurs études montrent qu'en période d'élévation du niveau de la mer, les tempêtes sont capables de construire des crêtes de plages** (« beach-ridges ») formés de débris coralliens remontés par les vagues de tempêtes et provoquant une avancée du trait de côte (Maragos et al., 1973; Taylor et al., 1996; Richmond & Morton, 2007; Duvat, 2007; Tamura, 2012; Weil Accardo et al., 2012; Spiske & Halley, 2014).



Figure 4. Plage de Merlimont (au sud du Touquet) jonchée de coquilles de lutraires (*Lutraria lutraria*). Ces bivalves vivent enfouis dans le sable des petits-fonds marins et ne sont généralement pas remobilisés par les vagues. Pendant la forte tempête de mars 2008, sable et bivalves ont été arrachés du plancher marin, par des vagues plus hautes (donc plus puissantes) que d'ordinaire et propulsés sur la plage lors du déferlement. Cet exemple montre comment une tempête peut « nourrir » une plage et avoir un effet positif sur le budget sédimentaire du système côtier. (photos Y. Battiau-Queney, mars 2008). . NB : la numérotation de la figure suite celle des articles 1/2 et 2/3.

Mais, à l'inverse, les vagues de tempête, plus puissantes, peuvent aussi attaquer plus efficacement le pied des dunes, les cordons de galets bordant la plage ou le pied des falaises. Les matériaux remobilisés sont ensuite rejetés vers le large par les courants de retour : courants de fond et courants sagittaux (*rip-currents* en anglais). Or ces courants (bien ressentis par les baigneurs par mer forte) sont d'autant plus puissants que les vagues sont fortes. Leur rôle est essentiel dans l'érosion des côtes.

Cependant, les conséquences morphologiques d'une même tempête vont dépendre aussi de facteurs locaux, comme l'a montré un récent travail sur les systèmes plages-dunes de la Flandre française (Maspataud, 2011; Maspataud et al., 2011). **Les effets des tempêtes entre novembre 2007 et mars 2010 ont été analysés sur 2 sites éloignés de moins de 5 km (dune Dewulf et dune du Perroquet), soumis aux mêmes forçages météo-marins. Les impacts morphogéniques ont été très différents.** L'impact d'une tempête dépend du niveau d'eau maximum atteint mais aussi de l'état de la dune et du haut de plage avant l'épisode de tempête. Dans un cas (dune Dewulf), le pied de dune a été atteint à plusieurs reprises par les vagues de tempête lorsque le pic de tempête coïncidait avec une pleine mer de vive-eau, causant un recul du pied de dune de 1 à 2 m et l'abaissement du haut de plage. Par contre quand le pic de tempête eut lieu en marée de morte-eau (novembre 2008), les vagues n'ont pas atteint le pied de dune. Dans l'autre cas (dune du Perroquet) les mêmes tempêtes n'ont eu aucun impact érosif, car il y avait eu préalablement une importante accumulation de sable éolien en haut de plage : ce bourrelet a protégé la dune de l'érosion marine. Les rares cas où les vagues ont atteint le pied de dune, le sable de celle-ci rechargeait le haut de plage, permettant le développement de dunes embryonnaires. Le résultat cumulé s'est traduit par une aggradation de la plage et une avancée du trait de côte. **Sur une période de 53 ans (1957-2010), le même contraste existe entre les deux sites : érosion de la dune Dewulf et accrétion de la dune du Perroquet (Fig. 5).** Entre les deux, la dune Marchand est stable (oscille entre une légère érosion et une légère accrétion), ce qui est confirmé par la position des bunkers allemands. Cependant ce résultat final cumule des épisodes contrastés. L'étude souligne le rôle essentiel des niveaux d'eau durant l'épisode de tempête, la durée de l'épisode et l'état de la dune et de la plage avant la tempête. La différence de comportement entre les deux sites est aussi à mettre en relation avec la bathymétrie des petits fonds (Héquette et al, 2009).

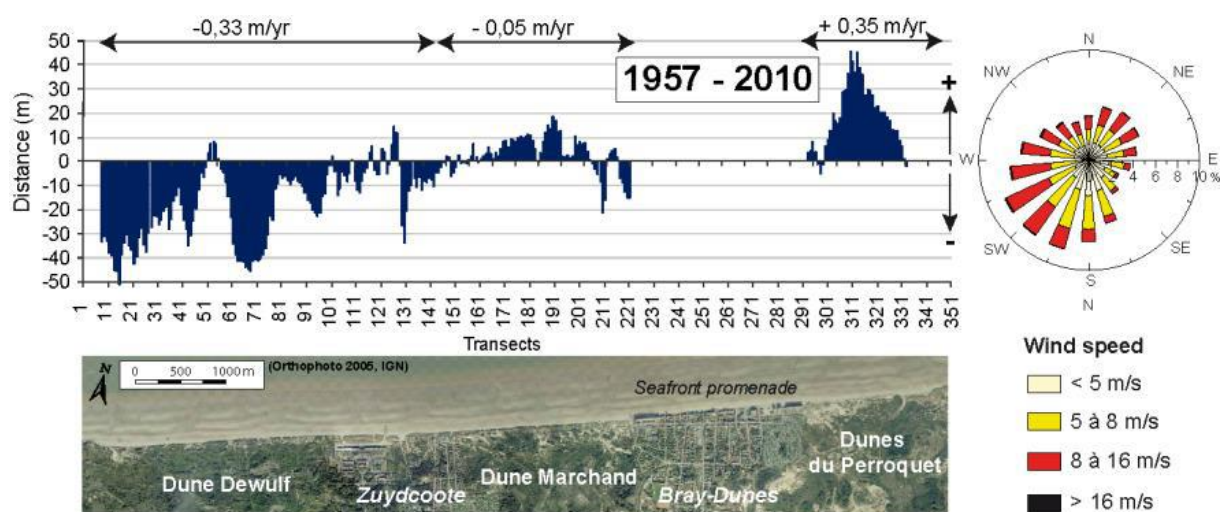


Figure 5. Évolution du trait de côte des dunes de Flandre (Nord de la France) de 1957 à 2010, d'après Maspataud et al., 2011). NB : la numérotation de la figure suite celle des articles 1/2 et 2/3.

En conclusion, sans nier la hausse actuelle du niveau de la mer observée sur la majorité des côtes du monde, il faut donc en relativiser ses effets par rapport à des événements aléatoires de très courte durée que sont les tempêtes. Quand elles sont suffisamment précises, les recherches montrent que l'impact morphogénique des tempêtes dépend autant des facteurs locaux que de leurs caractéristiques météo-marines.

4.2. La fréquence et l'intensité des tempêtes augmentent-elles avec le changement climatique ?

4.2.1. A l'échelle planétaire

Puisque le rôle des tempêtes est essentiel dans le fonctionnement des systèmes côtiers, il est fondamental de savoir si la fréquence et l'intensité de ces tempêtes augmentent avec le changement climatique. La plupart des médias le répètent avec une certaine assurance. Pourtant les chercheurs qui se sont sérieusement penchés sur la question sont beaucoup plus sceptiques. **Par contre, la diffusion quasi immédiate et universelle de l'occurrence de tous les événements tempétueux se produisant sur la Terre peut donner l'illusion d'une plus grande fréquence, d'autant qu'avec l'urbanisation accrue des zones littorales, une tempête de même intensité est susceptible de provoquer beaucoup plus de dégâts qu'il y a un siècle et de coûter beaucoup plus cher aux assurances.**

Pour Beniston (2017) il faut faire une distinction entre les tempêtes tropicales et celles des moyennes et hautes latitudes :

1) **Dans les zones extratropicales**, entre 40° et 75° de latitude, l'observation depuis 1970 met en évidence une diminution d'environ trois tempêtes par décennie. Cela reste faible statistiquement et la durée d'observation est courte, mais ce pourrait être un premier signe du changement climatique sur le long terme. L'explication vient des écarts de températures entre l'équateur et les pôles, qui constituent l'un des mécanismes générateurs de tempêtes en transférant l'excédent de chaleur depuis l'équateur en direction des pôles. Plus les écarts sont grands, plus les risques de tempêtes sont élevés. Si les hautes latitudes se réchauffent plus vite que les basses et les moyennes latitudes, comme cela semble se produire actuellement, le gradient thermique équateur/pôle diminue, ainsi que le potentiel de tempêtes.

2) **Dans les zones tropicales**, pour qu'une tempête ou un ouragan se développe, les températures de l'océan doivent être suffisamment élevées pour provoquer une évaporation importante entraînant la formation de cumulonimbus et la libération d'énergie dans l'atmosphère. Il est aussi nécessaire d'avoir une certaine rotation du système pour qu'il puisse s'amplifier (force centrifuge due à la force de Coriolis générée par la rotation de la Terre). Les tempêtes et ouragans ne se produisent pas sous les latitudes équatoriales car la force de Coriolis y est nulle. Par contre, les deux conditions nécessaires à la formation de tempêtes et ouragans (forte chaleur de l'océan et force de Coriolis assez puissante) sont remplies aux latitudes tropicales. On observe, depuis la fin des années 1990, une petite augmentation par rapport aux décennies précédentes dans la fréquence des ouragans et tempêtes tropicales, d'après NOAA (2016). Mais c'est une tendance globale, pas toujours vérifiée à l'échelle régionale (cf. ci-dessous à Charleston). Pour Beniston (2017) la prévisibilité de l'intensité et de la fréquence des tempêtes futures reste très incertaine et nécessitera encore de nombreuses recherches.

4.2.2. Le cas d'une station tropicale : Charleston (Caroline du sud, USA)

Une toute récente étude a examiné la fréquence et les périodes de retour des cyclones tropicaux ayant affecté Charleston (33° de latitude Nord, Caroline du Sud, USA) entre 1670 et 1850 (Lindner, 2019). La ville de Charleston a été fondée en 1670 et s'est constamment développée depuis, malgré une grande vulnérabilité aux cyclones tropicaux venus à la fois de l'océan Atlantique, de la mer des Caraïbes et du golfe du Mexique. En raison des impacts des cyclones, la plupart ont été répertoriés

par ceux qui les subissaient soit à terre soit en mer. Le secteur de Charleston est donc un excellent choix pour examiner sur le long terme la fréquence et l'intensité des tempêtes et cyclones tropicaux.

L'auteur a analysé les très nombreuses données historiques et scientifiques disponibles sur ce secteur. Sur un total de 78 cyclones retenus entre 1670 et 1850, il s'avère que la période de retour fut de 5,2 ans de 1670 à 1850 et plus spécifiquement de 3,8 ans entre 1778 et 1850, époque particulièrement bien documentée. Pour les années antérieures à 1850, il existe une marge d'incertitude dans le nombre de cyclones répertoriés mais avec un potentiel de lacunes et non un excès d'événements. Les cyclones majeurs (ouragans de catégories 3, 4 et 5) survenus entre 1778 et 1850 sont les plus intéressants à considérer, car on est sûr qu'ils ont été répertoriés et leurs caractéristiques sont presque toujours bien connues. Pour Lindner (2019), leur période de retour est estimée à 9-10 ans pendant cet intervalle de 72 années. Ce résultat est à comparer avec une autre étude qui évalue à 28 ans la période de retour des cyclones majeurs entre 1851 et 2015 (Lindner & Neuhauser, 2018).

Pour Lindner (2019) ces deux études complémentaires sur le secteur de Charleston ne révèlent donc aucune tendance d'accroissement de la fréquence et de l'intensité des cyclones tropicaux depuis 1850, par rapport à ce qui s'est produit entre 1670 et 1850. Il s'avère même que les cyclones majeurs ont été plus fréquents entre 1778 et 1850 qu'après cette date. Une autre étude (Landsea, 1993) se base sur l'analyse des cyclones tropicaux dans l'océan Atlantique survenus depuis 1900 et ne montre pas de tendance à une augmentation de ce type d'événements à terre. L'augmentation apparente du nombre de cyclones tropicaux répertoriés dans cet océan ne serait que le résultat de la révolution satellitaire des années 1960, amenant avec elle des outils technologiques capables de suivre en temps réel tous les cyclones en mer (Landsea, 2007). Il n'y avait en fait pas plus de cyclones tropicaux (y compris les majeurs) dans les trente dernières années du 20ème siècle qu'au début du même siècle.

4.2.3. Le cas des tempêtes aux moyennes latitudes

Pour le nord et nord-ouest de l'Europe et l'Atlantique nord, Hanna et al. (2008) ont fait un inventaire des tempêtes depuis 1830, à partir des pressions barométriques relevées dans les stations météorologiques du Danemark, des îles Féroé, du Groenland, d'Islande, du Royaume-Uni, des îles anglo-normandes et d'Irlande. En utilisant un indice de variabilité journalier de pression (Jónsson & Hanna, 2007), leurs recherches montrent une fréquence et une intensité plus grande de tempêtes autour de l'année 1900 et de 1990 à 1995. A l'inverse, ils ont détecté une période de calme de 1930 jusqu'au début des années 1960. Hanna et al. (2008) considèrent que dans ces régions il n'y a aucune preuve que le nombre et l'intensité des tempêtes augmentent avec le réchauffement climatique.

Pour l'ouest et le sud de l'Europe, les travaux les plus récents (Ouzeau *et al.*, 2014; ONERC, 2015) montrent que depuis les cent dernières années, aucune tendance significative ne se dégage ni pour le nombre de tempêtes, ni pour leur intensité.

Il n'existe pas d'inventaire exhaustif des tempêtes en France remontant sur plusieurs siècles. Météo-France essaie d'y remédier en développant depuis 1999 une « Base de données d'événements marquants », incluant la documentation d'événements historiques.

Le nombre d'épisodes de vent fort, ainsi que celui des fortes tempêtes (0 en 1989, 1993 et 1998, 5 en 1965) présentent une forte variabilité interannuelle (7 en 1968, 26 en 1962), mais les études

réalisées ne mettent pas en évidence de tendance significative depuis les années 1950 (Bessemoulin, 2002).

Ceci est confirmé par des recherches menées sur la fréquence et l'intensité des tempêtes le long de la côte d'Opale (Nord de la France). L'étude de Deboudt (1997) porte sur 4 siècles (depuis 1600) et se fonde sur les archives du Service Maritime des Ports de Boulogne-sur-Mer et de Calais pour le littoral du Pas-de-Calais, et celles de la Subdivision Maritime de l'Équipement de Cherbourg, pour la côte nord-orientale du Cotentin. Les tempêtes qui ont donné lieu à la rédaction d'un rapport de l'Ingénieur responsable de la gestion du Domaine Public Maritime sont toutes associées à un recul rapide du trait de côte, une submersion du littoral ou/et une forte mobilité dunaire et des dommages aux ouvrages de défense du trait de côte. À partir de 1882, les rapports des ingénieurs précisent les caractéristiques météo-marines des tempêtes morphogéniques. Sur le site de Sangatte (à l'ouest de Calais), Deboudt a trouvé 5 jours de tempêtes de 1600 à 1700, 21 jours de 1700 à 1800, 11 jours de 1800 à 1900 et 19 jours de 1900 à 1990. Les 17^{ème} et 19^{ème} siècles sont moins tempétueux que les 18^{ème} et 20^{ème} siècle, mais il n'y a pas de tendance régulière d'augmentation de la fréquence des tempêtes.

Trouet et al. (2012) ont montré à partir de diverses sources que la fréquence et l'intensité des tempêtes en Europe du nord-ouest avaient été plus fortes pendant le Petit Âge Glaciaire (de la fin du 15^{ème} siècle à 1850) entraînant une mobilité accrue des dunes littorales. Pour eux, c'est le refroidissement du climat et non son réchauffement qui engendre des tempêtes extrêmes. Une conclusion confirmée par Szkornik et al. (2008) pour l'ouest du Danemark, à partir de l'étude d'un site littoral qui a connu depuis 2000 BP ('Before Present') une élévation du niveau de la mer d'environ 1,5m. Les auteurs ont mis en évidence une fréquence et intensité accrues des tempêtes entre 1460 et 1550 accompagnées d'une forte activité éolienne et dunaire et de la formation d'un marais maritime, pendant une phase d'élévation accélérée du niveau de la mer. Cela correspond au début du Petit Âge glaciaire.

Concluons que dans l'état actuel des recherches, rien ne permet de dire que le réchauffement actuel du climat engendre une augmentation de la fréquence et de l'intensité des tempêtes dans les régions des moyennes et hautes latitudes et des cyclones dans les régions tropicales.

4.3. Vulnérabilité accrue des côtes sous influence anthropique

Pour les spécialistes, les modèles actuels de projection climatique ne permettent pas de tirer de conclusions sur l'évolution de la fréquence et l'intensité des tempêtes. Par contre il est clair que les impacts des tempêtes sont considérablement aggravés par l'artificialisation du trait de côte (digues, enrochements, jetées, épis etc...) entraînant une vulnérabilité accrue des zones littorales sous influence anthropique et une hausse vertigineuse du coût supporté par les compagnies d'assurances (Puppinck, 2017)

On a vu que tout « système côtier » est naturellement mobile. Dans le cas d'un littoral sableux, il est normal que le trait de côte se déplace au gré des conditions météo-marines. **Il existe un espace de respiration de plusieurs dizaines de mètres nécessaire au bon fonctionnement du système côtier. C'est en contradiction avec la volonté fréquente de l'homme de fixer ce trait de côte et de s'installer au plus près de la côte.** Nous avons vu aussi que la ressource sédimentaire disponible pour assurer le fonctionnement normal du système côtier est un paramètre fondamental pour comprendre ce qui s'y passe.

Les effets des interventions humaines peuvent être décisifs pour l'évolution du littoral. Dans le cas d'un littoral sableux, il y a d'abord tout ce qui empêche ou contrarie les échanges sédimentaires entre dune et plage et entre la plage et les « petits-fonds » proches de la côte et qui participent à l'alimentation des plages. Il s'agit de tous les obstacles physiques édifiés en avant de la côte (brises-lames), sur la plage ou dans la dune (digues, enrochements ...). Il s'agit aussi de tout ce qui perturbe la libre circulation des sédiments le long de la côte (épis, jetées principalement). De très nombreuses études, partout dans le monde, ont montré le rôle essentiel des dunes littorales pour la bonne santé de la plage. Or le nettoyage des laisses de mer et la destruction de la végétation du haut de plage empêchent le piégeage des grains de sable soulevés par le vent et donc la formation des dunes embryonnaires, première phase de l'édification des dunes bordières. Le nettoyage mécanique des plages est donc à proscrire absolument partout où il n'est pas indispensable.

Mais la cause première des problèmes d'érosion constatés sur beaucoup de côtes reste l'urbanisation de l'espace de respiration nécessaire au bon fonctionnement du système côtier. La plupart des stations balnéaires apparues sur nos côtes et ailleurs dans le monde se sont installées depuis le milieu du 19ème siècle sur les dunes bordières, au plus près de la mer. Pour aggraver les choses, on a le plus souvent édifié une promenade de bord de mer faisant office de digue. La plage n'étant plus alimentée par la dune, les dégâts des tempêtes ne pouvaient plus être compensés par le stock de sables dunaires.

L'exemple de Lacanau (Gironde, France, côte aquitaine) est significatif (OCA, 2018). Installée en 1905 sur la dune mobile d'un secteur côtier relativement stable ou en très faible recul, la station s'est fortement développée à partir des années 1960. Suite aux tempêtes des années 1970 une protection en dur du front de mer a été entreprise dès 1976, suivie de nouveaux ouvrages (digues, épis, enrochements) au gré des épisodes de tempête. Le front de mer de Lacanau a été protégé au détriment de la plage dont le niveau s'est fortement abaissé, entraînant un processus rétroactif d'augmentation de l'énergie des vagues incidentes et donc d'érosion accélérée du haut de plage avec menace sur les ouvrages. C'est le début d'un cycle « infernal » nécessitant toujours plus d'ouvrages. A contrario, au nord de la station là où plage et dune opèrent leurs échanges sans obstacle, le trait de côte est stable avec même en plusieurs endroits une légère avancée entre 1973 et 2014 (OCA, 2018, annexe 6, p. 320). À dix kilométriques au sud de la station, sur la commune du Porge on retrouve un système plage-dune stable et résilient (OCA, 2018, annexe 6, p. 328).

D'autres interventions anthropiques, trop souvent minimisées, sont les extractions de sédiments (sables ou galets) opérés sur la plage ou dans la dune bordière mais aussi en mer dans des secteurs participant directement à l'alimentation des plages proches. Il est maintenant interdit de prélever le sable des dunes littorales mais c'était une pratique courante dans les années 1960 et 1970. Il est aussi interdit de prélever du sable et des galets sur les plages, ce qui n'est pas toujours bien compris des touristes soucieux d'emporter une « petit souvenir » de leur séjour. Les extractions de granulats dans les petits fonds ont perduré jusqu'à des dates récentes. Enfin dans beaucoup de stations balnéaires il est considéré comme indispensable de désensabler le front de mer, pour le « confort » des riverains et touristes. Pendant longtemps, le sable était exporté dans un but utilitaire (constructions, ouvrages d'art, utilisations industrielles ...) et non remis sur la plage, entraînant une perte nette pour le système côtier. Cette pratique n'est pas complètement abandonnée mais elle est plus rare. Beaucoup de municipalités ont compris qu'il fallait traiter ce sable comme un « trésor de guerre » indispensable à l'équilibre des plages. C'est le cas à Biarritz (Pyrénées atlantiques) ou à Hardelot (Pas-de-Calais) par exemple. On cherche de plus en plus à piéger le sable sur la plage avant qu'il n'envahisse le front de mer urbanisé : on y installe en hiver et au printemps des brise-vent sous forme de ganivelles ou de fascines qui sont démontées juste avant la saison touristique.

Là où le mal est fait (urbanisation de l'espace de respiration du système côtier), on pallie le déficit sédimentaire par des rechargements sur la plage ou en mer en avant de la plage, considérant que le coût de ces interventions est justifié par la valeur des biens menacés. La pratique est usuelle aux États-Unis (plage de Miami par exemple) mais aussi en Belgique (plage d'Ostende) et aux Pays-Bas (Brière et al., 2018) et elle s'étend de plus en plus de pays à travers le monde.

Le devenir des îles coralliennes basses est souvent évoqué par les médias qui y voient le symbole de l'avenir catastrophique engendré par la hausse du niveau de la mer. Mais les chercheurs qui se sont intéressés aux risques littoraux de ces îles ont souligné que les catastrophes annoncées ou déjà vécues ne sont souvent que le résultat de mauvaises pratiques, essentiellement une urbanisation littorale incontrôlée qu'il faut ensuite protéger par des ouvrages de défense qui ne font qu'aggraver l'érosion (Duvat, 2007; Duvat, 2013; Duvat et al., 2016).

4.4. Conclusion

A la question initiale qui avait été posée – « la hausse du niveau de la mer accélère-t-elle l'érosion des côtes? » – on peut répondre qu'elle ne joue qu'un rôle mineur, comparé à celui des tempêtes. **Dans l'état actuel des recherches, on peut dire aussi que le réchauffement climatique n'augmente pas la fréquence et l'intensité des tempêtes. Tout cela va à l'encontre de ce que l'on entend habituellement dans les médias, mais le scientifique a le devoir de rétablir la réalité des faits.**

Pourtant, on ne peut nier que les risques littoraux s'aggravent dans beaucoup de régions et que leur gestion est de plus en plus coûteuse. Mais la plupart du temps, cette aggravation résulte de facteurs anthropiques. Alors que les hommes ont longtemps évité la proximité immédiate du littoral, ils ont depuis plus de 150 ans, entrepris d'installer habitations, infrastructures et complexes industriels le plus près possible de la côte. Face à cette vulnérabilité accrue, il a fallu ensuite « *défendre contre la mer* » tous ces biens, une stratégie qui n'a fait que renforcer ou déplacer l'érosion marine. La seule façon de prévenir efficacement les risques littoraux est de *travailler avec les processus naturels* et surtout de respecter la ressource sédimentaire du système côtier, en évitant d'entraver la mobilité naturelle du trait de côte. Mais ce serait là l'objet d'un autre article

Références

- Battiau-Queney, Y., 2014. Les plages de la côte d'Opale. Maîtriser la nature ou agir avec elle ? *Dynamiques environnementales*, vol. 30, 89-104.
- Beniston, M., 2017. Les tempêtes et les cyclones, évolution récente et projections aux échelles régionales, in Battiau-Queney Y. & Milon E. (coord.). *Littoraux en devenir, anticipation et adaptation aux changements climatiques*. Actes de la conférence Littoral 2016, Biarritz, EUCC-France, 119-123.
- Bessemoulin, P., 2002. Les tempêtes en France, *Annales des Mines*, 9-14.
- Brière, C., Janssen, S. K.H., Oost, A.P., Taal, M., Tonnon, P.K., 2018. Usability of the climate-resilient nature-based sand motor pilot, *Journal of Coastal Conservation*, special issue, 22 (3), 491-502, DOI [10.1007/s11852-017-0527-3](https://doi.org/10.1007/s11852-017-0527-3)
- Brunel, C., 2012. *Tempêtes et élévation marine sur les plages françaises de Méditerranée*, l'Harmattan, 285 p.
- Deboudt, P., 1997. *Étude de géomorphologie historique des littoraux dunaires du Pas-de-Calais et du nord-est de la Manche*, thèse Université de Lille 1, Septentrion, 283 p.

LE NIVEAU MARIN

Duvat V., 2007. *Les littoraux coralliens des petites îles de l'océan indien (Mascareignes, Seychelles, Maldives)*, Oceanis, 240 p. (en 2 vol.).

Duvat V., 2013. Coastal protection structures in Tarawa Atoll, Republic of Kiribati. *Sustainability Science*, 8, 363-379.

Duvat, V. K. E., Magnan, A. K., S. Etienne, S., Salmon, C., Pignon-Mussaud, C., 2016. Assessing the impacts of and resilience to Tropical Cyclone Bejisa, Reunion Island (Indian Ocean), *Natural Hazards*, 83, 601. DOI 10.1007/s11069-016-2338-5

Hanna, E., Cappelen, J., Allan, R., Jónsson, T., Le Blancq, F., Lillington, T., Hickey, K. 2008. New Insights into North European and North Atlantic Surface Pressure Variability, Storminess, and Related Climatic Change since 1830, *American Meteorological Society*, 21, 6739-6766, DOI: 10.1175/2008JCLI2296.1

Héquette, A., Ruz, M.H., Maspataud, A., Sipka, V., 2009. Effects of nearshore sand bank and associated channel on beach hydrodynamics: implications for beach and shoreline evolution, *Journal of Coastal Research*, 2009, SI 56, ICS2009, 59-63.

Houston, J.R., 2015. Shoreline response to sea-level rise on the Southwest coast of Florida, *Journal of Coastal Research*, 31 (4), 777 – 789.

Jónsson, T. & Hanna E., 2007. A new day-to-day pressure variability index as a proxy of Icelandic storminess and complement to the North Atlantic Oscillation index 1823–2005, *Meteorologische Zeitschrift*, Vol. 16, No. 1, 025-036.

Landsea, C., 1993. A climatology of intense (or major) Atlantic hurricanes, *Monthly Weather Review*, 121(6), 1703–1713

Landsea, C.W., 2007. Counting Atlantic tropical cyclones back to 1900. *EOS*, 88(18), 197–208.

Lindner, B.L., 2019. Climatology and variability of tropical cyclones affecting Charleston, South Carolina, from 1670 to 1850. *Journal of Coastal Research*,

Lindner, B.L. & Neuhauser, A., 2018. Climatology and variability of tropical cyclones affecting Charleston, South Carolina. *Journal of Coastal Research*, 34(5), 1052–1064.

Maspataud, A., Ruz, M.-H., Héquette A., 2011. Storm-driven shoreline evolution on a macrotidal coast: short- to medium-term spatial variability. A case study on the northern coast of France. Conference Coastal Sediments, DOI: [10.1142/9789814355537_0070](https://doi.org/10.1142/9789814355537_0070)

Maspataud A. (2011). *Impacts des tempêtes sur la morphodynamique du profil côtier en milieu macrotidal*. Thèse de Géosciences, Géologie, Paléontologie, Océanographie, Université du Littoral Côte d'Opale, 470p (accessible en ligne).

Maragos, J. E., Baines, G. B. K., and Beveridge, P. J. 1973. Tropical cyclone creates a new land formation on Funafuti Atoll, *Science*, 181, 1161–1164.

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), 2016. *Center for Operational oceanographic Products and Services: Tides & Currents*. <http://www.tidesandcurrents.noaa.gov>.

OCA, 2018. *Atlas morphodynamique de la côte sableuse aquitaine*, en ligne sur le site www.observatoire-cote-aquitaine.fr; BRGM et ONF, 408 p.

ONERC, 2015. *Le littoral dans le contexte du changement climatique. Rapport de l'Onerc au Premier ministre et au Parlement*. La Documentation française, Paris, 178 p.

Ouzeau, G., Deque, M., Jouini, M., Planton, S., Vautard, R. et Vrac, M., 2014. *Scénarios régionalisés. Le climat de la France au XXI^e siècle*, Volume 4, rapport de la mission Jean Jouzel, septembre 2014, Ministère de l'écologie, du développement durable et de l'énergie, 62p.

Puppinck, F. (coord.), 2017. Risques côtiers et gouvernance. Problématiques de responsabilité et d'assurance, in Battiau-Queney Y. & Milon E. (coord.). *Littoraux en devenir, anticipation et adaptation aux changements climatiques*. Actes de la conférence Littoral 2016, Biarritz, EUCC-France, 74-99.

- Richmond, B. & Morton, R., 2007; Coral-Gravel Storm Ridges: Examples from the Tropical Pacific and Caribbean, *Coastal Sediments*, 07, 572–583.
- Rosati, J.D., Dean, R.G., Walton, T.L., 2013. The modified Bruun Rule extended for landward transport, *Marine Geology*, 340, 71-81.
- Spiske, M. & Halley, R. B., 2014. A coral-rubble ridge as evidence for hurricane overwash, Anegada (British Virgin Islands), *Advanced Geosciences*, 38, 9–20.
- Tamura, T., 2012. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records, *Earth-Science Reviews*, 114, 279–297.
- Szkornik, K., Gehrels, W.R., Murray A. S., 2008. Aeolian sand movement and relative sea-level rise in Ho Bugt, western Denmark, during the 'Little Ice Age', *The Holocene*, 18(6), 951-965, doi.org/10.1177/0959683608091800
- Taylor, M. & Stone, G. W., 1996. Beach ridges – a review, *Journal of Coastal Research*, 12, 612–621.
- Trouet, V., Scourse, J.D. and 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.
- Weil Accardo, J., Feuillet, N., Halley, R. B., Atwater, B. F., Ten Brink, U. S., Deschamps, P., Tuttle, M. P., Wei, Y., and Fuentes Figueroa, Z., 2012. *Age of overwash and rate of relative sea-level rise inferred from detrital heads and microatolls of medieval corals at Anegada, British Virgin Islands*, AGU Fall Meeting, San Francisco, USA, 3–7 December 2012, T41A-2562.

5. Déluge et changement climatique (1/2)

Mis en ligne SCE : 20.11.2020

La part continentale

Ces dernières années, de nombreuses crues ont affecté le Sud de l'Europe mais également le Nord de la France, l'Ouest et nos voisins britanniques. C'est à l'échelle mondiale un des désastres naturels les plus fréquents (<https://www.emdat.be/>). Leur fréquence s'accroît depuis 1970 et bien entendu, le changement climatique dont l'homme devrait être le responsable est mis en accusation. Nous ne traiterons pas ici des inondations associées à la proximité de l'océan (voir Déluge et Changement Climatique 2/2, sur SCE).

A) MECANISMES.

Il est important de prendre en compte les conditions physiographiques de ces évènements avant d'impliquer le climat. Beaucoup de facteurs favorisant sont imputables à l'homme. La formation d'une crue est essentiellement liée à l'intensité du ruissellement.

Le ruissellement

Il existe deux grands types de crues dans nos régions générées par les modalités du ruissellement.

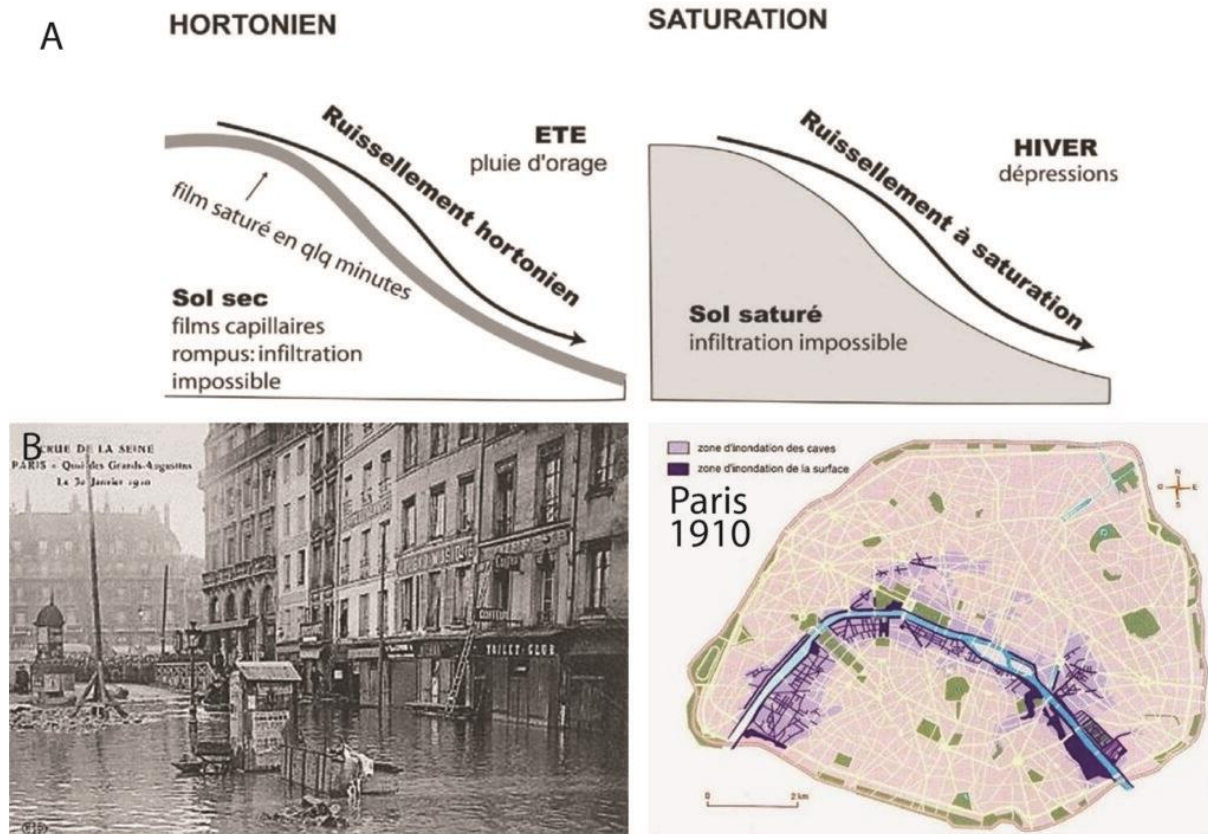


Figure 1 : A) Différentes modalités de ruissellement (van Vliet-Lanoë, enseignement)

B) Inondation de la Seine à Paris en 1910 et reconstitution de la zone inondée (Chadych & Leborgne, 1999 ; Atlas de Paris, Pangramme).

Elles sont souvent liées à un engorgement en eau des sols, plus ou moins superficiel, favorisant un **ruissellement dit à saturation** (Fig.1A) . Cette situation est commune chez nous en Janvier ou Février lorsque les nappes phréatiques sont à leur plus haut niveau et éventuellement débordent. La montée en crue des rivières prend, dans ce cas, généralement plusieurs jours. Exceptionnellement cette situation peut se produire après un épisode pluvieux intense, lorsque les fronts dépressionnaires se suivent pendant plusieurs jours ou être accentuée par une fonte de neige intempestive, comme ce fut le cas lors de la crue séculaire de la Seine en 1910 (Fig.1B) lors d'une période froide associée à un modeste minimum d'activité solaire. En Asie du SE, elle est imputable à l'intensité et la durée de la mousson d'été et son blocage par des reliefs-barrières.

Un autre type de ruissellement se produit sur des sols devenu hydrophobes pour des raisons variées. Le cas le plus simple est la dessiccation superficielle des sols qui casse le film d'eau capillaire entre les grains du sol, ce qui empêche une réhumectation profonde lors de la pluie. C'est ce que nous appelons un **ruissellement hortonien** (Fig. 1A).

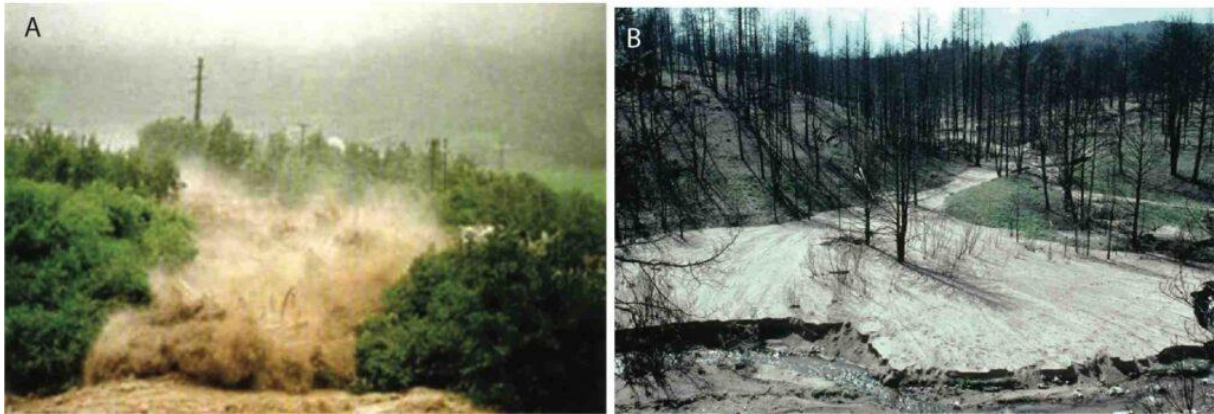


Figure 2 : **A)** Arrivée d'un front de **crue-éclair** dans un bassin versant déjà inondé (Autriche, 1999) **B)** Erosion des sols et sédimentation liée à un orage post-feu (Californie ; Earth Observatory)

C'est typiquement le cas du Midi de la France ou du Maghreb en fin d'été : les sols deviennent hydrophobes, toute l'eau ruisselle et s'écoule vers les points bas. Ce schéma est responsable de l'apparition de **crues-éclair** ou « **flash floods** » lors d'orage ou d'événements cévenoles, lorsque le relief bloque la migration des masses nuageuses. Gaume et al. (2016) indiquent que les crues-éclair observées en Europe sont généralement associées à des cumuls pluviométriques d'au moins 100 mm en quelques heures. Ce type de ruissellement peut être accentué par le passage de feux de landes ou de forêts qui accentuent, avec la cendre, le caractère hydrophobe des sols et favorisent la formation de masses orageuses responsables de pluies intense mais très localisées. Les sols gelés, bétonnés ou asphaltés ont le même comportement, excepté pour le revêtement auto-drainant de nos chaussées. **Les zones imperméabilisées par l'urbanisation (toitures, parking, trottoirs) se comportent par conséquent de la même manière.**

Le bassin versant et les différents lits de la rivière.

Le ruissellement va affecter un relief avec ses drains naturels, les rivières qui coalescent et concentrent plus ou moins vite les précipitations. C'est ce qu'on appelle un **bassin-versant**. Sa surface peut être petite et en pente forte comme en montagne ou très grande et peu pentue en plaine. La concentration des eaux dans la rivière va amener une crue d'autant plus vite que le **drainage** du bassin est rapide. Quelques heures en montagnes, plusieurs jours en plaine. Lorsque la rivière est longue comme c'est le cas du Rhin, il se forme une onde de crue qui se propage vers l'aval suivi par une décrue relativement lente (semaine). **Le problème est que beaucoup de grandes villes ont été construites sur ses berges, souvent en position de confluence et de concentration de la crue.**

Dans la partie « alimentation » (amont) du bassin versant, le drainage est rapide et transitoire. Dans la partie avale, généralement en pente douce, la crue s'installe dans toute la vallée, inondant ce que nous appelons le **lit majeur** ou zone inondable (crues hivernales à décennales, Fig. 3A). La rivière normale constitue le **lit mineur** (Fig. 3A).

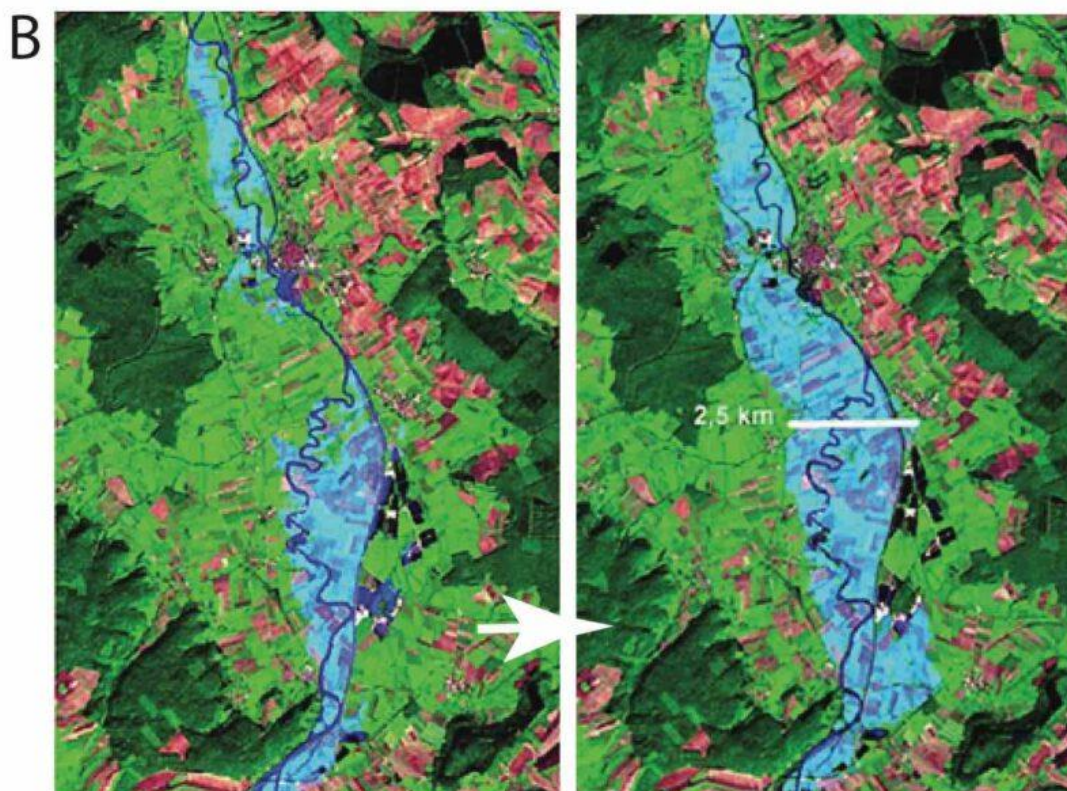
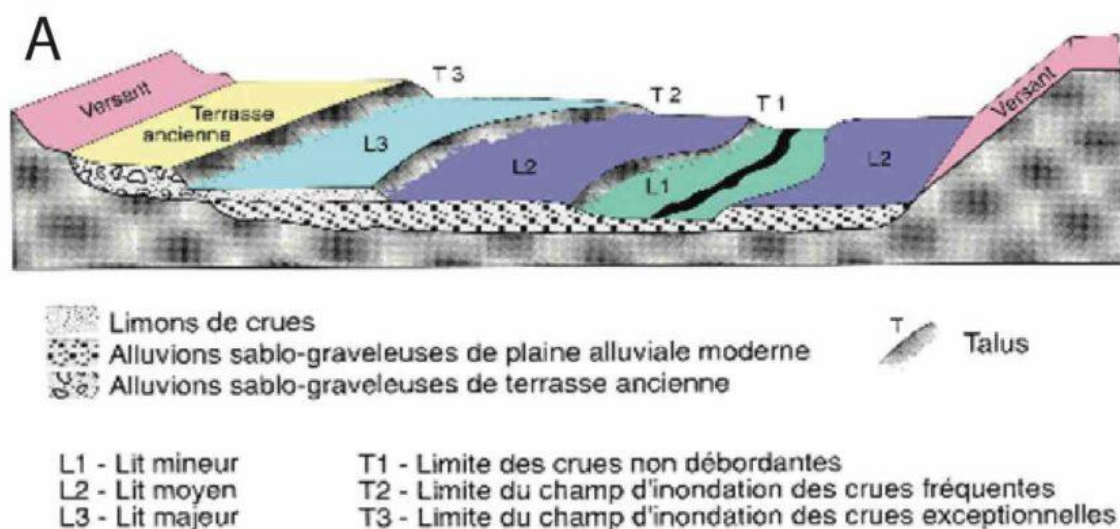


Figure 3 : A) Différents zones inondables (Plan de prévention des risques, DIREN, Languedoc-Roussillon). **B)** Meuse à Stenay (2001) : rôle des infrastructures routières de ferroviaire sur l'évolution de la montée en crue.

Tout obstacle dans le lit majeur va bloquer l'évacuation de la crue (route, voie de chemin de fer, zone industrielle ou commerciale, ville ; Fig.4B), accentuer le niveau d'eau atteint puis freiner la décrue. **Il faut donc en tout bon sens éviter de construire dans ces zones, plus particulièrement de l'habitat. Cependant, ces terrains sont très prisés par les élus vu leur horizontalité et leur caractère bon marché, en dépit de la législation existante.**

Le réseau hydrographique est donc le système principal de concentration rapide des eaux pluviales ou **drainage**. En milieu agricole, le curage de fossés peut régionalement accentuer la vitesse de transfert des eaux vers les points bas. Le réseau urbain d'égoûts est également un outil de concentration rapide des écoulements dans un système déjà très imperméabilisé. Cette

concentration des eaux superficielles est complétée en plaine par l'arrivée plus lente des eaux infiltrées, qui, elles, contrôlent le niveau de la nappe phréatique (Fig.4). Les crues de nappe, indépendantes des cours d'eau, sont souvent hivernales et très longues (mois) à disparaître, en association avec une succession de crues superficielles sur sols saturés. En milieu karstique comme dans le midi ou sur la craie comme en pays de Caux, la réponse de la nappe peut être, par contre très rapide (heure).



Figure. 4 : Crues de nappes et de ruissellement peuvent être simultanées (vallée de la Slack, Pas de Calais, 1999 sur substrat fracturé calcaire). Crue de nappe karstique à Abbeville (vallée de la Somme, 1999)

Un dernier facteur accentuateur de la hauteur d'eau atteinte par la crue est l'**effet Venturi**. Toute **réduction en largeur (et profondeur) du chenal d'écoulement** par des travaux, digues ou construction, comme le développement d'une ville, va, *de facto*, réduire la largeur du chenal d'écoulement, accélérer la vitesse d'écoulement des eaux et faire monter artificiellement le niveau atteint par l'eau dans l'**agglomération**. A tel point que les rivières rectifiées et endiguées, comme le Rhône ou le Rhin voient leur capacité de débordement devenir énorme et la fréquence des crues être surtout contrôlées par l'entretien des digues et le curage des cours d'eaux (embâcle de troncs et autres débris, au niveau des ponts).

Pour lutter contre l'inondation des zones urbanisées, **des zones d'extension des crues** sont mises en place en amont des cités afin de ralentir la montée en crue, en aménageant des dérivations et des zones inondables. La caricature de ce système est actuellement en place dans la vallée du Fleuve Jaune, avec le barrage des 7 Gorges qui permet un stockage temporaire l'eau pour d'écarter la hauteur atteinte par les crues. Le lit mineur endigué du fleuve, est, en basses eaux, environ 10 m au-dessus du lit majeur, avec des digues fragiles en limon. Les Chinois préfèrent inonder les centaines de villages de plaine pour ne pas inonder des agglomérations millionnaires en habitants situées à l'aval.

B) L'IMPACT DE L'HOMME

Depuis la Néolithisation l'occupation des sols a fait évoluer positivement la capacité de ruissellement. Un couvert forestier possède une capacité de ruissellement quasi-nulle, dominé par une infiltration racinaire. Le défrichement a amené l'augmentation progressive du ruissellement selon l'évolution d'un parcellaire initialement petit et cloisonné vers la situation actuelle, des grandes parcelles sans cloisonnement propices au ruissellement.

Les modalités techniques de travail de la terre ont également influencé ce système, via l'évolution d'un labour superficiel (5cm) vers un labour profond (40 cm, années 1980). Les modalités

d'amendement ont également accentué les choses en relevant le pH du sol vers 6.7 pour des raisons agronomiques, les sols étant généralement acides et peu fertiles en fin d'interglaciaire. Ceci a abouti en réduisant les apports organiques (fumure organique) au profit des engrais chimiques (1970), à une instabilité croissante de la structure du sol. L'utilisation d'un labour profond et de pesticides ont aussi fortement réduit l'activité biologique des sols et donc réduit la capacité d'infiltration et de stockage des eaux en profondeur. Elle permet également la formation d'une **croûte de battance** (Fig.5A) imperméable en surface et d'une **semelle de labour** imperméable sous la zone labourée. Cette évolution depuis le Néolithique a amené une érosion des sols d'environ 1m en Europe tempérée allant à plusieurs mètres en régions méditerranéennes.

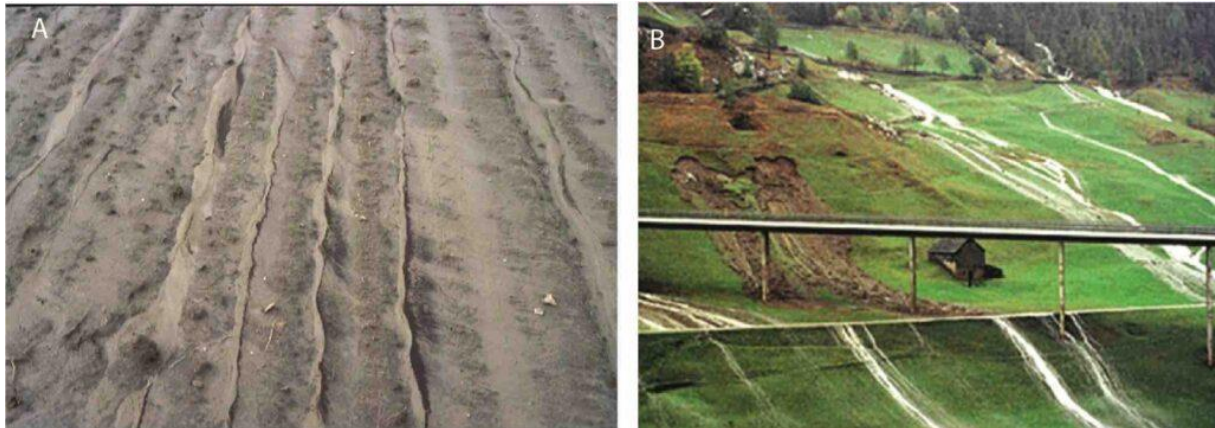


Figure. 5 : A) Croûte de battance sur sols limoneux en Picardie, 1999 ; B) Ruissellement agressif en Autriche en automne 1999

L'agressivité des précipitations sur les zones cultivées a très tôt (Âge du Bronze) généré des pratiques de cloisonnement des espaces cultivés par des murs en pierre, en terre (haie) ou des aménagements en terrasses pour limiter le ruissellement et donc l'érosion des terres cultivées. Malheureusement, nombre de ces aménagements n'ont pas été entretenus, voire ont été détruits lors de la révolution verte des années 1970, par les remembrements ou tout simplement abandonnés suite à une déprise agricole pour cause de guerre ou de rentabilité, comme dans les pays méditerranéens.

C'est pour cela que des **plans de prévention des risques** ont été réalisés, depuis une dizaine d'années, à l'échelle nationale, régionale et à celle des bassins-versants en France et dans les autres pays d'Europe, pour inciter les particuliers et les élus à gérer correctement leur territoire. **Malheureusement les lois et les précautions à prendre sont très souvent contournées, en accusant pour raisons politiques, l'impact du Changement Climatique actuel, d'un doublement du nombre des catastrophes enregistrées depuis le début du XXIème siècle.** La majorité des événements catastrophiques sont générés par du ruissellement hortonien, succédant aux périodes sèches caniculaires. En France, les crues fluviales dont le coût excède le milliard d'euros sont assez récentes : 3,5 milliards (crue de l'Aude, novembre 1999), 1,6 milliard (crue de la Seine, janvier 1910), 1,4 milliard (crue des Gardons, septembre 2002), 1,4 milliard (crue des Gardons, septembre-octobre 1958), 1,1 milliard (crue du Rhône, décembre 2003), 1 milliard (crue de l'Argens et la Nartuby, Juin 2010), 1 milliard (crue en Bretagne, hiver 2000-2001) (M.Lang ; le Point 6/10/2020). Ces coûts sont liés à une urbanisation croissante et une sophistication des infrastructures affectées, donc coûteuses.

C) CRUES FLUVIALES ET CLIMAT EN EUROPE

Période Quaternaire

Les crues et l'érosion des sols existent depuis toujours dans l'histoire de notre planète. Ces phénomènes sont à la source des sédiments analysés sur le terrain ou dans les carottages marins.

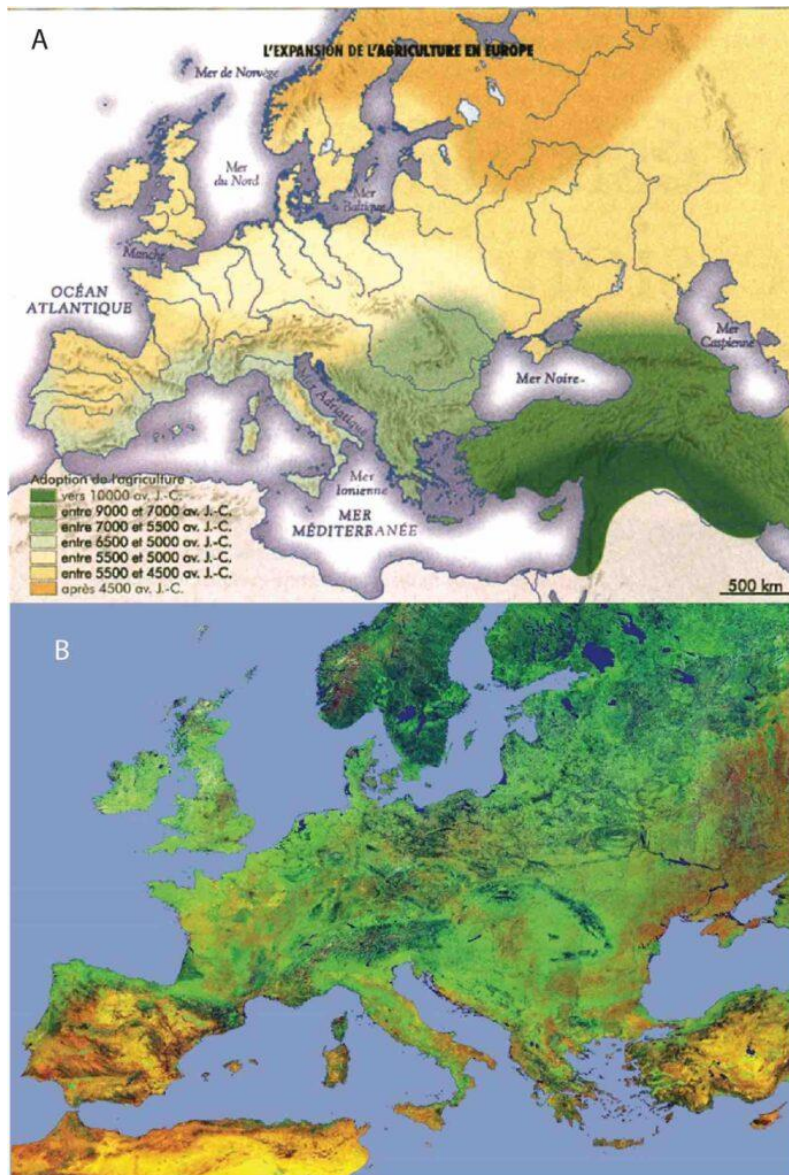


Figure 6 : A) Carte de l'expansion de l'agriculture lors de la Néolithisation. **B)** Etat de l'aridification et de l'érosion des sols européens en 2006. Les terrains en jaune brunâtre sont dénudés, vert clair: champs cultivés, vert foncé : forêt. En jaune les zones devenues arides (désert) Image satellitaire Earth Observatory. Le défrichement de la couverture forestière holocène (depuis 8 ka) accentue une aridification indirecte des terres, normalement uniquement régie en cours d'interglaciaire par la diminution de l'insolation globale. Cette situation favorise une concentration hortonienne du ruissellement et donc les crues. Le défrichement induit une déstabilisation et une érosion des sols, une rhexistase anormale, forcée par l'Homme.

Ces sédiments enregistrent de facto la succession d'évènements climatiques qui président à leur mise en place : ce sont les archives sédimentaires. Elles ont permis de mettre en évidence des fluctuations climatiques majeures associées à la qualité de l'insolation sous contrôle du forçage

orbital (voir [Arctique Géologie 2/2](#) sur SCE), les périodes glaciaires d'une durée moyenne de 100 000 ans (100 ka) séparées par de brefs interglaciaires (10 ka).

Les archives nous apprennent également que les grosses phases d'érosion enregistrées à l'échelle du millénaire dans nos régions sont associées :

- **soit à des épisodes de refroidissement du climat**, des périodes longues, arides et froides de rhexistasie ou érosion mécanique dominante, les périodes chaudes étant, elles, caractérisées par une couverture végétale continue et protectrice, une stabilité du milieu végétalisé ou biostasie sous contrôle de précipitations élevées (environ X 2) et de PCO₂ plus élevées (Erhart, 1951; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1992; Van Vliet-Lanoë et Guillocheau, 1995). En fin de période chaude de rang interglaciaire telle que la période dans laquelle nous vivons, la rhexistasie est à l'échelle du millénaire sous influence des variations de l'orbite terrestre autour du soleil (Van Vliet-Lanoë et Guillocheau, 1995). Ce réchauffement transmis par l'océan est bien visible dans le cas de l'interglaciaire précédant, l'Eémien en Islande, amenant une montée accélérée du niveau marin vers 116 ka après un « petit Age glaciaire » compris entre 120 et 116,5 ka. (voir Van Vliet-Lanoë, 2018).
- **soit en fin d'épisodes de réchauffements brefs (ca 1,5 ka ou moins)** appelés événements de Bond (Bond *et al.*, 2011) ou Dansgaard-Oeschger en période glaciaire (Rasmussen *et al.*, 2016). Nous sommes actuellement dans un de ces événements, en plus des conditions précédentes de fin d'interglaciaire. Après l'Optimum thermique du Moyen Âge (1299-1350 AD) a été suivie par une transition marquée par la crue milléniale du Rhin en 1342 AD et ses milliers de morts, succédant à une grande sécheresse (crue brutale). Cet optimum climatique a été suivi par le Petit Age Glaciaire (1350-1830 AD), une période froide et neigeuse, accompagnées de très fortes et longues successions de tempêtes (Lamb & Frydendahl, 2005) forcées par plusieurs minima d'activité solaire, dont le fameux « Maunder » (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2016). Nous sommes maintenant au sortir d'une période d'activité majeure du soleil dans les années 1950 à 1980.

Les mécanismes générant de fortes précipitations

L'océan austral, le plus vaste de notre planète et vu sa localisation en position intertropicale, absorbe l'énergie incidente solaire supplémentaire fournie en période de forte activité de l'astre (cycle à ±11 ans). L'augmentation de l'irradiance solaire totale (TSI) en Watt/m², très faible (0,1%) pendant ce cycle mais, avec +5% du rayonnement UV (Damé, 2013), le seul capable de pénétrer dans la tranche supérieure (<700 m) des eaux océaniques et de les réchauffer. Le rôle du soleil est donc de chauffer l'océan et de favoriser l'évaporation et l'extension de la couverture nuageuse, le couvercle de la casserole maintenue au chaud ! Une ionisation accrue liée au flux de particules solaires (vent solaire) favorise en effet la croissance des aérosols dans les noyaux de condensation des nuages (Svensmark *et al.*, 2009 ; Dunne *et al.*, 2016 ; Svensmark, 2019) et donc la nucléation de d'hydrométéores en tous genres.

Le changement de budget énergétique associé à la couverture nuageuse associé au cycle à 11 ans a été estimé à 1.1±0.3 W/m², un ordre de grandeur 10 fois supérieur à celle de la TSI (Svensmark, 2019) et est également sous contrôle « chauffant » du vent solaire, indépendant des fameuses taches (voir Van Vliet, 2019 sur SCE). Ce type de changement apparaît pendant les deux différents types de réchauffement (Interglaciaire et DO ; voir Rasmussen *et al.*, 2016 ; Van Vliet-Lanoë, 2018). Enfin, l'inertie thermique de la masse océanique est, rappelons-le, grande en relation avec la chaleur spécifique de l'eau.

Les périodes de canicule estivales sont très bien corrélées avec les DO et des événements plus brefs (cf étés « brûlants » australiens), amenant 1) une dessiccation des sols, donc un contexte favorable au ruissellement hortonien, y compris aux latitudes moyennes (40-50°N) et donc 2) des crues-éclair en fin de canicule comme celles de Bab el Oued (Alger) en 2001 et 2004, en contexte sec et très urbanisé, ou encore celles de l'Ouvèze en 1992 ou celle très récente sur les reliefs varois.

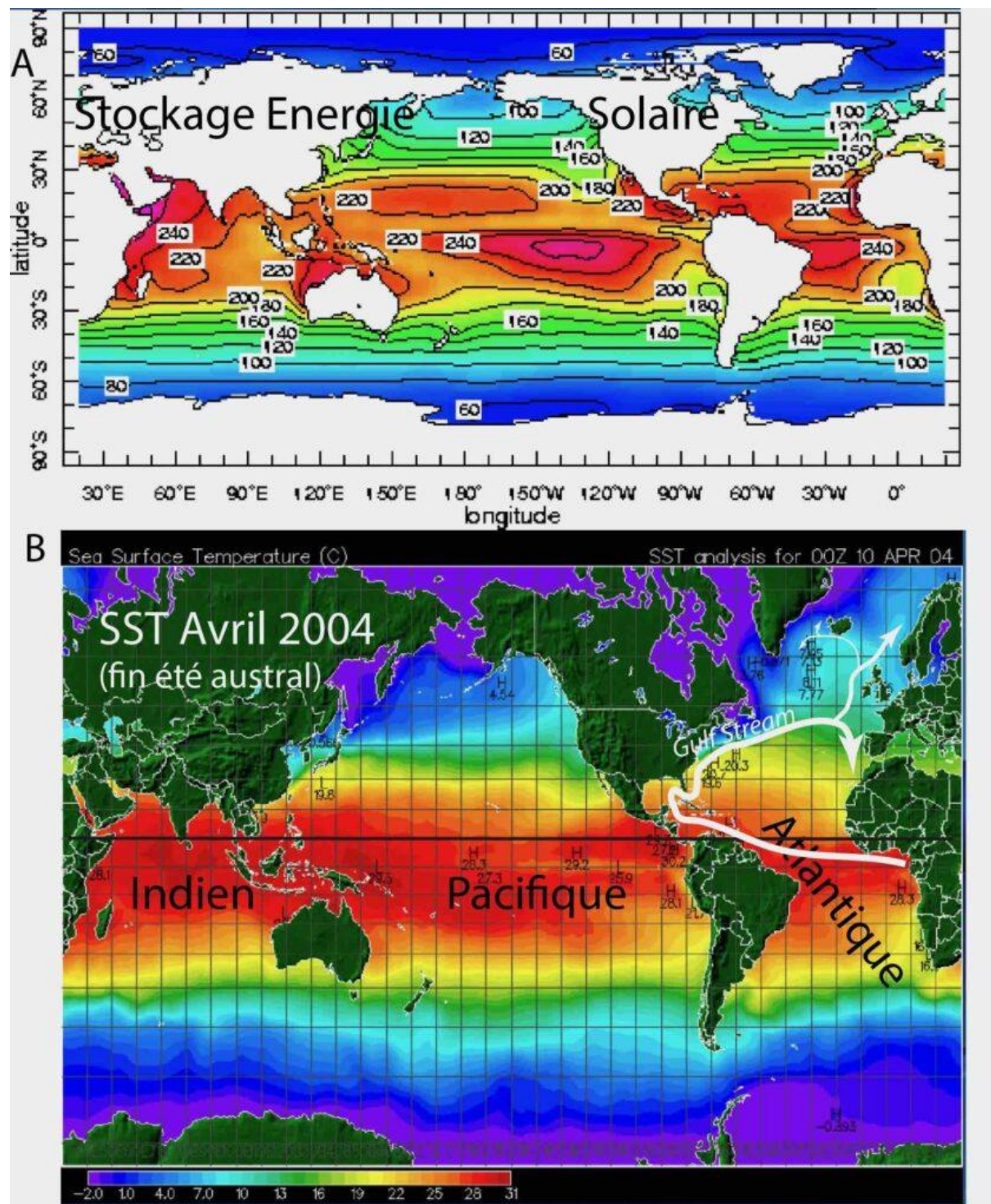


Figure 7 : A) Stockage de l'énergie incidente solaire dans la couche superficielle de l'océan (<700 m). **B)** Températures de surface de l'océan (SST) en fin d'été austral avec le trajets des eaux qui alimentent le Gulf Stream (en blanc), équateur en noir, en relation avec les vents de surface (images Earth Observatory, NASA)

L'océan austral réchauffé induit une évaporation importante générant des moussons d'été exceptionnelles, associées à des cyclones puissants sur l'Asie notamment en Inde, en Chine et au Japon ou des hurricanes aux SE des US en 1996-1997-1998, 2017-2018-2019 et surtout 2020. En Europe, la chaleur et l'humidité sont transmises à nos latitudes principalement via le Gulf Stream et les dépressions cycloniques qui se forment à son passage ou plus au Sud, au niveau de la zone de convergence intertropicale des vents (ICTZ), localisée à l'aplomb des masses océaniques les plus chaudes. L'ICTZ remonte vers le Nord lorsque l'Arctique se réchauffe. Les dépressions cycloniques ont leur trajectoire sous contrôle du Jet Stream (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2014), amenant des pluies ou des chutes de neige exceptionnelles sur l'Europe Occidentale (1999-2000, 2004-2005, 2013-2014, 2018-2021).

Pour l'Europe du Sud, de la Grèce à l'Espagne et pour le Nord du Maghreb, l'impact du forçage par le vent solaire induit en plus un réchauffement spécifique de la Méditerranée et donc une évaporation soutenue, qui se superpose au passage des dépressions cycloniques océaniques comme pour les périodes 2003-2004 ou 2018-2019-2020. L'ondulation N-S du Jet Stream en période d'Oscillation Nord Atlantique (NAO) négative favorise la remontée d'air chaud saharien et le blocage des masses nuageuses sur les premiers reliefs au Nord ou au Sud de la Méditerranée, y amenant des « déluges » cévenols... comme pour la crue-éclair de Bab El Oued en 2004.

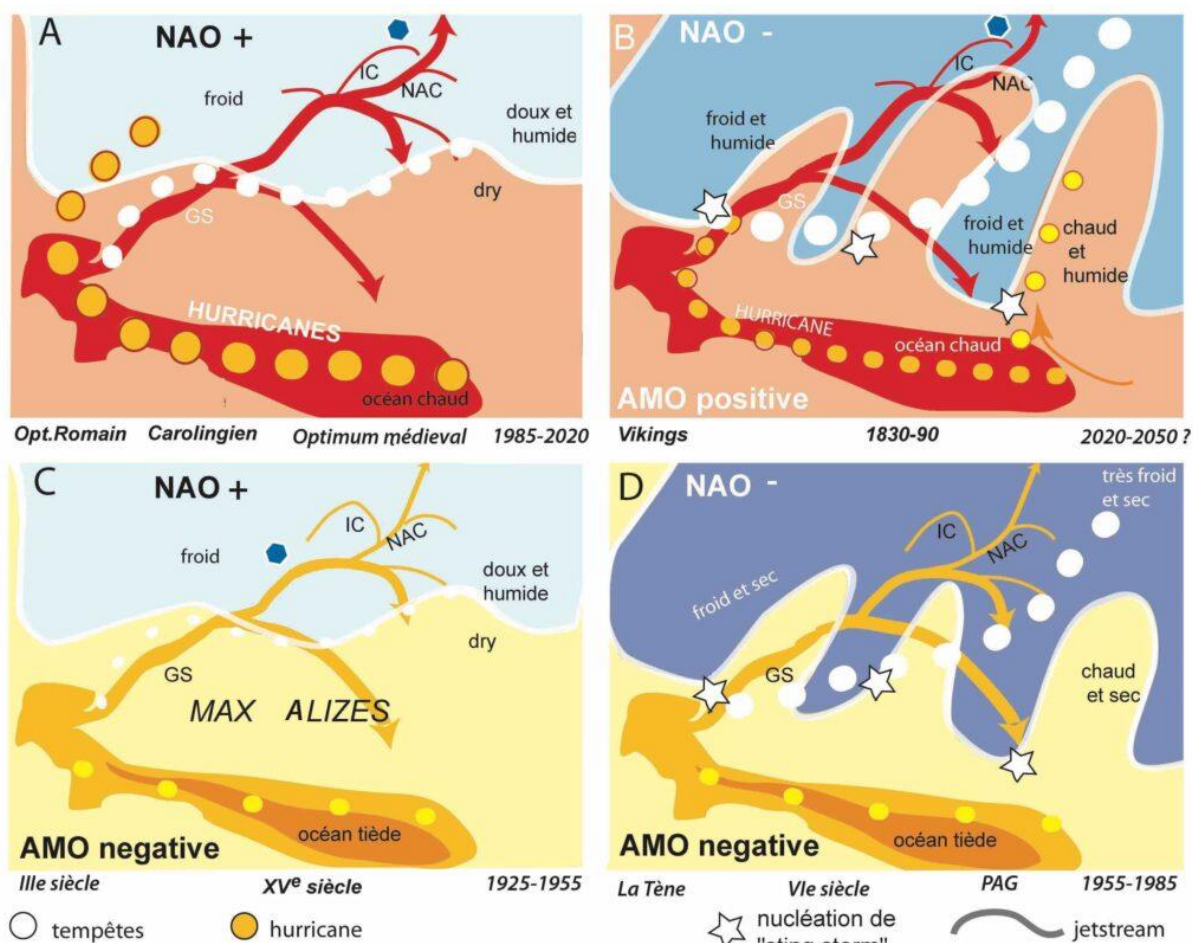


Figure. 8 : Schéma synoptique des différents types de tempêtes en fonction du caractère positif ou négatif de la NAO (données issues de Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2014 ; complétés avec les données récentes). La position du jet stream sert de rail pour la migration W-E des dépressions cycloniques. Quand l'océan Atlantique central est chaud, la proximité du jetstream très oscillant peut directement pirater des dépressions tropicales comme Xynthia (2010). Lorsque l'océan est tiède et l'Arctique froid, ce sont les ouragans qui se nucléent le long du Gulf Stream, amenant des tempêtes fortes et fréquentes comme pendant le Petit Age glaciaire (PAG; 1350-1830) et...les « trentes glorieuses ».

Tempétuosité et déluge

Cela fait 30 ans (1/2 oscillation AMO positive) que la NAO est globalement positive (Fig.8A). La fréquence des grosses tempêtes s'est élevée en Bretagne depuis 1970 (Fig. 9; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2014). **Ces oscillations sont comme l'œuf et la poule : elles sont considérées généralement comme le moteur de notre météo et non la conséquence d'un autre forçage, par exemple, dérivé de l'activité du soleil. Ces variations de NAO sont incluses dans une cyclicité proche de 60 ans, l'Oscillation Multidécadale Atlantique ou AMO.**

Nous sommes actuellement en AMO positive, un peu après le maximum, l'océan Austral est exceptionnellement chaud et l'activité solaire particulièrement importante (Fig.8a). Les tempêtes tropicales sont puissantes, donnant des ouragans ou hurricanes qui touchent surtout la côte américaine, des typhons dans le SE Asiatique.

Lorsque dans ce contexte, la NAO devient négative, ces ouragans traversent l'Atlantique ou peuvent directement remonter sur l'Europe, sur le rail des puissantes ondulations du jetstream, comme cela a été le cas pour Xynthia en 2010 ou l'ouragan de 1987, tous deux précédés d'air tropical (Fig.8B).

En AMO négative, l'océan Austral est tiède sous contrôle de l'activité solaire (minima solaires de 1905-25 et de 1950-1970). En AMO négative, le contraste thermique sur l'Atlantique est réduit alors que l'Arctique est peu refroidi (vent /activité solaire temporairement élevée). C'est une période calme comme celle qui a présidé à la conquête de l'Amérique au 15-16ième siècle (Fig.8C).

Le contraste thermique est plus important, lorsque l'AMO et la NAO sont négative, pendant les Minima solaires : des grosses tempêtes cycloniques traversent l'Atlantique de Terre Neuve à l'Europe comme pendant le Petit Âge glaciaire ; les tempêtes tropicales sont faibles (Fig.8D).

Pendant ces périodes de 30 ou 60 ans, la NAO peut s'inverser, notamment sous l'impact du vent solaire comme ces trois dernières années qui réchauffe d'abord l'Arctique (Van Vliet, 2020).

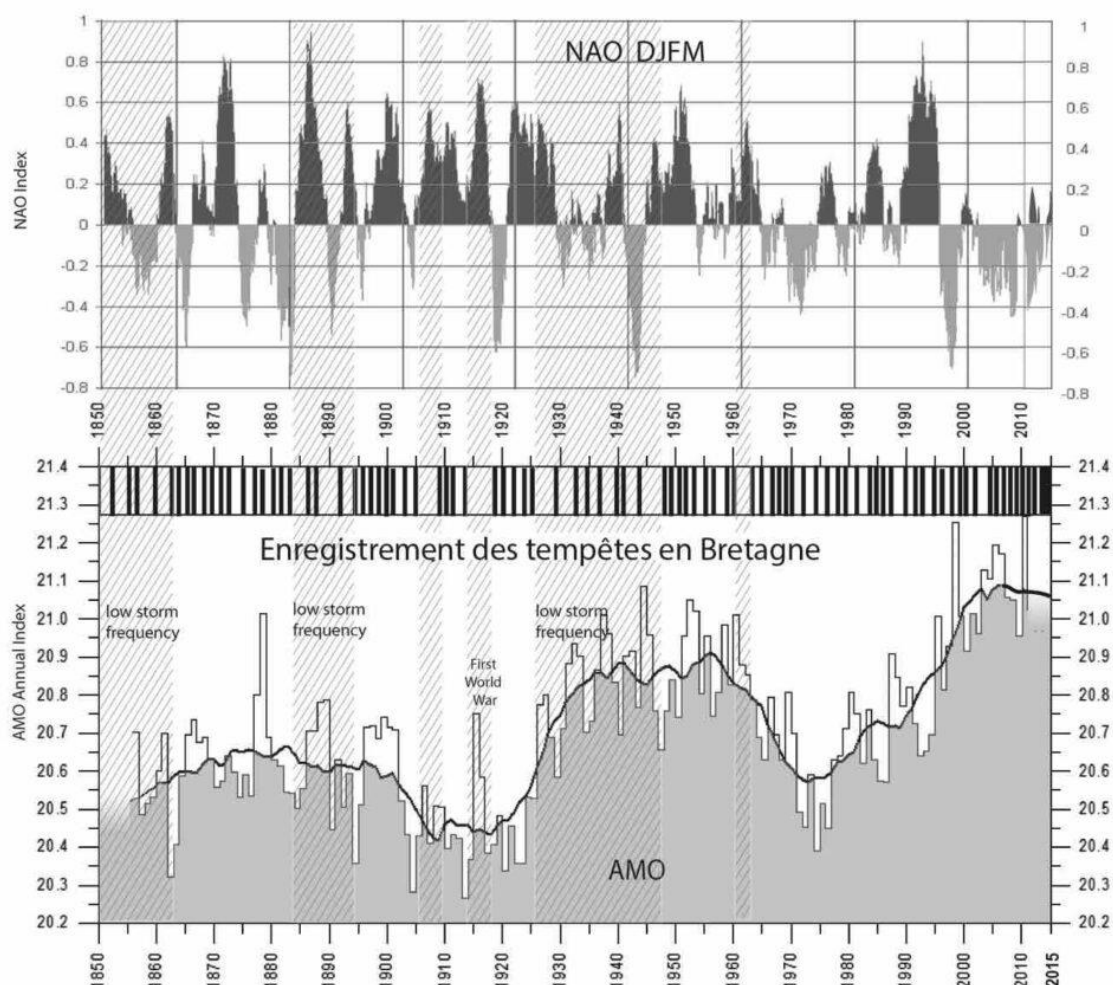


Figure 9 : Comparaison de la tempétuosité enregistrée dans les archives en Bretagne , l'index NAO hivernal et l'AMO (sources CRU East Anglia, UK) (mis à jour de Van Vliet-Lanoë et al., 2014). L'AMO n'a pratiquement pas baissé en 2020.

Après les pics d'activité solaire des années 1950-1965 (18 et 19) et deux plus faibles, de 1980 à 1995 (21 à 23; Fig.10), le stockage thermique dans l'océan Austral est puissant, toujours transmis vers l'Arctique dans les eaux de surface de l'océan (recul estival de la banquise) et en contraste marqué avec un refroidissement en cours de l'Arctique pour raison de déficit en insolation (cycle solaire 24 et transition 24/25). Ce contraste thermique est générateur de dépressions pluvieuses évoluant en tempêtes selon les caractéristiques de la NAO, issues du comportement d'un jet stream polaire très instable. Le nombre des dépressions augmente actuellement pour atteindre une fréquence quasi-diurne (2013-2015, 2019-2020) comme pendant le Petit Age glaciaire, générant par un vent soutenu une houle puissante qui accentue les échanges thermiques directs et de vaporisation entre l'océan et l'atmosphère, aggravant leur intensité et les précipitations associées.

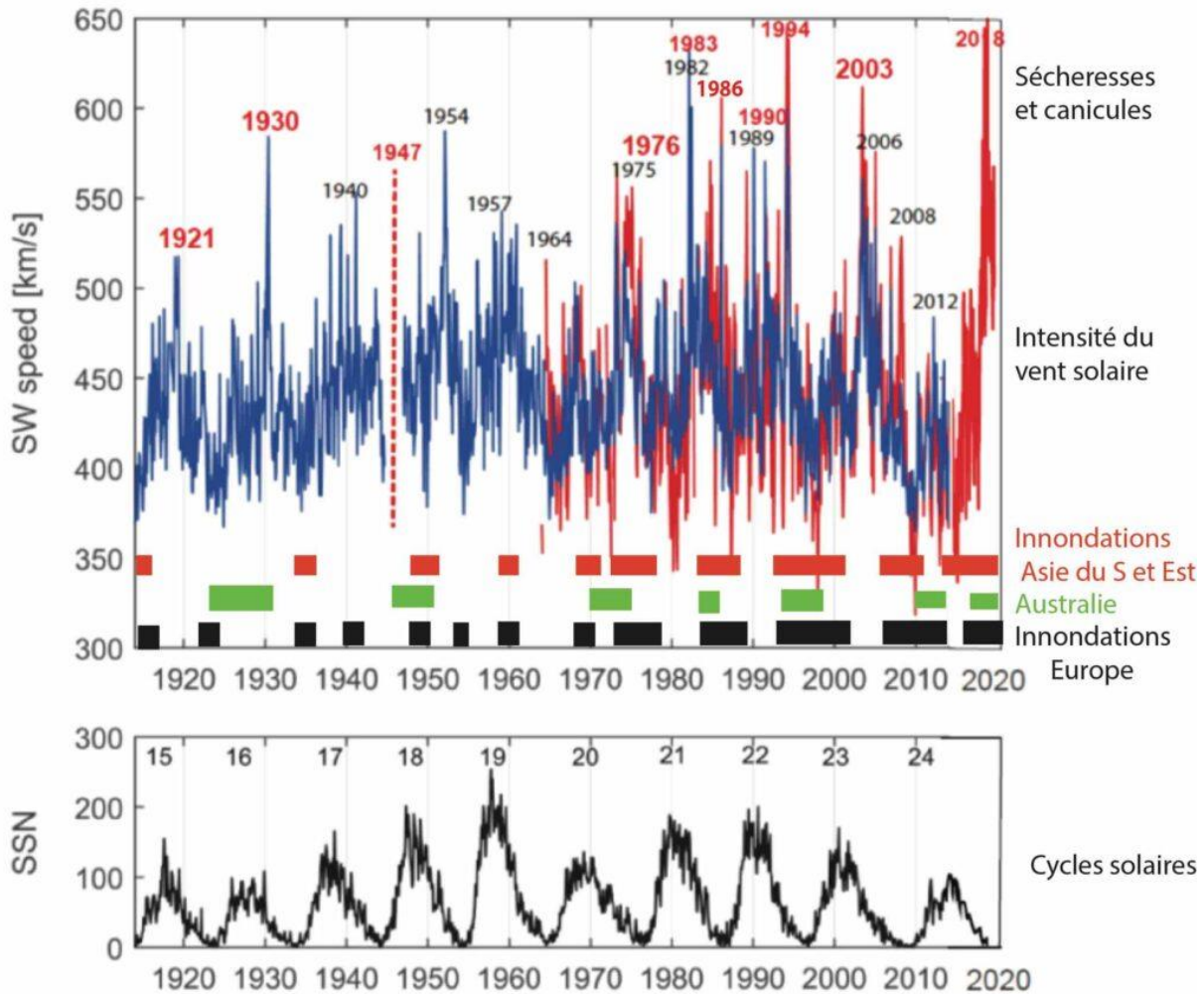


Figure 10 : Comparaison entre d'intensité des vents solaires, les cycles solaires et les sécheresses (en noir et rouge pour les plus puissantes). Image BVVL 2020. Les dates des sécheresses et canicules, comme celles des inondations ont été réalisées sur compilations internet. Vents solaires (voir [ici](#)).

On est en droit de se demander quel est le rôle de l'activité solaire dans les autres zones sensibles aux rives de l'océan Austral. Une comparaison (Fig.10) des grandes crues publiées en Asie (Inde, Chine, Japon pour les séries les plus longues) démontrent le parallélisme attendu entre les forçages solaires directs (cyclicité à 11 ans et vents solaires), pour les événements générés dans l'hémisphère Nord – en Europe et – ceux indirects, générés par la mousson d'été (Océans Indien et Pacifique). Le tout est en association avec une migration de l'ICTZ et des jetstreams vers le Nord et une AMO positive depuis 1975. L'Australie, en rive sud de l'océan Indien/Austral, répond moins bien, mais néanmoins un parallélisme semble ressortir. Les crues avant 1975 semblent corrélées avec la fin des cycles à 11 ans du soleil (Fig.10).

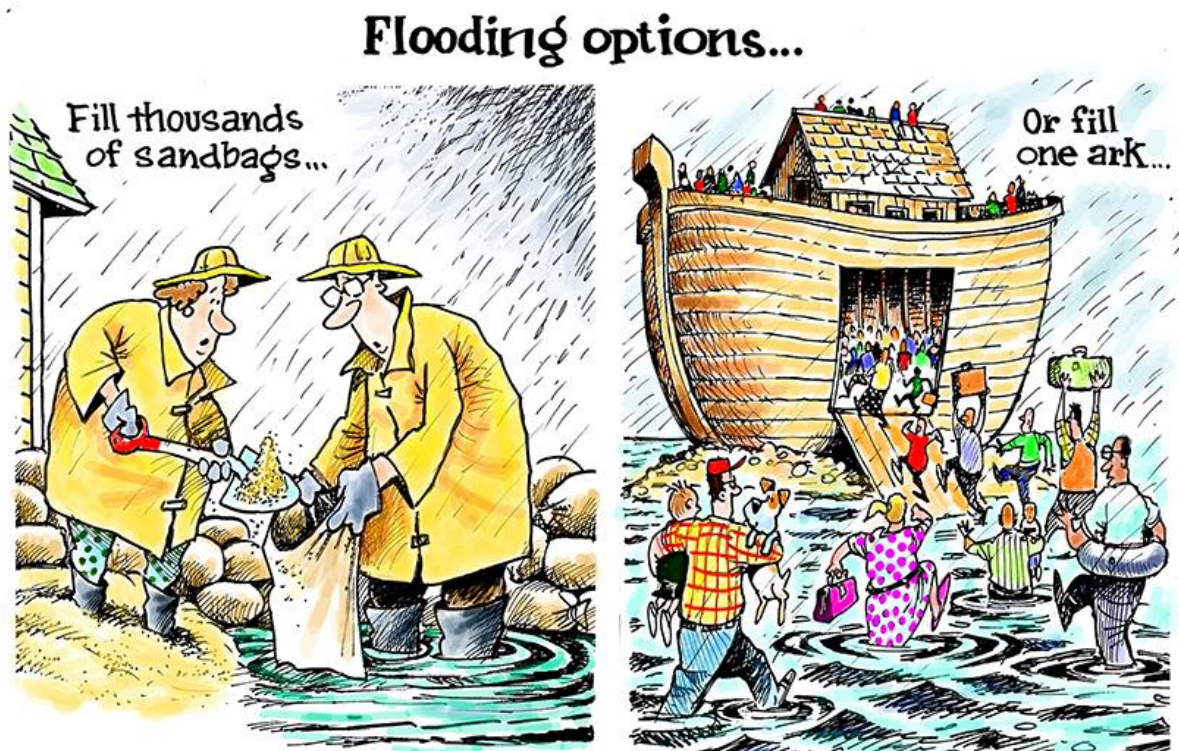
Par conséquent, l'enchaînement de tous ces processus issus de l'activité solaire amène, via les vents géostrophiques, sur l'hémisphère le plus peuplé de notre planète de fortes précipitations suivies de crues exceptionnelles exacerbées par la transformation de nos sols par l'Homme. Les gaz à effet de serre ne sont en rien responsables. L'impact des changements climatiques actuels sur les événements extrêmes de précipitations ne peut pas être évalué à partir des simulations numériques de scénarios de changement climatique (Planton et al., 2005).

CONCLUSIONS

Les crues ont toujours existé. L'impact d'un réchauffement climatique sur les précipitations, et donc sur l'apparition de crues exceptionnelles, est évident et n'est pas un phénomène neuf.

Néanmoins la menace d'un déluge sous contrôle des précipitations est bien réelle depuis 1975 et surtout 1997, en conséquence du réchauffement actuel lié à l'activité essentielle du soleil. Cette situation risque de s'accroître en raison de l'inertie thermique de l'océan d'une part et, d'autre part, du refroidissement des zones polaires généré par des cycles solaires calculés comme très faibles (24-25-26 ; Yousef *et al.* 2009). Cette accentuation devrait donc durer plusieurs décennies en fonction de l'évolution de l'activité solaire réelle (Van Vliet, 2020). Certains parlent de perturbations jusqu'en 2050 (Zharkova *et al.*, 2015 ; Van Vliet, 2020).

Depuis la Néolithisation, les pratiques agricoles sont responsables pour beaucoup de la brutalité et de l'intensité de la montée en crue en réduisant le couvert forestier. L'urbanisation galopante imperméabilise les surfaces, concentrant le ruissellement et contraignant également dans l'espace une majorité des cours d'eau. Ces aménagements obligent les eaux à envahir des zones aujourd'hui urbanisées qui jadis servaient de zones d'expansion pour les crues, ce malgré une connaissance des mécanismes en jeu et les outils législatifs existants. Le changement climatique naturel, sous contrôle de la qualité de l'insolation a certainement sa part de responsabilité (crues millénaires), mais la gestion anthropique de l'aménagement des bassins-versants est la responsable principale des catastrophes hydrologiques récentes (crues centennales et décennales). A l'Homme de se prendre en main.



DAVE GRANLUND © www.davegranlund.com

Sur la suggestion amicale de Dave Granlund

Bibliographie

- Bond, G. et al., 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* 294, 2130–2136.
- Damé, L. (2013). The Space Weather and Ultraviolet Solar Variability (SWUSV) Microsatellite Mission. *J. Advan. Res.* 4, 235–251.
- Dunne, E. M.; Gordon, H.; Kurten, A.; Almeida, J.; Duplissy, J.; Williamson, C.; Ortega, I. K et al. 2016. « Global atmospheric particle formation from CERN CLOUD measurements ». *Science*. 354 (6316): 1119–1124.
- Erhart, H. 1951. La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique. Biostasie et rhéostasie. Masson, Paris 90 p, autres éditions en 1956, 1967 (177 p.)
- Gaume, E., Borga, M., Llassat, M.C., Maouche, S., Lang, M., Diakakis, M., 2016, Mediterranean extreme floods and flash floods (Sub-chapter 1.3.4). In Allenvi (Ed.) *The Mediterranean Region under Climate Change. A Scientific Update*, Coll. Synthèses, IRD Editions, pp. 133-144
- Lamb, H.H. and Frydendahl, K. 2005. *Historic Storms of the North Sea, British Isles and Northwest Europe*. Cambridge University Press, (UK), 228 pp.
- Lang M.; le Point 6/10/2020) https://www.lepoint.fr/environnement/plongee-dans-deux-siecles-d-inondations-en-france-06-10-2020-2395220_1927.php
- Planton S, Déqué D., Douville H., Spagnoli B.S. 2005. Impact du réchauffement climatique sur le cycle hydrologique *Comptes Rendus Geoscience* [337, 1–2](https://doi.org/10.1016/j.crge.2005.08.001), 193-202.
- Putnam A.E and Broecker, WA 2017 Human-induced changes in the distribution of rainfall. *Science Advances* 2017;3:e1600871 <https://advances.sciencemag.org/content/advances/3/5/e1600871.full.pdf>
- Rasmussen, T.L., Thomsen, E., Moros, M. 2016. North Atlantic warming during Dansgaard-Oeschger events synchronous with Antarctic warming and out-of-phase with Greenland climate. *Nature Sci. Rep.*, 6:20535, doi: 10.1038/srep20535 .
- Svensmark H; Bondo T.; Svensmark J. 2009. Cosmic Ray Decreases Affect Atmospheric Aerosols and Clouds. *Geophysical Research Letters*. 36 (15): L15101.. doi:10.1029/2009GL038429 *science* ®], [Google Scholar]
- Svensmark, H., 2019: Force Majeure The Sun's Role In Climate Change , 25 p. ISBN978-0-9931190-9-5©Copyright 2019 The Global Warming Policy Foundation <https://www.thegwpf.org/content/uploads/2019/03/SvensmarkSolar2019-1.pdf>
- Van Vliet Jean 2019. Les vagues-de-chaueur-mondiales-récentes-sont-correlées-a-un-cycle-solaire-exceptionnel *Science-Climat-Energie* <http://www.science-climat-energie.be/les-vagues-de-chaueur-mondiales-recentes-sont-correlees-a-un-cycle-solaire-exceptionnel-24/>
- Van Vliet Jean, 2020. Le-20^{ème}-siècle-a-été-anormalement-chaud-mais-le-21^{ème}-siècle-revient-à-la-normale-1-2/ *Science-Climat-Energie* <https://www.science-climat-energie.be/2020/08/14/le-20eme-siecle-a-ete-anormalement-chaud-mais-le-21eme-siecle-revient-a-la-normale-1-2/> xxxx <http://www.science-climat-energie.be/2020/08/22/le-20eme-siecle-a-ete-anormalement-chaud-mais-le-21emesiecle-revient-a-la-normale-2-2/>
- Van Vliet-Lanoë, B. 2020. Au feu la planète . Mythes, Mancies & Mathématiques <https://mythesmanciesetmathematiques.wordpress.com/2020/02/03/au-feu-la-planete/>
- Van Vliet-Lanoë, B. 2018. Le réchauffement climatique actuel: une évolution thermique naturelle au forçage oublié. *Mythes, Mancies & Math.*, WordPress, 3/03/2018. <https://mythesmanciesetmathematiques.wordpress.com/2018/03/05/le-rechauffement-climatique-actuel-une-evolution-thermique-naturelle-au-forage-oublie/>
- Van Vliet-Lanoë B. & Guillocheau F, 1995. Evolution de l'enregistrement pédosédimentaire depuis 150 ka en France du NO et en Belgique: biorhéostasie et bilans sédimentaires. *C.R.Acad.Sc.* 320,IIa, 419-426

Van Vliet-Lanoë B., Penaud A., Henaff A. *et al.* 2014. Middle to late Holocene storminess in Brittany (NW France). Part II: The Chronology of Events and Climate Forcing. *The Holocene* 24: 434-453.

Van Vliet-Lanoë B., Goslin J., Hénaff A., *et al.* 2016. The Holocene formation and evolution of coastal dune ridges, Brittany (France). *CR Géosciences*. 348, 462-470.

Van Vliet-Lanoë B., Helluin M., Péllérin J. & Valadas B, 1992. Soil erosion in Western Europe: from the Last Interglacial to the Present. IN « *Past and Present Erosion* », M.Bates & J.Boardman ed., Oxbow. Publ. 101-114.

Yousef S. SM. Amin, W. Abdel-Sattar 2009. The Shrinking of the Heliosphere Due to Reduced Solar Wind. International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA) 2nd Symposium: Solar Wind – Space Environment Interaction December 4th–8th, 2009, Cairo, Egypt. DOI:

10.1012/S120027852019 https://www.researchgate.net/publication/322551815_The_Shrinking_of_the_Heliosphere_Due_to_Reduced_Solar_Wind Zharkova VV, Shepherd SJ, Popova E, et al. Heartbeat of the sun from principal component analysis and prediction of solar activity on a millennium timescale. *Sci Rep.* 2015;5:15689.

6. Déluge et changement climatique (2/2)

Mis en ligne SCE : 11.01.2021

La façade océanique

Les inondations en zones côtières sont souvent très meurtrières parce que moins récurrentes que les inondations fluviales ou de nappes. Ces dernières se combinent très souvent avec les aléas submersifs côtiers. Ils sont actuellement attribués à tort au relèvement du niveau marin sous contrôle du changement climatique.

Nous ne traiterons pas de la génération des conditions climatiques favorables aux tempêtes et précipitations, ce qui a été présenté dans la [partie 1/2](#) (voir SCE), la part continentale. Nous regarderons les différents phénomènes susceptibles d'accentuer les inondations par débordement / submersion et leur contrôle par la géologie et l'évolution du climat. L'évolution du trait de côte, de son aménagement et de son urbanisation sont également des facteurs très importants.

6.1. Les mécanismes

6.1.1 Le rôle des marées

Le rôle de la marée ne change pas à notre échelle, il est contrôlé par l'attraction entre la masse de la Terre et surtout celle du tandem Lune-Soleil, ce qui amène cycliquement des marées d'équinoxes plus puissantes que de coutume. Cette variation cyclique de 18 ans 11 jours et 8 heures est appelée le cycle de Saros. Lors des marées d'équinoxe, le coefficient de marée (ce coefficient résulte d'un calcul qui prend notamment en compte la hauteur de la pleine mer et le niveau moyen de la mer) atteint généralement la valeur de 105 tous les 4 ans (Fig.1 A). **Des submersions sont souvent associées aux très grandes marées à coefficient 119**: exemples de 2011, 2015, 2019, 2055 ... C'est ce qui s'est passé le 21/03/2015, heureusement, par temps très calme. Un coefficient de 120 est même attendu pour le 25 mars 2073. A noter également que les pics de précipitations sont décalés d'un demi-cycle de marée semi-diurne par rapport à la haute mer. Il pleut moins souvent à marée basse en Bretagne ou en Irlande ! **Ces variations d'amplitudes sont modulées par la cyclicité à 60 ans de l'AMO** (oscillation multidécadale atlantique) (Fig.1B).

L'augmentation de la fréquence des événements climatiques avec tempêtes depuis 1975 (voir [partie 1/2](#) SCE, Figs.5, 9) correspond à une augmentation des hauteurs d'eau enregistrées au marégraphe de Brest (fig.1B ; marnage et surcote de tempête, voir §1.3).

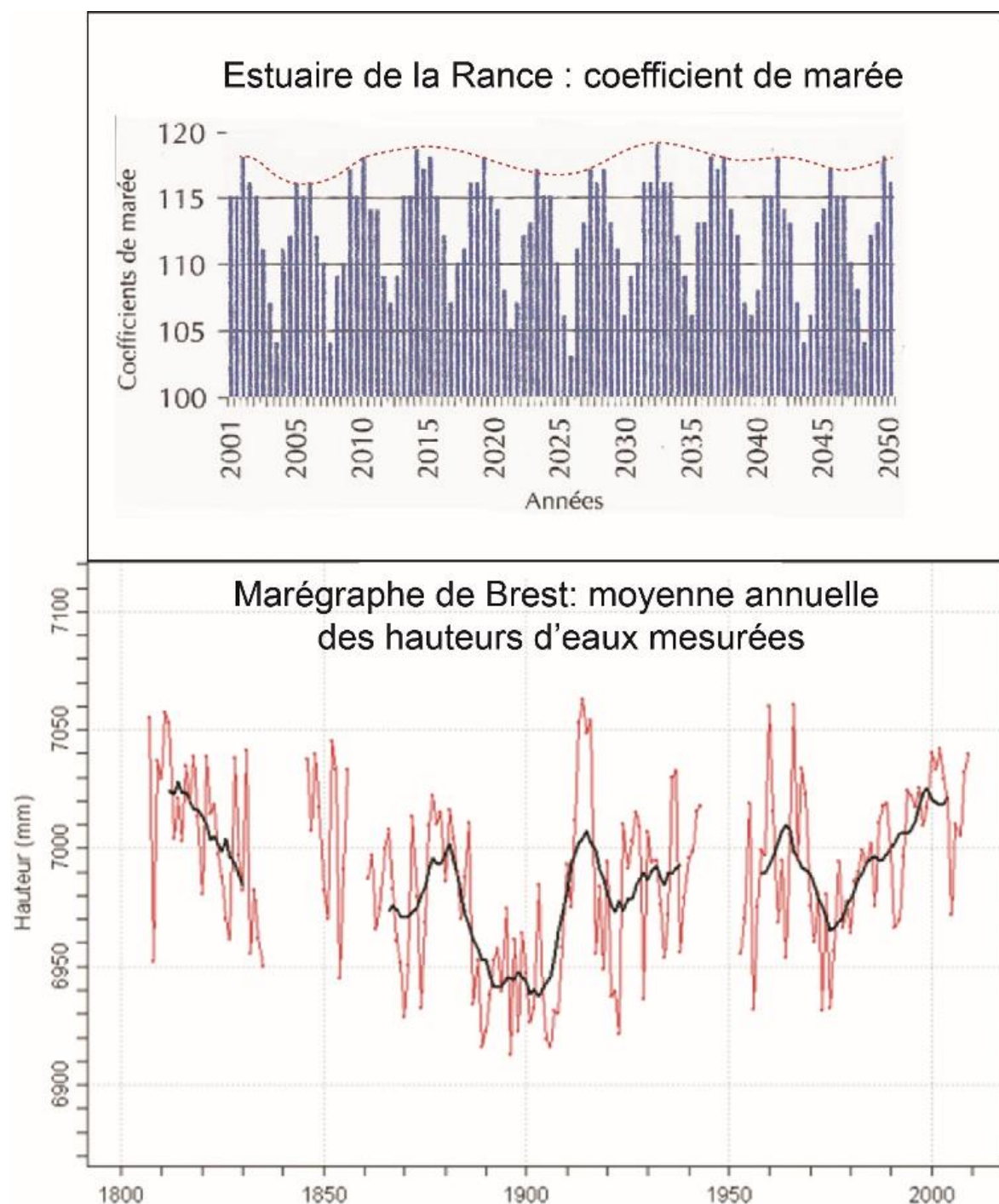


Fig. 1 A) Evolution du coefficient de marée dans l'estuaire de la Rance avec une cyclicité lunaire de 4 ans et 155 jours sur laquelle se superpose le cycle Saros (18 ans , 11 jours, lune+soleil). **B)** Variations cyclique des moyennes annuelle de hauteur d'eau à Brest, avec une quasi-cyclicité à 60 ans (AMP+ Saros). Sources : SHOM.

6.1.2. La subsidence

En contexte littoral, les inondations sont souvent générées en période de fortes tempêtes, dans des secteurs subsidents, comme les grands deltas (Pays-Bas ou Bangladesh), ou certaines îles du Pacifique.

Cette subsidence est également entretenue par la charge des sédiments apportés par les fleuves, ce qui infléchit la lithosphère. Ceci explique pourquoi certains deltas régressent actuellement, inondant des secteurs agricoles, les apports sédimentaires restant bloqués en amont dans des barrages hydroélectriques, comme c'est le cas du Nil ou du Mississippi.

Cette subsidence peut être également entretenue par la compaction des dépôts sédimentaires par les pompages d'eau par l'homme, comme c'est le cas aux Pays Bas, où les substrats communs sont les tourbes et les vases, très riches en eau. L'affaissement est actuellement de l'ordre de 10 m aux Pays Bas depuis le Moyen Âge, mais s'est accéléré avec l'urbanisation et l'industrialisation des années post-1945. C'est également le cas pour la zone de Hong-Kong (delta de la Rivière des Perles) complété par la surcharge des buildings.

Une dernière cause de subsidence est le pompage pétrolier ou gazier qui entraîne automatiquement un affaissement progressif du sol, comme c'est le cas du Mississippi à la Nouvelle Orléans (Fig.2 C). Ce secteur est en fait cumulatif de la subsidence naturelle, de la perte de sédiments par les barrages sur le Mississippi, des pompages d'eau pour alimenter l'agglomération et surtout des pompages pétroliers.

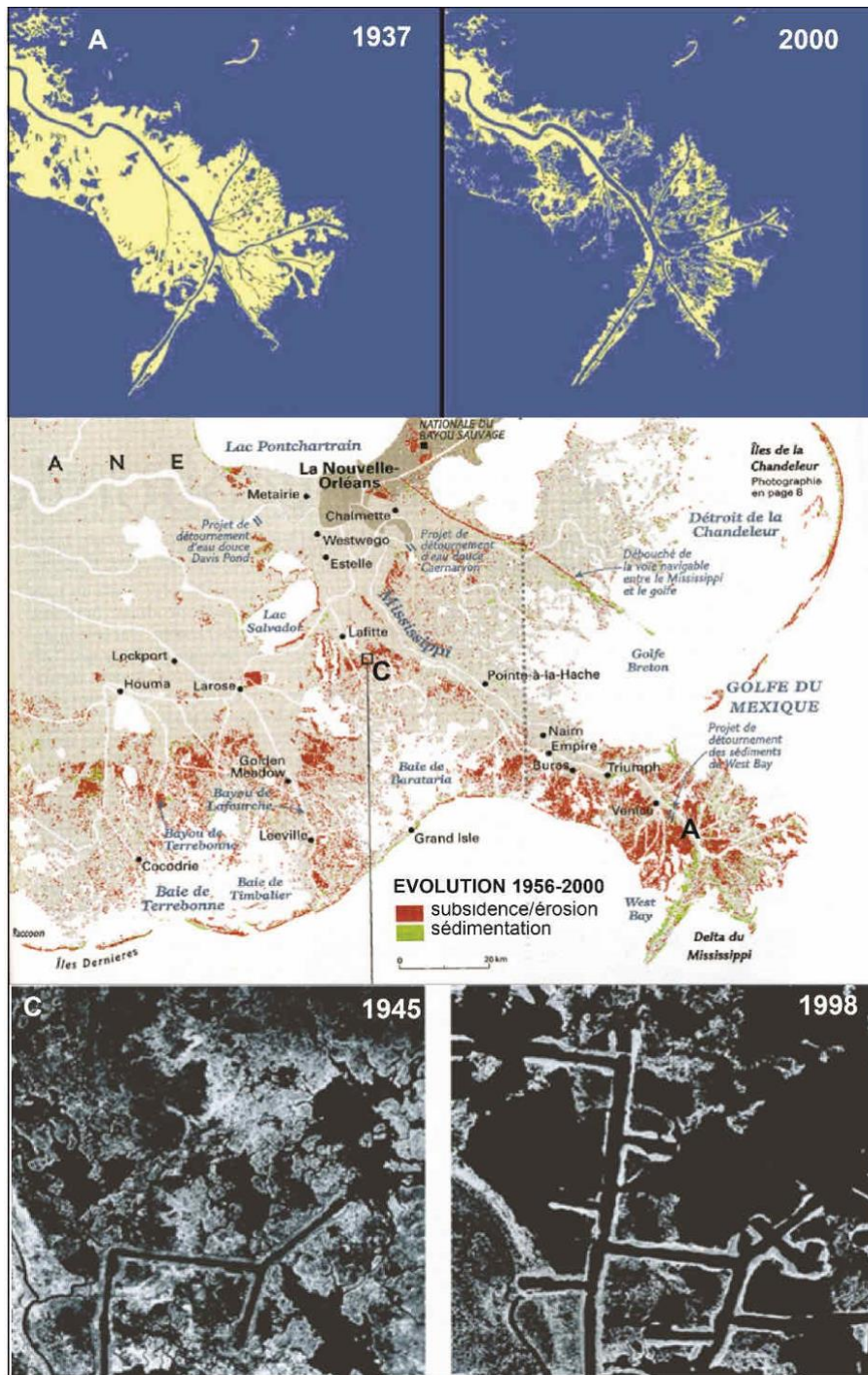


Fig. 2 Subsidence du delta du Mississippi (Coastal Protection and Restoration Authority) : naturelle (tassement), diminution de l'apport sédimentaire (A : Kemp et al., 2014), pompages des aquifères et exploitation des gisements pétroliers (I). Cette subsidence à long terme a créé le lac Pontchartrain et les marais surbaissés qui ont permis à l'onde de tempête de se propager C jusqu'à la Nouvelle Orléans.

6.1.3. La houle et la surcote de tempête

A la côte, en plus des inondations liées à la remontée de la nappe, très aisée en milieu littoral et aux inondations fluviales (voir [partie 1/2](#) SCE), le facteur dominant pour l'inondation et l'érosion est la houle. Elle est générée par le vent créé par la différence de pression entre 2 points, en parallèle avec les isobares atmosphériques. Plus le gradient barométrique est puissant, plus le vent est fort. Plus le vent souffle longtemps dans une direction sur une grande distance, le fetch, plus la surface de l'eau acquiert un mouvement oscillatoire puissant, la houle. La houle est caractérisée par une **longueur**

d'onde proportionnelle au carré de la période, de 1 m à plus d'1 km et par une **amplitude**, la hauteur des vagues. Les houles atlantiques, pacifiques et périanarctiques sont puissantes et leur longueur d'onde entre deux vagues est au moins hectométrique. Lors de l'hiver 2013-2014 (35 tempêtes), la houle au large de la Bretagne avait une amplitude plus de 15 m et atteignait pendant plusieurs semaines 10 m à la côte avec une **périodicité** pouvant atteindre 25 secondes environ. Plus cette période est longue, plus l'efficacité de la houle en tant qu'agent de transport sédimentaire est efficace. D'autre part, avec l'amplitude, l'action mécanique à la côte est beaucoup plus puissante générant un impact et un déferlement des eaux mettant le sédiment en suspension et une projection des eaux chargées en sédiment, le **swach**, susceptible de dépasser la crête, des cordons littoraux ou **run up**, et de se déverser ou déborder en arrière au dos des cordons, le **washover**. Ce mécanisme est souvent facilité par une brèche, un estuaire ou... un chemin d'accès à la plage.

Ce mécanisme de débordement est un des principaux vecteurs d'inondations piégées en arrière-zone littorale, très souvent complété par la remontée de la nappe phréatique en hiver. C'est ce qui s'est passé à la Faute sur Mer, à côté de la Rochelle, lors de l'Ouragan tropical Xynthia, les 27 au 28 février 2010, aboutissant à une inondation persistant plusieurs jours.



Fig.3 La Faute sur Mer, le 28 février 2010 (images Archives Ouest France/Philippe Chérel).

Un autre facteur lié au passage de dépression tempétueuse est la **surcote ou onde de tempête**, généralement appelé « **raz de marée** ». En effet, plus la dépression est creuse, plus la pression est basse, plus elle induit un soulèvement de la masse d'eau.

Ce soulèvement se superpose très souvent avec les très hautes mers de fort coefficient (Saros). Une **surcote ou raz de marée** de > 6 m s'est formé lors de l'inondation des Pays Bas, de l'Angleterre et de l'Allemagne de l'Ouest du 31 janvier au 1^{er} février 1953 avec un bilan très lourd aux Pays Bas : 1835 morts, 47 000 têtes de bétail perdues, 200 000 ha inondés, 3 000 maisons et 300 fermes détruites. La Belgique a aussi été atteinte avec 28 morts et de gros dégâts dont l'inondation d'une partie d'Ostende (2 mètres d'eau sur la Grand Place de la ville). La surcote a atteint 4 m pour l'ouragan Katrina, inondant le 29 août 2005 la ville de la Nouvelle Orléans (1836 morts, 108 milliards de dollars de dégâts) dans un secteur notoirement subsident (Fig.2), mal protégée (digues), très

peuplée, et de surcroît en couplage avec une inondation fluviale du Mississippi. Elle n'atteindra que 1,50 m sur les côtes vendéennes lors du passage de l'ouragan Xynthia à marée haute, alors que celle de l'ouragan tropical du 17 octobre 1987 atteignait 1,60 m, mais à marée basse, détruisant seulement les parcs à huîtres et les ports de plaisance du Massif armoricain.

Cette onde tempête se propage à marée haute vers la côte moins rapidement qu'un tsunami, mais avec un impact dynamique assez similaire en terme d'inondation et de destructions.

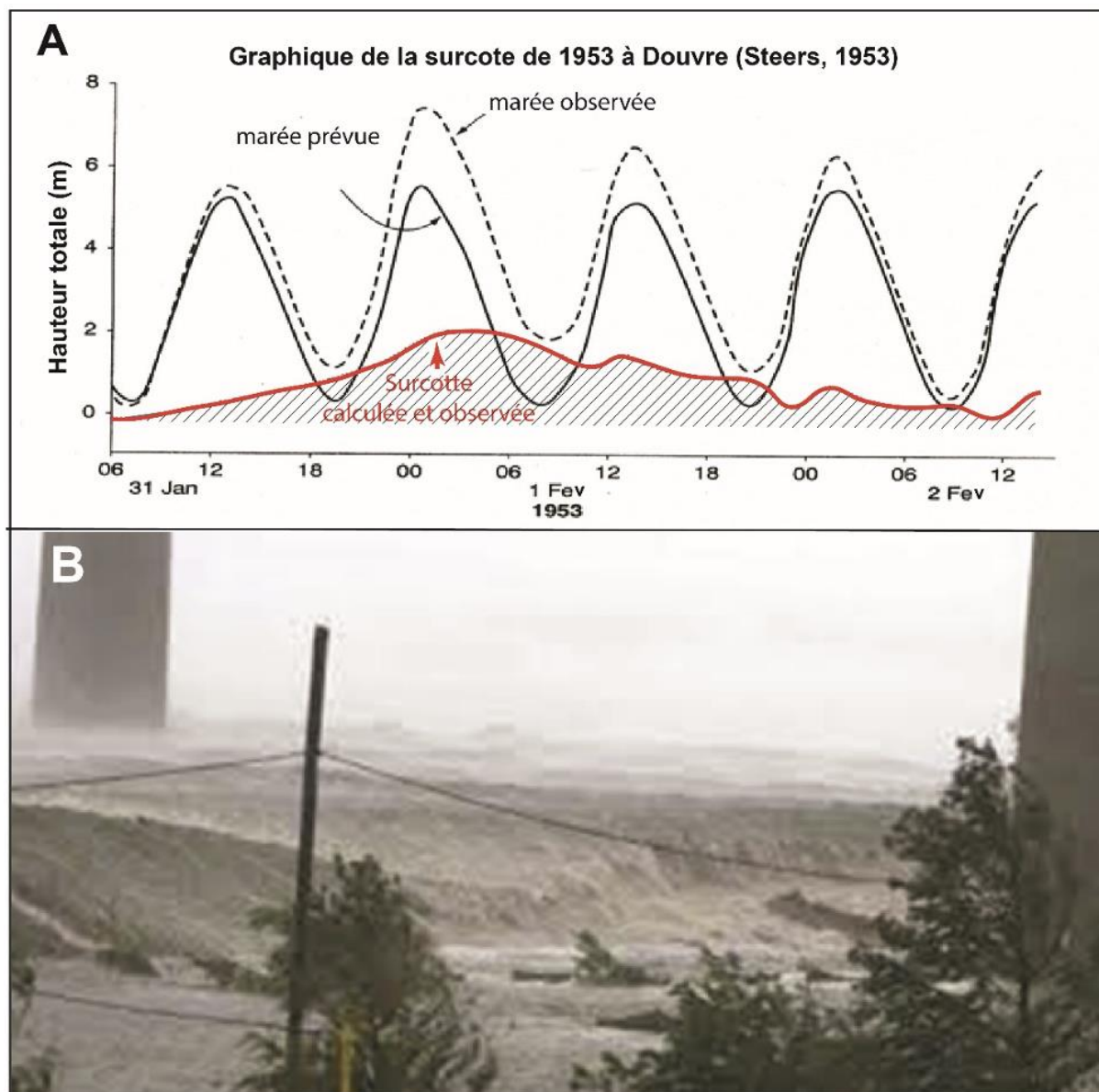


Fig.4. A) Evolution de la marée lors de la grande tempête de 1953 (inondation aux Pays Bas) avec une surcote atteignant 2 m à Douvres et >6 m aux Pays Bas. B) Arrivée de la vague de surcote à la Nouvelle Orléans en 2005.

Enfin la houle implique une rugosité de la surface de l'océan, ce qui favorise en terme l'éjection d'embruns une accélération de l'échange thermique entre la surface de l'océan et l'atmosphère, accentuant le creusement de la dépression au large et sa transformation en ouragan, tout comme la hauteur de la surcote. Ce phénomène est particulièrement marqué si la surface de la mer est chaude (Pacifique central, Caraïbes, Gulf Stream), comme c'est le cas de l'océan austral après une période de forte activité solaire avec stockage thermique dans l'océan, exprimé par l'AMO (voir partie 1/2 SCE et Fig.5), et comme dans le cas des inondations fluviales.

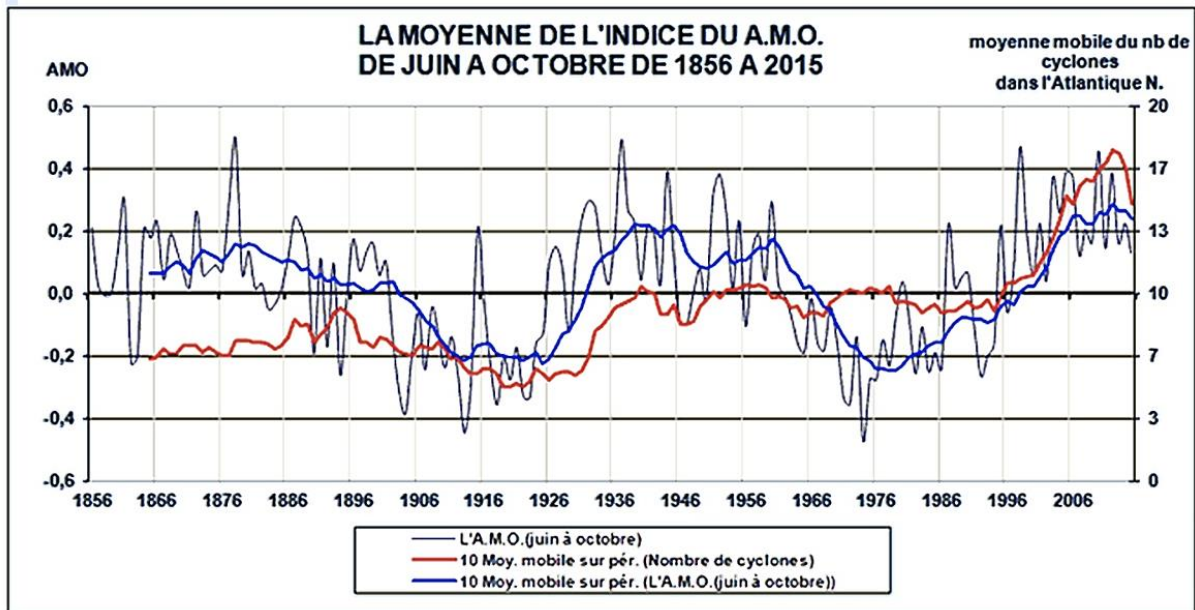


Fig. 5 Evolution de l'AMO et du nombre de cyclones dans l'Atlantique Nord (AMO [NOAA data](#), hurricanes : UNISYS WEATHER).

6.2. L'évolution du trait de côte, le niveau marin et l'évolution du climat

6.2.1 La transgression holocène et le relèvement actuel du niveau marin

Le trait de côte que nous observons actuellement est un héritage de la transgression Holocène liée à la fonte des grandes calottes glaciaires, fonte qui s'est achevée vers 6000 ans BP par la disparition de la calotte glaciaire de l'Ungava au NE du Canada, ce qui explique la présence de tourbières voire de forêts enfouies sur les bas estrans. A cette époque, le niveau marin moyen était situé vers – 5 m.

Depuis le niveau marin a continué de monter naturellement, sans régression, à raison de 0,3 mm/an suite à la surrection des secteurs de la croûte terrestre jadis englacés, surrection qui continue pour encore quelques millénaires. C'est ce qui est appelé **l'ajustement glacio-isostatique ou GIA**. Nous avons gagné un mètre de niveau marin depuis l'Age du Fer (1000 ans BC). Le niveau marin et le trait de côte actuels résultent donc d'une évolution relativement récente, surtout depuis l'Optimum Climatique du Moyen Âge (1000 à 1350 AD).

Depuis cette période, Jevrejeva et al. (2008) concluent à une **remontée régulière du niveau marin depuis 1700 AD**, sur la base de l'enregistrement de différents marégraphes (Amsterdam, depuis 1700, Liverpool depuis 1768 et, Stockholm depuis 1774), remontée **modulée par les périodes de minima solaires et le cycle à 60 ans**, mais **progressive et indépendamment du climat**. Ceci suggère un facteur autre que le climat et le GIA : ceci pourrait résulter d'une activité tectonique modifiant le volume disponible pour la masse d'eau actuelle de l'Océan Mondial ou une modification de la forme du géoïde en relation avec le forçage tidal du système solaire. C'est ce que semble suggérer une activité volcanique limitée (Jevrejeva et al., 2006; Church and White, 2006), bien que ces données soient en partie biaisées par l'accroissement de la population mondiale, les voies maritimes de navigation découvertes du XVI^es et la plus grande circulation des informations.

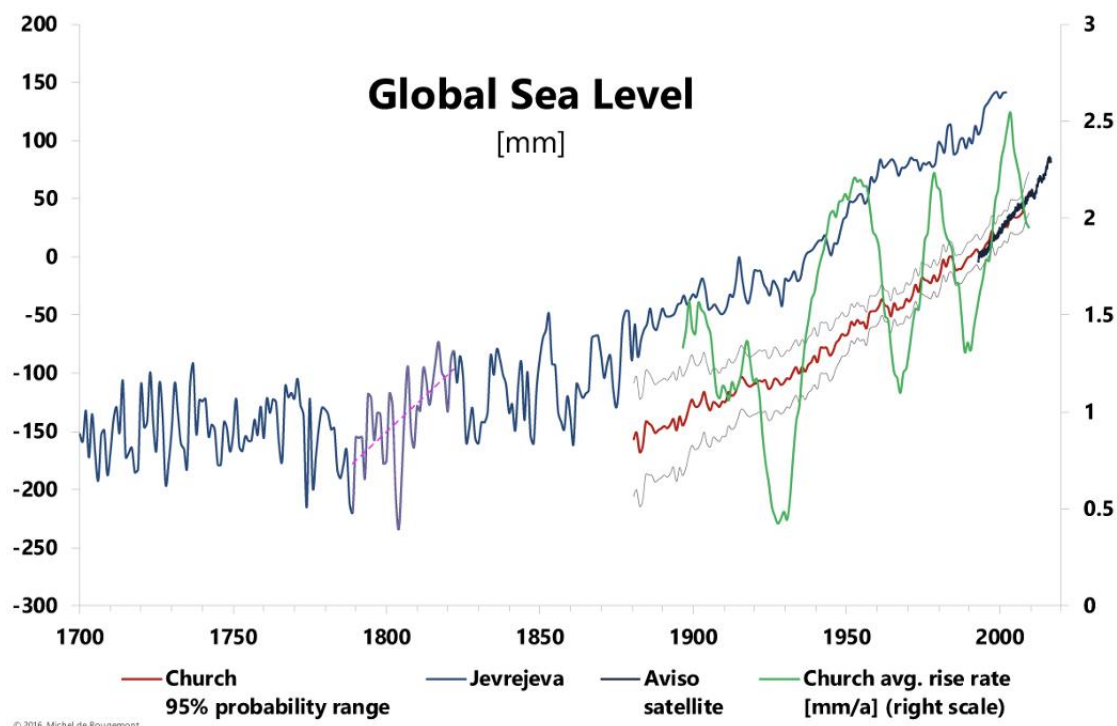


Fig.6 Evolution du niveau marin depuis 1700 (Jevrejeva et al., 2014). Barres vertes (autour de 1800) : périodes de relèvements plus rapides que l'actuel.

La remontée la plus rapide du niveau marin au XXe siècle a été observée entre 1920 et 1950, et non à partir de 1960 comme le propose le GIEC. L'augmentation de l'activité volcanique depuis quelques années par exemple le long de la ceinture du feu du Pacifique pourrait signer un ralentissement. Enfin **les données altitudinales satellitaires sont difficilement significatives à l'état moyenné** étant, donné l'hétérogénéité de la dilatation thermique à la surface du globe (Fig. 7C) et ... l'importance de la marge d'erreurs, plus grande que la mesure à effectuer.

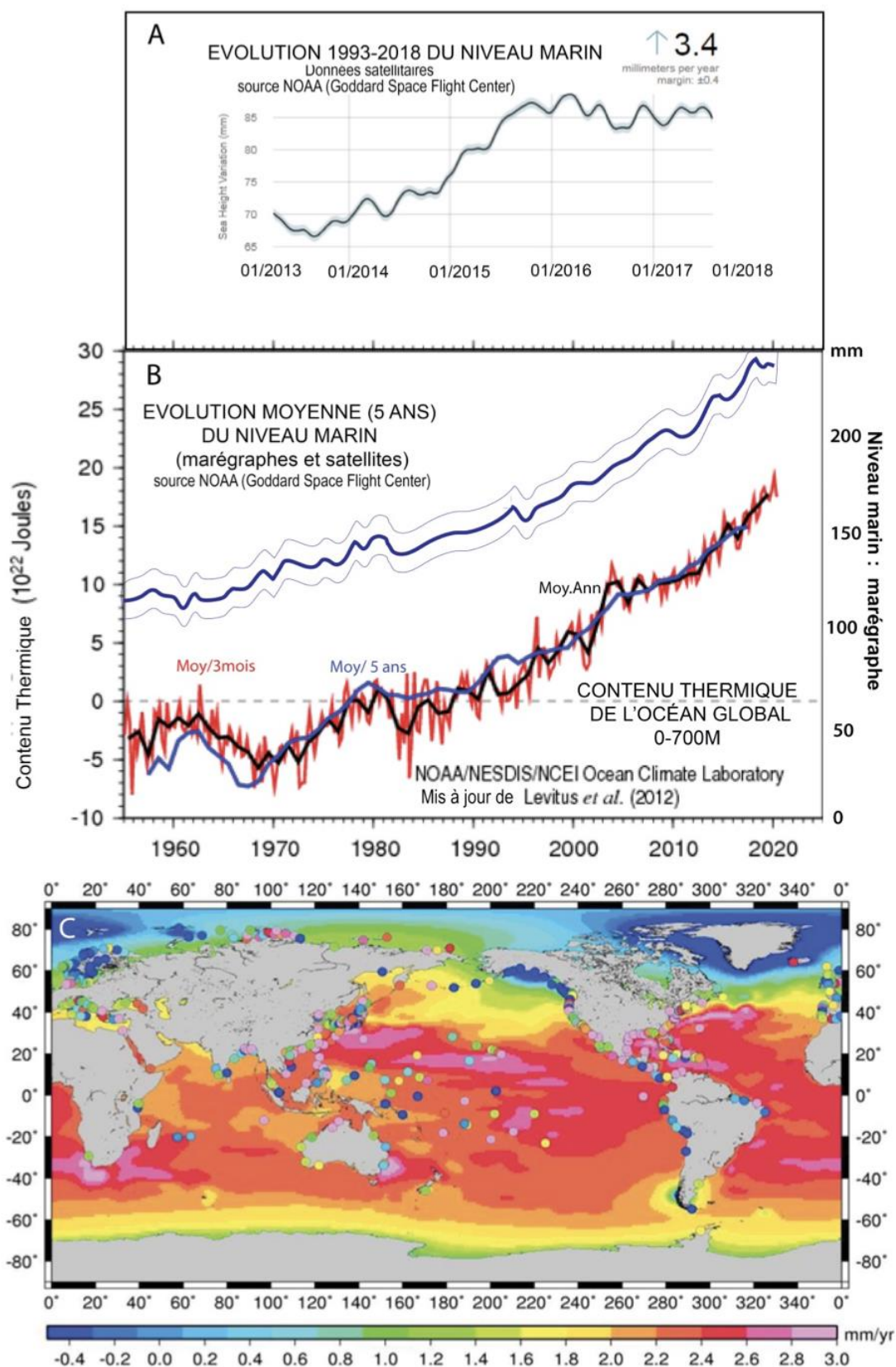


Fig.7 A-B-C) Evolution récente du niveau de la mer mondial (A) avec un zoom sur la période 2013-2018 (B), montrant un plateau dans le relèvement du niveau marin après le début de la baisse de l'activité solaire (2010) et un parallélisme étonnant entre le relèvement et le stockage thermique dans l'océan, C) Expansion thermique de l'océan austral modélisée à partir des données régionales disponibles 1900-2007 (dilatation thermique, marégraphes; satellites et GIA). Niveau moyen estimé pour la période: $2,2 \pm 0,57$ mm/an. Source: Shum & Kuo (2009).

La majorité des îles du Pacifique en danger de submersion sont en fait des atolls coralliens, donc des constructions biologiques sur des édifices volcaniques néogènes (Ere Cénozoïque), subsidents sous le poids des basaltes et éventuellement le refroidissement des magmas profonds. D'autre part, ces atolls ont été colonisés entre 4000 et 200 BC, c'est-à-dire lorsque le niveau marin était entre 1 et 4 m plus bas que l'actuel. Si ces îles émergeaient, c'est qu'elles étaient constituées de constructions coralliennes au moins du Dernier Interglaciaire (120 000 ans), en équilibre avec un niveau marin 4 à 6 m plus haut que l'actuel. Leur localisation au sein de l'Océan Austral les soumet actuellement à une élévation accentuée du niveau marin en raison de la dilatation thermique (+4°C) de cet océan en période d'activité solaire importante et notamment d'évènements Niño majeurs. Pour ces régions, le relèvement modélisé multiparamètres (Cazenave et al., 2010) atteint 2,7 m entre 1900 et 2007. **Ce relèvement est bien de nature climatique mais il est 100% naturel.** Le relèvement récent du niveau marin n'a qu'un faible impact par rapport à l'intensité de la houle, à l'augmentation de la température de l'océan austral et de l'anthropisation du trait de côte : il atteint en Europe environ 50 cm depuis 1840 en relation essentielle avec la dilatation thermique de l'océan (50 % de la hausse observée), la fonte des glaciers n'intervenant que pour moins de 25% (Cazenave et Berthier, 2010).

Le relèvement récent du niveau marin n'a qu'un faible impact par rapport à l'intensité de la houle, à l'augmentation de la température de l'océan austral et de l'anthropisation du trait de côte : il atteint en Europe environ 50 cm depuis 1840 en relation essentielle avec la dilatation thermique de l'océan (50 % de la hausse observée), la fonte des glaciers n'intervenant que pour moins de 25% (Cazenave et Berthier, 2010).

6.2.2. Evolution temporelle du trait de côte et le budget sédimentaire

Lors que le niveau marin monte, même lentement, il repousse vers la terre **les cordons transgressifs de galets et de sables, généralement au détriment des terres, récemment cultivées** (pour l'essentiel en 3000 ans, soit un quart de la durée de l'Holocène).

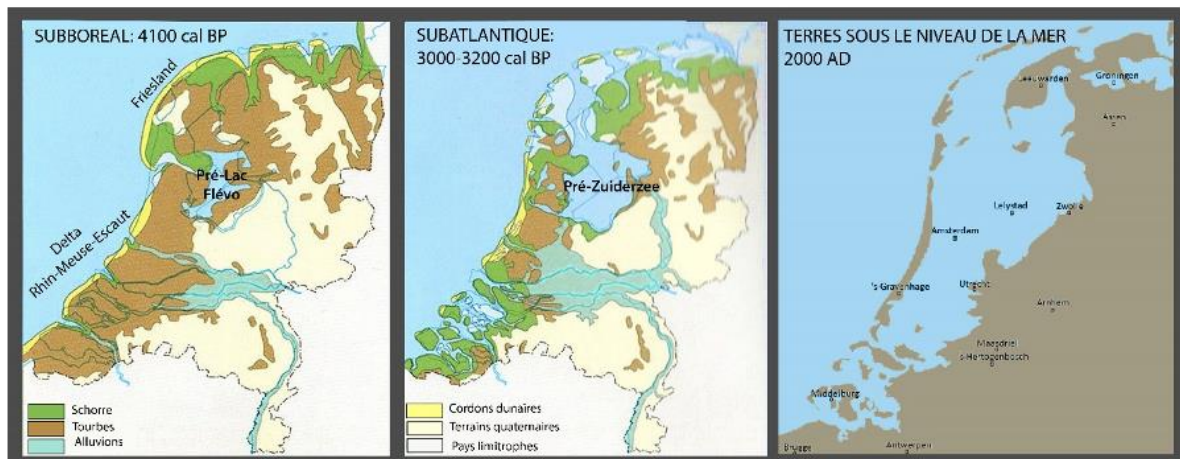


Fig.9 Evolution du trait de côte aux Pays Bas et subsidence

Les constructions sédimentaires littorales sont favorisées par l'apport des fleuves et donc par l'érosion en milieu continental (rhexistasie anthropique, voir [partie 1/2](#) SCE). Le défrichement, la mise en culture depuis surtout l'Âge du Bronze, ont fourni plus de sédiments à la côte que lors des interglaciaires précédents, permettant la construction de grands cordons littoraux comme ceux de la Frise-Côte belge, de la Picardie, de la baie d'Audierne ou de l'Aquitaine, du Sud de la Baltique, ou le long du littoral méditerranéen. Les zones d'engraissement et d'érosion évoluent avec les vents dominants et les courants littoraux, variables au cours des siècles. Une houle oblique à la côte favorise un transit latéral du sable comme c'est le cas à la côte belge ou en Aquitaine. Ce transit

pourra être bloqué localement par des constructions anthropiques (digues, brise-lame etc..) favorisant des engraissements ou démaigrissements locaux fragilisant la côte vis-à-vis des tempêtes.

Néanmoins, le monde moderne a besoin de granulats et de sables, notamment pour la construction urbaine. **L'exploitation anthropique des sables en avant-côte et dans le lit aval des fleuves réduit considérablement le budget sédimentaire**, resté positif jusqu'au XVIIIe siècle. L'exploitation de carrières de sables dans les cordons dunaires affaiblit également nos défenses côtières naturelles. Cette exploitation a perduré en Europe de l'Ouest jusque dans les années 1980, puis a été interdite. Par contre dans les pays en voie de développement, cette exploitation est toujours très active, comme au Maroc, sur **les atolls à ressource sableuse réduite** ou dans les **grands deltas situés à proximité des mégapoles**.

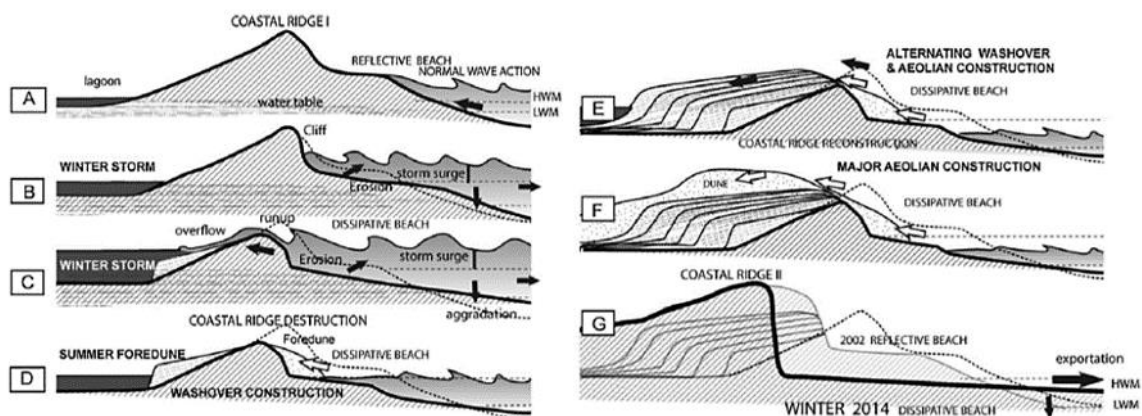


Fig.10 Formation et structure des grands cordons littoraux en Bretagne depuis l'époque romaine (Van Vliet-Lanoë et al, 2016a).

Une **grande majorité des cordons littoraux protecteurs se sont construits depuis le Subboréal (5500-4000 cal BP)**, plus particulièrement **lors de l'Optimum Romain (200 BC-200 AD) et l'Optimum du Moyen Âge (1100-1300 AD)**, comme le montrent les datations radiocarbone et par thermoluminescence (Meurisse-Fort, 2019 ; Goslin et al., 2018 ; Van Vliet-Lanoë et al, 2014, 2016a et 2016b). C'est également le cas des cordons littoraux de l'Océan Arctique comme celui de Shishmarev en Alaska, daté de 1000 AD, dont le recul est attribué à la fonte du pergélisol et au réchauffement climatique, alors qu'il résulte de l'augmentation de la fréquence des tempêtes sur la glace de mer. **Les tempêtes et les inondations ont toujours existé. Les soi-disantes régressions du niveau marin aux « Dunkerquiens » (début Holocène) et du Subboréal (4000 BC) sont en fait la trace de chenaux tidaux creusés lors des périodes de tempêtes majeures, tempêtes connectées aux cycles de Bond** associés à des minima d'activité solaire comme c'est actuellement le cas depuis 2010 (voir partie 1/2 SCE et Van Vliet-Lanoë et al., 2014 et 2015).

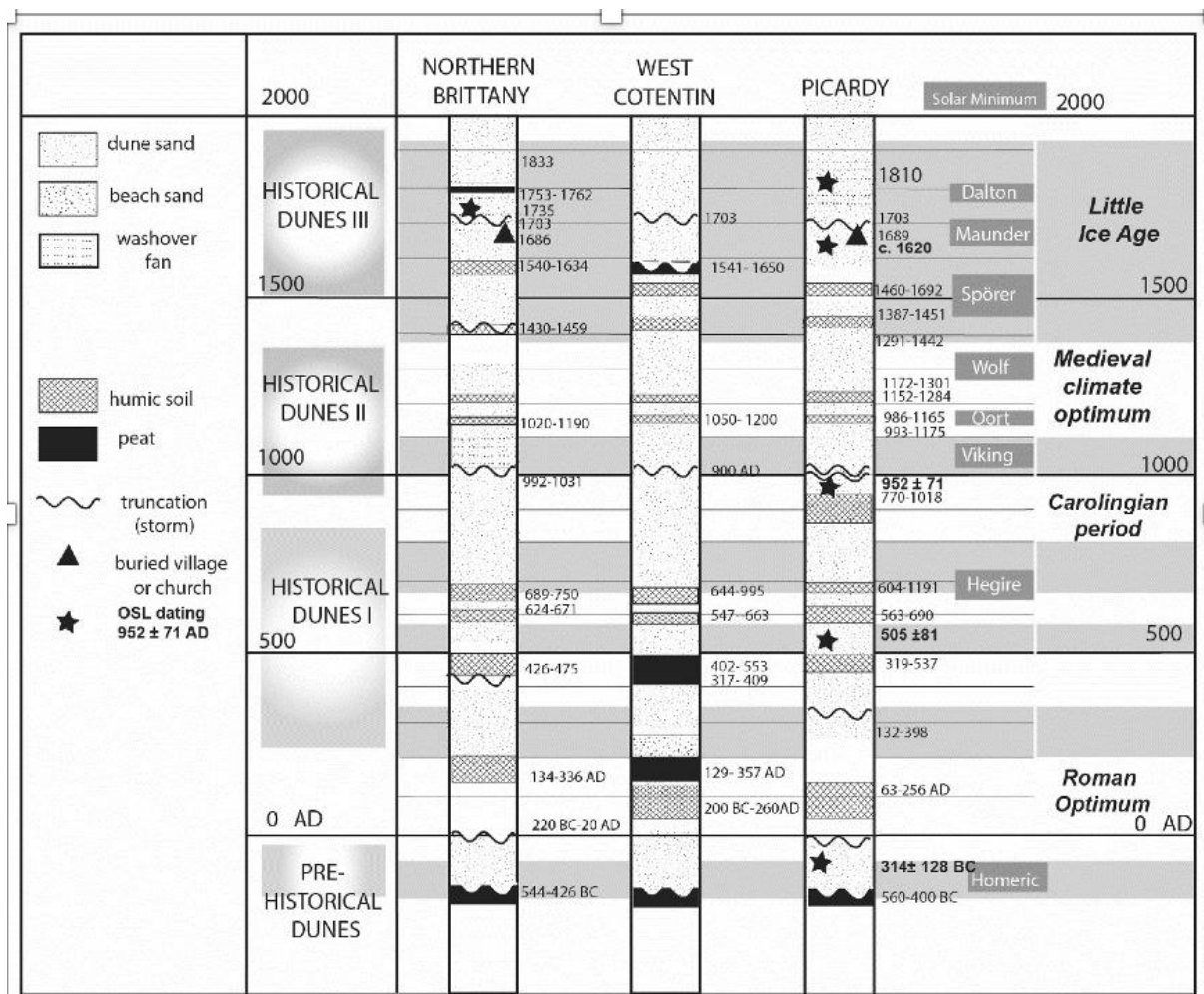


Fig.11: Enregistrement stratigraphique des dunes de la façade orientale de la Manche. Les dépôts de sables correspondent assez bien avec les minima d'activité solaire (en gris foncé). Les sols se forment pendant les périodes de stabilité/amélioration du climat. OSL : datation physique par luminescence du sable. Les autres datations ont été effectuées par le carbone 14 (Van Vliet-Lanoë et al., 2016b).

Avec une augmentation de l'instabilité du climat (NAO négative, Van Vliet-Lanoë et al., 2014), la fréquence des tempêtes augmente, y compris en Arctique, et évacue les sédiments côtiers vers l'avant-côte, la houle puissante générant des courants de retour vers le large, particulièrement si la plage est à pente faible (dissipation de l'énergie de la houle). Le budget sédimentaire devient négatif et la côte s'érode comme aujourd'hui.

Les **terpens** sont des tertres-refuges, atteignant jusqu'à 15 m de haut de la côte Frisonne et construits pour échapper aux submersions des prés salés largement utilisés pour l'élevage à l'époque. Ils apparaissent vers 500 BC puis vers 200 – 50 BC. Au milieu du III^e siècle, les zones de prés salés furent abandonnées pendant quasiment un siècle. La troisième phase de construction débute vers 700 AD pour se terminer vers 1200 AD, englobant plusieurs épisodes de très grandes tempêtes et de premières constructions de digues en terre protectrices, encadrant les premiers polders. Cette technique fut exportée tout le long de la Mer du Nord et de la Manche.



Fig.12 « Hallig terp » pendant une marée de tempête suivant une illustration dramatique de 1906 de Alexander Eckener (1870-1944) et vue de la « Christmas storm » le 24 et 25 décembre 1717 (gravure Philomon Adelsheim, 1718).

Cette situation très érosive a existé avec les tempêtes monstrueuses du Petit Âge glaciaire (1350-1880 AD, Fig.13) ou des invasions Vikings (Xe et XII^e siècles) qui ont également favorisé le départ du sable vers l'intérieur des terres, transporté par le vent lors de tempêtes « sèches ». Ils ont formés les **grands cordons dunaires qui ourlent actuellement nos côtes. Ce fut le cas à la côte belge au Petit Age Glaciaire avec l'ensablement du Zwin et plus récemment dans les années 1960-1970. C'est de nouveau le cas en 2020 à Dunkerke et au Kokke-sur-Mer. Cette situation érosive a amené de grandes inondations côtières comme par exemple la formation récurrente du Zuiderzee à la place du lac Flevo. La dernière formation de ce lac est apparue à l'époque romaine aux Pays-Bas (nappe phréatique haute) et son ouverture à la mer s'est produite suite à la rupture du cordon côtier comme par exemple lors de l'ouragan de la Sainte-Lucie le 13 décembre 1287. Cet ouragan provoqua 50 000 à 80 000 morts aux Pays Bas, en Allemagne et dans les Iles Britanniques (Lamb & Friendendal, 2005). Ces très fortes tempêtes sont très souvent associées à des inondations continentales favorisant la rupture des cordons littoraux. Cela a aussi été le cas pour « the Christmas storm » le 24 et 25 décembre 1717 (Fig.12) et ses 14 000 morts aux Pays-Bas en Allemagne du Nord et au Danemark. Le recul par érosion des cordons dunaires est même sensible sur la côte méridionale de la Bretagne (Fig.13).**

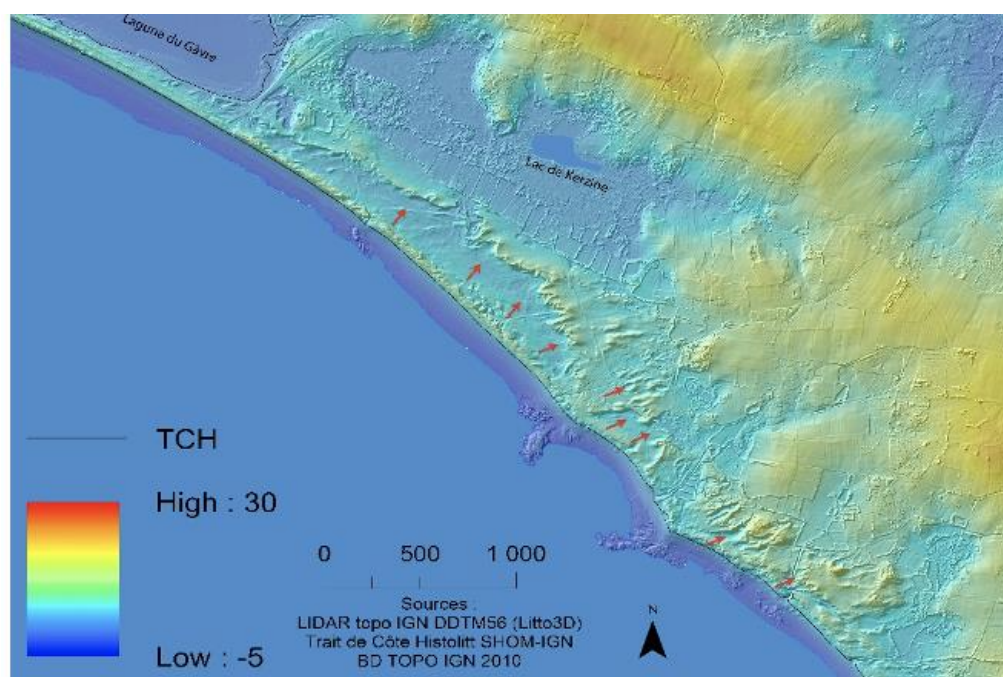


Fig. 13 Erosion du cordon littoral dunaire de Gâvres (au SE de Lorient Morbihan ; flèches rouges) suite aux tempêtes monstrueuses du XVIII^e s. (MNT Lito 3D).

6.3. L'anthropisation du littoral

La remontée actuelle du niveau marin est un processus naturel complexe et très lent contrôlé par le GIA, probablement par la tectonique depuis au moins 1700 AD et modulé par l'évolution séculaire du climat (dilatation thermique de l'océan) sans impact direct de l'homme. Le rôle des périodes de tempêtes est primordial et sous contrôle indirect de l'activité solaire. Les submersions de tempêtes qui en découlent sont prévisibles à court terme à la différence des tsunamis. **Ces aléas apparaissent en période de bascule climatique**, comme cela en a été le cas avant et après l'Optimum Climatique du Moyen Âge (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2014) et, avant puis en fin du Global Warming.....

Depuis le XVIII^e siècle, le développement des villes côtières portuaires s'est accentué avec les échanges commerciaux, notamment dans les zones subsidentes des deltas. La pression démographique a favorisé le pompage de l'eau douce et la mise en culture des terres littorales, rendant une situation temporaire, ayant déjà existé de par le passé, beaucoup plus critique et plus fréquente des points de vue humains et économiques. L'exploitation récente des granulats ou sables a accentué la fragilité du trait de côte comme en Bretagne (Henaff *et al.*, 2018), ou plus particulièrement dans les zones intertropicales, très urbanisées mais localisées dans un secteur où la dilatation thermique de l'océan est maximale.

La protection du trait de côte contre l'érosion est relativement peu efficace et coûteuse. La création d'infrastructures portuaires avec digues ou brises lames, modifient la vulnérabilité du trait de côte en perturbant la dérive littorale des sédiments, en favorisant localement l'érosion et la disparition vraisemblable des barrières naturelles, comme c'est le cas à l'Est de Dunkerque ou l'ensablement d'autres. L'installation de digues s'avère protectrice à court terme, mais elles sont vulnérables par l'affouillement surtout sur substrat sableux comme à la Nouvelle Orléans ou par la bioturbation (digues en terre, galeries de rats musqués, d'écrevisses de Louisiane, ou prises d'eau pour l'irrigation) comme dans le delta du Rhône ou celui du Mississippi. Différents aménagements pharaoniques ont été construits pour limiter la propagation des crues de surcote dans les zones très peuplées, comme le **Plan Delta** dans celui du Rhin-Meuse-Escaut aux Pays Bas (Zeeland), la **Thames Barrier** en aval de Londres, le **barrage de Saint Petersburg** ou encore le **programme Mose** pour la Lagune de Venise où les surcotes sont plus marquées que les marées maxima, les *aqua alta* (sites web en références).

En France, [le Conservatoire du littoral](#) limite cette emprise en rachetant les terrains côtiers ; sa politique vise le plus souvent à les re-naturer, à limiter et canaliser le passage des touristes et à **laisser le travail érosif et invasif de la mer s'effectuer**. C'est également le cas pour la réserve naturelle du Westhoek en Belgique ou les dunes côtières de la région de Scheveningen aux Pays Bas (Klijn, 1999). Aux Pays Bas, **la politique de dépoldérisation permet l'existence en arrière des côtes basses de zones d'extension des submersions** à l'instar de ce qu'il existe plus les crues fluviales (Aerts, 2009).

6.4. Conclusion

Pour conclure, la fréquence plus élevée des épisodes pluvieux accompagnant ou non des tempêtes est bien relation avec une bascule climatique, mais en réalité vers le froid en raison de la diminution importante de l'activité solaire depuis 2010, après une période d'activité exceptionnelle à l'échelle du millénaire ; ce refroidissement est prévu pour une cinquantaine d'années. Le contraste thermique avec les périodes très chaudes de 1930-1940 et de 1985-2019 accentue l'intensité des aléas. L'inertie thermique d'une dizaine d'années de l'océan austral a

heureusement allongé et adoucis la période de contraste. L'impact de l'activité humaine sur l'importance des dégâts occasionnés est également certain, que ce soit en termes d'occupation et de gestion des sols, ou plus particulièrement de l'urbanisation croissante des côtes et des grandes vallées fluviales. L'homme n'est pas le responsable des périodes chaudes que nous venons de subir, mais il est pour beaucoup dans l'accentuation « artificielle » des dégâts occasionnés par les aléas climatiques générés indirectement par l'activité solaire.

Références

- Aerts, J.C.J.H. 2009 . Adaptation cost in the Netherlands: Climate Change and flood risk management. *Climate Changes Spatial Planning and Knowledge for Climate*. pp. 34–36. [ISBN](#) 9789088150159.
- Cazenave A. Et Berthier E. 2010- « La montée des océans : jusqu'où ? », *Pour la Science*, n° 388,.
- Cazenave A., Chambers DP., Cipollini P., Fu L.L., Hurell J.W., Merrifield M., Nerem S., Plag H.P., Shum C.K., Willis J., 2014. The challenge for measuring sea level rise and regional and global trends [https://www.researchgate.net/publication/269134342Sea Level Rise – Regional and Global TrendsConference Paper · December 2010](https://www.researchgate.net/publication/269134342Sea_Level_Rise_-_Regional_and_Global_TrendsConference_Paper_-_December_2010) , DOI: 10.5270/OceanObs09.pp.11
- Church, J. A., et al. 2001, Changes in sea level, in *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, edited by J. T. Houghton et al., pp. 385– 432, Cambridge Univ. Press, New York.
- Church J. A., White N.J., 2006 . Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century”, *Surveys in Geophysics*, 32, (4-5) , . 585-602.
- Clemmensen, L, Band Murray, A (2006). “The termination of the last major phase of aeolians and movement, coastal dune fields, Denmark,” *ESPL*, Vol 31, pp 795-808.
- Hénaff A., Le Cornec E., Jabbar M, Pétré A, Corfou, Yann Le Drezen et B. van Vliët-Lanoë, 2018 « Caractérisation des aléas littoraux d'érosion et de submersion en Bretagne par l'approche historique », *Cybergeogeo* : European Journal of Geography [En ligne], Environnement, Nature, Paysage, document 847, mis en ligne le 08 février 2018, consulté le 08 février 2018. URL : <http://journals.openedition.org/cybergeogeo/29000>
- Goslin, J., Fruergaard, M., Sander, L., Gafka, M., Menviel, L., Monkenbusch, J., Thibault, N., Clemmensen, L.B., 2018. Holocene centennial to millennial shifts in North-Atlantic storminess and ocean dynamics. *Scientific Reports* 8, 12778. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-77829949-8>
- Jevrejeva, S., J. C. Moore, A. Grinsted, and P. L. Woodworth (2008), Recent global sea level acceleration started over 200 years ago?, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L08715, doi:10.1029/2008G
- Jevrejeva, S., A. Grinsted, J. C. Moore, and S. Holgate (2006), Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records, *J. Geophys. Res.*, 111, C09012, doi:[10.1029/2005JC003229](https://doi.org/10.1029/2005JC003229). L033611
- Klijn, JA 1990. “The Younger Dunes in The Netherlands; chronology and causation”. In: Bakker, TW, Jungerius, PD and Klijn, JA (Eds), *Dunes of the European coast; geomorphology – hydrology – soils*. Catena Supplement 18, pp 89-100.
- Lamb, H.H. and Frydendahl, K. 2005 . *Historic Storms of the North Sea, British Isles and Northwest Europe*. Cambridge University Press, (UK), 228 pp.
- Meurisse-Fort, M. 2009: Enregistrement haute résolution des massifs dunaires ; Manche, mer du Nord 489 et Atlantique. Le rôle des tempêtes. PhD, Université de Lille 1. Coll. Recherches - Sciences 490 (Sci. Terre). Publibook (ed.) 2009, Paris, 312 pp
- Shum C. and Kuo C., 2009. Quantification of geophysical causes of present-day sea level rise, Symposium on ‘Global sea level rise: causes and prediction’, American Association for Advancement of Science (AAAS) Annual Meeting, Chicago.

Plan Delta : <https://www.government.nl/topics/delta-programme>

Plan MOSE : <https://www.mosevenezia.eu/?lang=en>

LE NIVEAU MARIN

PPR La Faute sur Mer Plan de prévention des risques [Http://www.vendee.gouv.fr/IMG/pdf/notice_de_presentation.pdf](http://www.vendee.gouv.fr/IMG/pdf/notice_de_presentation.pdf)

Thames Barrier : <https://www.gov.uk/guidance/the-thames-barrier>

St Petersburg dam : <https://www.themoscowtimes.com/2019/02/21/st-petersburgs-dam-is-holding-back-floods-for-now-a64066>

Van Vliet-Lanoë B., Goslin J. , Hénaff A., Hallégouët B., Delacourt C., Le Cornec E. , Meurisse-Fort M.. 2016a The Holocene formation and evolution of coastal dune ridges, Brittany (France). 2016 CR Géosciences.348, 462-470.

Van Vliet-Lanoë, B., Lauer, T., Meurisse-Fort, M., Gosselin, G. & Frechen, M. 2016b : Late Holocene coastal dune activity along the Dover Strait, Northern France – Insights into Middle Ages and Little Ice Age coastal dynamics constrained by optically stimulated luminescence dating. – Z. Dt. Ges. Geowiss., 168: 53–66, Stuttgart

Van Vliet-Lanoë B., Penaud A., Henaff A. *et al.* 2014. Middle to late Holocene storminess in Brittany (NW France). Part II: The Chronology of Events and Climate Forcing. The Holocene 24: 434-453.