



HAL
open science

Le niveau de la mer : variations passées, présentes et futures

Anny Cazenave, Etienne Berthier, Gonéri Le Cozannet, Valérie Masson-Delmotte, Benoît Meyssignac, David Salas y Mélia

► **To cite this version:**

Anny Cazenave, Etienne Berthier, Gonéri Le Cozannet, Valérie Masson-Delmotte, Benoît Meyssignac, et al.. Le niveau de la mer : variations passées, présentes et futures. *La Météorologie*, 2015, 8 (88), pp.69-82. 10.4267/2042/56363 . hal-03243051

HAL Id: hal-03243051

<https://hal.science/hal-03243051>

Submitted on 31 May 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Le niveau de la mer : variations passées, présentes et futures

Anny Cazenave¹, Etienne Berthier¹, Gonéri Le Cozannet²,
Valérie Masson-Delmotte³, Benoît Meyssignac¹,
David Salas y Mélia⁴

- 1 Laboratoire d'études en géophysique et océanographie spatiales, Observatoire Midi-Pyrénées / Cnes / CNRS, Toulouse
- 2 Bureau des recherches géologiques et minières, Orléans
- 3 Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement, Institut Pierre-Simon Laplace, CEA / CNRS, Saclay
- 4 Centre national de recherches météorologiques - Groupe d'étude de l'atmosphère météorologique, Météo-France / CNRS, Toulouse

anny.cazenave@legos.obs-mip.fr

Résumé

Le niveau de la mer varie globalement et régionalement sur une vaste gamme d'échelles de temps en réponse aux variations du climat et aux déformations de la Terre solide associées à la fonte des glaces continentales. Cet article propose une synthèse des connaissances les plus récentes sur les variations passées et présentes du niveau de la mer et leurs différentes causes : fonte des glaces continentales, dilatation thermique de l'océan, variations des stocks d'eau sur les continents. Après une remontée de l'ordre de 130 m lors de la déglaciation qui a suivi la dernière période glaciaire, le niveau de la mer est resté stable jusqu'au début de l'ère industrielle. Au cours du xx^e siècle, la mer s'est élevée à la vitesse moyenne de $1,7 \pm 0,3$ mm/an. Depuis le début des années 1990, cette hausse atteint $3,2 \pm 0,4$ mm/an en moyenne globale, mais avec une forte variabilité régionale, comme le montrent les observations des satellites altimétriques. Sur la période 1993-2010, la hausse observée résulte du réchauffement de l'océan (30 à 40 %), de la fonte des glaces continentales (environ 50 %) et des échanges d'eau avec les continents (10 à 15 %). La variabilité régionale des deux dernières décennies est principalement causée par l'expansion thermique non uniforme de l'océan. L'article présente aussi l'évolution future du niveau des mers, à la fois aux échelles globale et régionale, en se basant sur les simulations climatiques présentées dans le 5^e rapport du Giec publié en 2013. Les projections

Introduction

Le niveau de la mer est une importante variable du système climatique car il intègre les variations de plusieurs de ses composantes en réponse au réchauffement d'origine anthropique et à la variabilité naturelle et interne. Citons par exemple l'augmentation du contenu thermique de l'océan et les variations de salinité, la fonte des glaciers de montagne, la perte de glace des calottes polaires, les échanges d'eau avec les terres émergées, etc. Tous ces facteurs contribuent à des degrés divers à la hausse de la mer observée depuis plus d'un siècle. Aux échelles régionales, les déformations de la Terre solide dues aux redistributions de masse liées à la fonte passée et actuelle des glaces ont également un impact sur le niveau de la mer. Depuis plusieurs années, on dispose de divers systèmes d'observation spatiaux et *in situ* permettant d'estimer à la fois les variations globales et régionales de la mer (l'altimétrie spatiale de haute précision et la marégraphie), ainsi que les principales contributions climatiques : le système Argo pour la mesure des variations de température et de salinité de la mer ; la gravimétrie spatiale *Grace* pour estimer les variations de masse de l'océan et des stocks d'eaux continentales ; l'altimétrie laser et radar, la gravimétrie spatiale et l'interférométrie radar pour quantifier le bilan de masse des calottes polaires ; l'imagerie spatiale haute résolution et des mesures de terrain pour estimer la fonte des glaciers. Utilisées conjointement avec la modélisation, ces observations permettent d'étudier le « bilan » du niveau de la mer aux échelles

globale et régionale, et donc de mieux comprendre les processus en jeu. *In fine*, la confrontation entre les modèles et les données contribue à la validation et l'amélioration des modèles utilisés pour simuler les variations de la mer dans le futur, et en particulier dans les régions côtières. Par ailleurs, les variations passées du niveau de la mer, par exemple au cours des derniers millions d'années, témoignent des périodes d'expansion et de recul du volume des glaces continentales, et permettent ainsi de caractériser les temps de réponse et la vulnérabilité de ces glaces à la variabilité du climat. Après une présentation synthétique des connaissances sur les grands changements passés, nous présentons les résultats les plus récents sur la hausse actuelle de la mer et ses causes, ainsi que les évolutions simulées pour le xxi^e siècle pour différents scénarios de réchauffement climatique. Dans une dernière partie, nous discutons brièvement les impacts attendus de l'élévation de la mer dans les régions côtières.

Les variations passées du niveau de la mer

Avant la période dite « instrumentale » des deux derniers siècles, les variations passées du niveau des mers sont estimées à partir d'informations indirectes issues d'archives sédimentaires (marais littoraux ou *salt marshes*, en anglais, sédiments marins), fossiles (vestiges de

indiquent pour la période 2081-2100 (relativement à la période 1986-2005) une élévation moyenne du niveau de la mer de 40 à 63 cm selon les scénarios de réchauffement futur, avec une fourchette d'incertitude de l'ordre de ± 15 cm due à l'imperfection des modèles. Une importante variabilité régionale sera superposée à l'élévation moyenne globale. Dans une dernière partie, on discute brièvement les impacts attendus de la hausse de la mer dans les régions côtières au cours des prochaines décennies.

Abstract

Sea level variations: past, present and future

Sea level varies globally and regionally, on a broad range of temporal scales, in response to climate change and variability, as well as to solid Earth's deformations caused by land ice melt. This article consists of an overview of the most up-to-date results about past and present sea level variations and associated contributions (land ice melt, ocean thermal expansion, land water storage changes). Following a 130 m rise during the last deglaciation, the mean sea level remained almost stable during the last few millennia, until the beginning of the industrial era. During the 20th century, the rate of sea level rise amounted 1.7 ± 0.3 mm/yr on average. Since the early 1990s, the global mean sea level rise has reached 3.2 ± 0.4 mm/yr, as observed by altimeter satellites, but with high regional variations in sea level trends. Over the 1993-2010 time period, the contributions to the global mean rise are from ocean warming (30 to 40%), land ice melt (about 50%) and land water storage change (10 to 15%). The observed regional variability mostly results from non-uniform ocean thermal expansion. We then present future changes in sea level, both in terms of global mean and regional variability, using information from the IPCC 5th Assessment Report published in 2013 for different global warming scenarios. Projections show that for the period 2081-2100 (relatively to 1986-2005), the global mean elevation may range from 40 to 63 cm depending upon the warming scenario, with an uncertainty of ± 15 cm due to model imperfection. High regional variability will be superimposed on the global mean rise. In a final section, we briefly discuss expected coastal impacts of sea level rise over the next decades.

plages émergées, coraux fossiles) et archéologiques (structures portuaires, etc.). Au niveau global, les variations du volume des glaces continentales modifient la composition isotopique de l'eau de mer (rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$), donc la composition isotopique de la calcite d'espèces marines, tels que les foraminifères benthiques. L'analyse de carottes de sédiments marins permet d'accéder à cette information. Pour caractériser les variations du niveau moyen des mers, il faut donc combiner un ensemble d'indicateurs indirects, chacun étant affecté par des processus locaux dont il est nécessaire de s'affranchir. Ces phénomènes locaux sont liés aux mouvements verticaux de la croûte terrestre, ainsi qu'à des ajustements glacio-isostatiques reflétant la réponse de la Terre solide aux redistributions des masses liées à la fonte des calottes de glace et à l'augmentation du volume de l'océan (par exemple, le phénomène de rebond post-glaciaire dû à la dernière déglaciation, encore actif aujourd'hui). Pour éliminer ces facteurs locaux et donc estimer au mieux les variations passées du niveau moyen de la mer, il est indispensable de disposer d'informations supplémentaires provenant de différentes régions du globe. La connaissance des variations passées du niveau de la mer est associée à une incertitude qui peut être due à la faible résolution temporelle des enregistrements paléoclimatiques (souvent de l'ordre du millier d'années), aux limites des méthodes de datation et aux corrections de ces effets locaux.

Nous rappelons ci-dessous les ordres de grandeur des changements passés du niveau des mers pour deux périodes chaudes, marquées par un haut niveau marin et donc témoignant d'une déglaciation au moins partielle du Groenland et/ou de l'Antarctique : le Pliocène moyen (il y a environ 3 millions d'années) et la dernière période interglaciaire (il y a environ 125 000 ans). Nous situons ensuite les variations récentes du niveau des mers, au cours des derniers millénaires, dans le contexte de la fin de la dernière période glaciaire (dernière déglaciation). Cette synthèse a été conduite dans les chapitres « climats passés » et « niveau de la mer » du 5^e rapport du Giec (IPCC, 2013).

La période chaude du Pliocène moyen

Il y a 3 à 3,3 millions d'années, la concentration atmosphérique en dioxyde de carbone se situait entre 350 et 450 ppm (valeur à comparer aux

280 ppm de l'ère pré-industrielle et aux 400 ppm actuels), et la température moyenne à la surface de la Terre était de 1,9 à 3,6 °C supérieure à celle de la période pré-industrielle (Masson-Delmotte *et al.*, 2015, ce numéro). Pendant les phases chaudes de cette période, le niveau de la mer était plus élevé qu'aujourd'hui d'environ 10 à 20 mètres. Les modèles de calottes de glace, en réponse au climat de cette période, simulent une déglaciation quasi totale du Groenland (contribution de 7 m à l'élévation du niveau des mers), de l'Antarctique de l'Ouest (contribution de 4 m) et de secteurs côtiers de l'Antarctique de l'Est (contribution de 3 m).

Le dernier interglaciaire (-125 000 ans)

Le climat du dernier million d'années est marqué par la succession de glaciations, périodes froides d'une durée d'environ 100 000 ans marquées par la formation de calottes de glace en Amérique du Nord et au nord de l'Eurasie entraînant une baisse du niveau moyen de la mer. Ces glaciations sont interrompues par des périodes plus chaudes, appelées interglaciaires, avec des calottes de glace essentiellement au Groenland et en Antarctique et un niveau moyen de la mer plus proche de l'état actuel.

Au cours du dernier interglaciaire, il y a 125 000 ans, le climat des hautes latitudes a été, durant plusieurs millénaires, plus chaud – d'au moins 2 °C – que le climat pré-industriel. En revanche, en moyenne globale, la température de la surface terrestre a varié de moins de 2 °C (toujours par rapport à l'époque pré-industrielle). Le réchauffement du dernier interglaciaire était en effet piloté par un changement de la répartition de l'ensoleillement selon les saisons et les latitudes, du fait des caractéristiques de l'orbite de la Terre autour du Soleil, la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre étant proche du niveau pré-industriel (~280 ppm).

Le réchauffement des deux pôles a provoqué une montée du niveau moyen de la mer. Ce dernier haut niveau marin a laissé de nombreux vestiges côtiers, mais les incertitudes restent importantes tant pour leur datation que pour les corrections des effets tectoniques et isostatiques régionaux. L'approche probabiliste de Kopp *et al.* (2009) et les données de sites tectoniquement stables en Australie et aux Seychelles (Dutton et Lambeck, 2012) sont cohérentes et

concluent que le niveau moyen des mers maximum (sur plusieurs millénaires) était de 5 à 10 mètres plus élevé qu'aujourd'hui, la meilleure estimation étant autour de 6 mètres. Plusieurs indicateurs suggèrent une variabilité importante du niveau des mers au cours de cette période, avec au moins deux épisodes d'augmentation, correspondant à des variations pouvant atteindre 4 mètres, avec un rythme de plus de 2 mètres par millier d'années (soit 2 mm/an).

Les modèles d'écoulement de la glace du Groenland ont été utilisés pour évaluer la contribution possible de cette calotte, en ne retenant que les simulations cohérentes avec les estimations des changements d'épaisseur de glace issues du forage NEEM au nord-ouest du Groenland (NEEM community members, 2013). Cette approche conclut à une déglaciation partielle du Groenland, représentant de 1,4 à 4,3 mètres de niveau des mers, sur plusieurs millénaires. Comme la contribution du Groenland, des glaciers et de l'expansion thermique des océans ne peuvent expliquer la hausse totale de la mer (~6 m), ce résultat implique également une déglaciation partielle de l'Antarctique, dont il n'existe pas d'indicateurs directs.

La dernière déglaciation

La dernière période glaciaire a culminé il y a environ 20 000 ans, suivie par la déglaciation des calottes continentales, entraînant une augmentation du niveau moyen de la mer d'environ 130 mètres en 13 000 ans (soit 10 mm/an en moyenne). Cette phase de réchauffement et de montée du niveau de la mer a été initiée par les changements de l'orbite terrestre et amplifiée par les rétroactions du climat, parmi lesquelles les changements du cycle du carbone (entraînant une augmentation de l'effet de serre) et de l'albédo des surfaces englacées. Elle a été ponctuée par une période où le niveau des mers est monté très rapidement (à un rythme d'environ 5 mètres par siècle pendant 340 ans), lors d'un réchauffement abrupt de l'hémisphère Nord (Deschamps *et al.*, 2012). Cette montée rapide a pu être provoquée par une déstabilisation rapide de différentes calottes (Antarctique et/ou Amérique du Nord), ce point faisant l'objet d'études contradictoires.

Au début de la période interglaciaire actuelle, appelée Holocène et qui a commencé il y a 11 700 ans, des

enregistrements locaux indiquent d'autres périodes d'augmentation rapide du niveau de la mer (plusieurs mètres en quelques siècles). Il est possible que cela reflète une augmentation rapide du niveau moyen global de la mer, mais cela reste encore à confirmer car les réajustements isostatiques de la croûte terrestre sont différents selon les régions et peuvent faire apparaître localement une accélération du niveau de la mer relatif. Un effondrement rapide de certaines parties de l'Antarctique, de la calotte résiduelle d'Amérique du Nord, ainsi que le drainage en plusieurs phases du lac Agassiz (qui recueillait l'eau de fonte de cette calotte) sont des explications avancées pour expliquer ces variations rapides.

Au cours de la période allant de -7 000 à -3 000 ans, le niveau moyen de la mer a probablement augmenté de 2 à 3 mètres. Une partie de cette augmentation (10 %) provient de la déglaciation du secteur de Marie Byrd Land, en Antarctique. On sait que la calotte du Groenland s'est amincie au début de cette période, mais il n'existe pas d'estimation précise de son éventuelle contribution aux variations du niveau des mers.

Les derniers millénaires

Un enregistrement issu des micro-atolls des Kirimati (Christmas Islands) décrit les variations du niveau des mers au cours des derniers 5 000 ans et montre des fluctuations de moins de 25 cm, sur des échelles de temps de plusieurs siècles (Woodroffe *et al.*, 2012).

Localement, le long du littoral allant du golfe du Mexique aux côtes nord-américaines, des variations du niveau des mers se sont produites à l'échelle de plusieurs décennies à plusieurs siècles, peut-être en relation avec les effets locaux des variations de la circulation méridienne de l'Atlantique Nord.

Les enregistrements continus issus des marais maritimes des deux hémisphères témoignent d'une transition entre des vitesses de changement du niveau des mers modestes au cours des derniers millénaires (quelques dixièmes de millimètre par an, en moyenne, Kemp *et al.*, 2011) et des vitesses beaucoup plus élevées depuis le début du xx^e siècle (2 à 3 mm/an de hausse en moyenne).

La figure 1 résume les vitesses d'élévation du niveau de la mer pour différentes échelles de temps.

La hausse de la mer au xx^e siècle : observation et causes

Les mesures marégraphiques historiques

L'observation directe des variations du niveau de la mer a débuté au milieu du xix^e siècle, avec l'installation de marégraphes dans quelques ports de l'Europe du Nord, puis progressivement dans d'autres régions du monde. Ces instruments, développés à

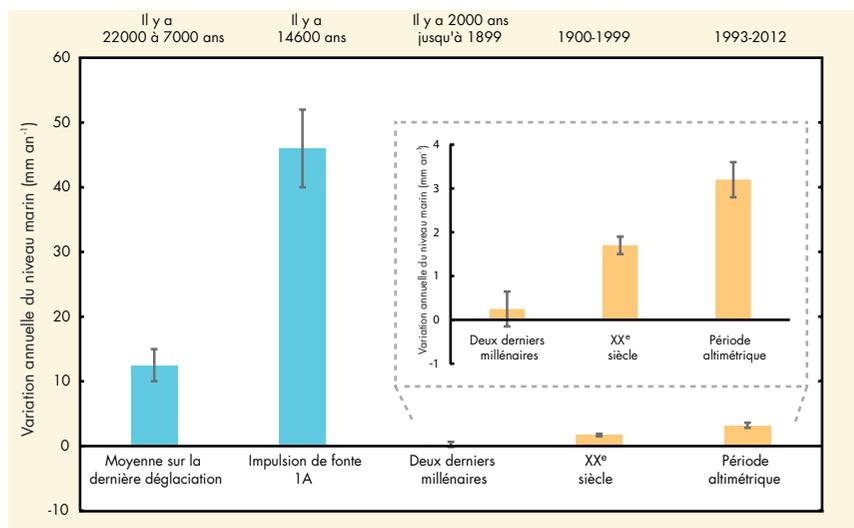


Figure 1. Estimations de la vitesse moyenne de montée du niveau des mers pour les périodes discutées dans cet article. Source : Masson-Delmotte *et al.*, 2013.

l'origine pour mesurer les marées, nous fournissent des observations d'une valeur inestimable sur l'évolution du niveau de la mer essentiellement au cours du xx^e siècle. Il existe quelques rares enregistrements marégraphiques plus longs, deux siècles ou plus, par exemple à Liverpool et à Brest, mais leur nombre limité ne nous informe pas sur les variations globales de la mer. Les marégraphes sont attachés au sol et mesurent donc aussi les mouvements verticaux de celui-ci. Ces mouvements ont des origines très diverses : par exemple, la tectonique et les éruptions volcaniques, le phénomène de rebond postglaciaire ou encore l'enfoncement du sol provoqué par le poids des sédiments dans les deltas de grands fleuves, l'extraction de l'eau et/ou des hydrocarbures. Si, localement, on peut désirer connaître la variation « relative » de la mer par rapport à la côte, pour extraire une information globale des mesures marégraphiques, il est nécessaire de les corriger des mouvements de la croûte terrestre. Aujourd'hui, cela est réalisable grâce à l'installation progressive de stations de positionnement précis GPS à côté du marégraphe (Woppelmann *et al.*, 2009). Néanmoins, les marégraphes équipés de GPS sont en nombre limité et les mouvements du sol restent une source majeure d'incertitude dans l'estimation de l'évolution du niveau global de la mer par cette méthode.

Bien que peu nombreuses et mal réparties sur la planète, les séries marégraphiques « historiques » nous indiquent que depuis le début du xx^e siècle, la mer est montée globalement à une vitesse moyenne de l'ordre de 1,7 mm par an (figure 2, à gauche).

L'observation des variations du niveau de la mer depuis l'espace

Depuis le début des années 1990, on mesure en routine la hausse de la mer depuis l'espace, grâce aux satellites altimétriques de haute précision, tels que *Topex/Poseidon*, ses successeurs *Jason-1* et *Jason-2*, *ERS-1/2* et *Envisat*, et depuis peu *Saral/Altika* et *Cryosat*. L'observation par satellite offre deux différences majeures par rapport à la marégraphie : l'observation quasi globale de l'ensemble du domaine océanique, avec un temps de revisite de quelques jours seulement, et une mesure « absolue » du niveau de la mer (sans contamination par les mouvements verticaux de la croûte terrestre). Aujourd'hui, la précision d'une mesure individuelle de hauteur de la mer par altimétrie spatiale est de 1 à 2 cm. En moyennant sur le domaine océanique l'ensemble des mesures de hauteur de mer collectées pendant un cycle orbital (la période de temps nécessaire pour couvrir tout l'océan ; égale à 10 jours pour les satellites *Topex/Poseidon* et *Jason*), on obtient une estimation du niveau moyen global de la mer précise à quelques mm près. On dispose désormais d'une série d'observations depuis l'espace longue de 20 ans, combinant les mesures de hauteur de mer de plusieurs satellites (Ablain *et al.*, 2014). La figure 2 (à droite) montre l'évolution du niveau de la mer mesuré par les satellites altimétriques entre 1993 et 2014. On y voit très clairement une hausse quasi linéaire du niveau de la mer sur cette période. La vitesse d'élévation correspondante est de $3,2 \pm 0,4$ mm/an (Cazenave *et al.*, 2014). Cette hausse est deux fois supérieure à celle enregistrée

par les marégraphes au cours des dernières décennies, suggérant que celle-ci s'est accélérée, au moins depuis le début des années 1990.

Grâce à leur couverture complète du domaine océanique, les satellites altimétriques nous ont révélé que la hausse du niveau de la mer est loin d'être uniforme. Nous verrons plus loin que cette variabilité régionale est pour l'instant dominée par les modes de variabilité naturelle interne au système climatique, mais que le réchauffement global donnera lieu dans le futur à d'importantes disparités régionales de la hausse de la mer.

Les causes de la hausse actuelle de la mer (en moyenne globale)

En moyenne globale, la hausse actuelle du niveau de la mer est une conséquence directe du réchauffement climatique et résulte de deux causes principales :

- l'augmentation de la température des océans et de l'expansion thermique associée : lorsque la température augmente, l'eau de mer se dilate et le niveau de l'océan s'élève ;
- la fonte des glaces continentales, glaciers et calottes polaires, c'est-à-dire les apports d'eau douce vers la mer provoqués par la fonte des glaces font monter son niveau.

Une petite contribution provient des échanges d'eau avec les terres émergées mais non glacées.

Dans ce qui suit, nous examinons l'ensemble de ces facteurs, en se focalisant sur les deux dernières décennies (« la période altimétrique ») pour lesquelles nous disposons des observations nécessaires pour estimer avec une précision acceptable chacune des contributions aux variations globales et régionales de la mer.

Expansion thermique de l'océan

Grâce à des mesures de température de la mer collectées à partir de navires au cours des 4 à 5 dernières décennies, et depuis 10 ans à partir des flotteurs automatiques du système international Argo, les océanographes ont observé que l'océan se réchauffe. L'analyse des mesures de température de l'océan mondial a montré que 93 % de l'énergie excédentaire accumulée dans le système climatique depuis 50 ans en

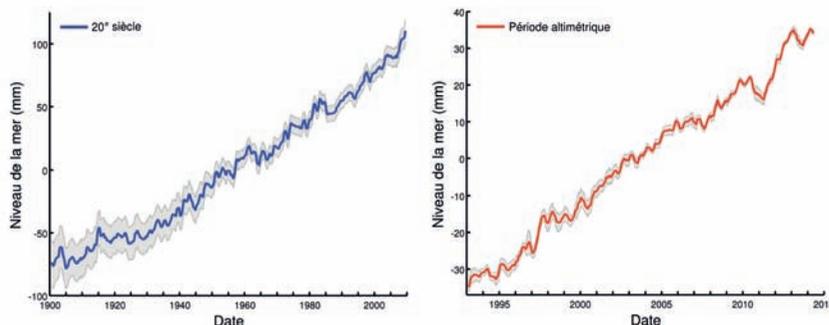


Figure 2. Évolution du niveau moyen global de la mer, estimée à partir de la reconstruction de Church et White (2011) sur le xx^e siècle (à gauche) et à partir de l'altimétrie spatiale sur la période 1993-2014 (à droite) ; moyenne des séries temporelles de cinq centres de traitement de données altimétriques, dont Aviso, en France). Le grisé représente l'incertitude associée à chacune des courbes. Les cycles annuels et semi-annuels ont été enlevés. À noter la différence d'échelles horizontale et verticale entre les deux courbes. Source : Legos.

réponse aux émissions de gaz à effet de serre est stockée dans l'océan, soit 10 à 15 fois plus que dans l'atmosphère et les terres émergées (Church *et al.*, 2013). Les mesures de température de l'océan (jusqu'à 700 m de profondeur à partir des instruments XBT (*Expandable Bathy Thermographs*) et depuis 10 ans jusqu'à 1 500-2 000 m avec les flotteurs Argo) permettent aussi d'estimer la contribution de l'expansion thermique de l'océan à la hausse du niveau de la mer. Un volume d'eau qui se réchauffe voit sa densité diminuer, donc son volume augmenter, ce qui contribue à une hausse du niveau marin. On estime que sur la période « altimétrique » (depuis 1993) cette contribution est de l'ordre de 30 à 40 % en moyenne ($1,1 \pm 0,3$ mm/an entre 1993 et 2010 ; Church *et al.*, 2013). Toutefois, l'expansion thermique moyenne évolue dans le temps : elle a été plus marquée durant la décennie 1993-2003 (de l'ordre de 1,5 mm/an), mais s'est ralentie ensuite, valant 0,9 mm/an sur 2005-2013 (Llovel *et al.*, 2014), alors que la contribution des glaces continentales s'est elle accélérée (voir ci-dessous). Au final, le niveau de la mer a poursuivi sa hausse à la même vitesse sur l'ensemble de la période.

Fonte des glaciers

Les glaciers correspondent à l'ensemble des masses de glaces continentales, exception faite des deux vastes calottes polaires antarctique et groenlandaise. On en dénombre plus de 200 000 localisés à la fois dans les chaînes de montagne ou en périphérie (mais déconnectés) des 2 grandes calottes polaires. Ils couvrent environ 730 000 km². Depuis la fin du petit âge de glace, une période froide qui s'est achevée au milieu du XIX^e siècle (voir Khodri *et al.*, 2015, ce numéro), on observe un recul des glaciers dans presque toutes les chaînes de montagnes. Ce phénomène s'explique en partie par un retard dans leur réponse au réchauffement naturel de la planète qui a mis fin au petit âge de glace, mais l'accélération des pertes de masse des glaciers depuis le milieu des années 1980 est attribuée en grande partie (~70%) au réchauffement récent, d'origine anthropique (Marzeion *et al.*, 2014).

La contribution des glaciers à la hausse du niveau marin est traditionnellement estimée par la méthode dite « glaciologique », en extrapolant des mesures in situ du bilan de masse glaciaire, mais ces mesures sont limitées pour des raisons économiques à quelques dizaines

de glaciers à la surface du globe. L'extrapolation peut être faite assez simplement en moyennant les bilans de masse par grandes régions ou de manière plus sophistiquée en utilisant des modèles de bilan de masse. Bien qu'il persiste des différences entre ces différentes estimations, elles montrent toutes des pertes fortes des glaciers depuis les années 1990, avec une contribution totale de 1 mm/an (ou plus) à la hausse du niveau des mers.

Entre 2003 et 2009, les deux missions satellitaires *ICESat* et *Grace* ont cohabité en orbite et ont permis d'estimer, indépendamment des relevés de terrain, les pertes de masse pour les principales régions englacées du globe. *ICESat* est un altimètre laser qui permet de

mesurer avec une précision de quelques décimètres l'évolution de l'altitude des glaciers par rapport au socle rocheux, donc de leur volume. La mission de gravimétrie spatiale *Grace* permet de mesurer directement l'évolution temporelle de la masse des glaciers.

Les pertes de masse de glace estimées à partir de *ICESat* et de *Grace* sont en bon accord et montrent que les régions qui contribuent le plus fortement à la hausse du niveau marin sont l'Arctique canadien, l'Alaska, les glaciers périphériques, mais déconnectés, de la calotte groenlandaise et la Patagonie. En revanche, les glaciers en périphérie, mais déconnectés, de la calotte antarctique, bien qu'ils occupent une vaste superficie (133 000 km² soit 18 % du total des

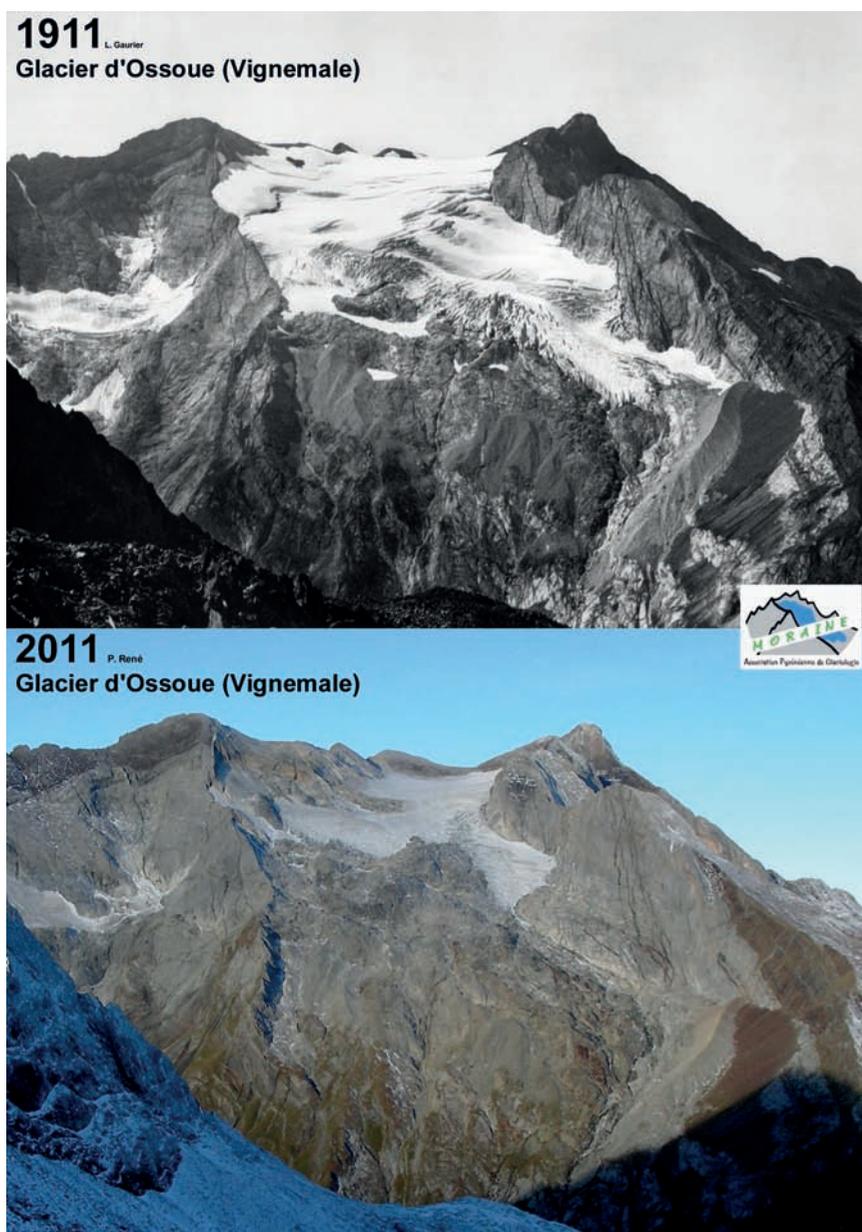


Figure 3. La fonte des glaciers de montagne est une contribution importante à l'élévation actuelle du niveau de la mer : ici, le glacier d'Ossoue dans le massif du Vignemale, Pyrénées, photographié sous le même angle et à la même saison en 1911 et en 2011. Source : René, 2013.

glaciers), ont connu des pertes plutôt modérées au cours de cette période. Au total, les glaciers ont contribué pour 0,72 mm/an à la hausse du niveau des mers en moyenne entre 2003 et 2009 (Gardner *et al.*, 2013). Pour cette période, la méthode glaciologique conduit, elle, à une forte surestimation des pertes avec une hausse équivalente du niveau des mers de 1,36 mm/an. Les mesures *Grace* et *ICESat* bouleversent donc notre connaissance des pertes de masse des glaciers, indiquant que les mesures de terrain sont réalisées sur des glaciers qui, en moyenne, fondent plus vite que les autres glaciers de la région où ils se trouvent. On notera toutefois que cette période (2003-2009) est courte et il convient de vérifier si ce biais d'échantillonnage vaut pour les décennies antérieures, avant l'avènement des missions satellitaires. Sur la période 1993-2010, avec les données altimétriques, on estime que les glaciers ont contribué pour $0,8 \pm 0,4$ mm/an à la hausse de la mer (Church *et al.*, 2013).

Perte de masse des calottes polaires

Comme pour les glaciers, il existe différentes techniques d'estimation du bilan de masse des calottes polaires, exploitant au moins en partie des observations satellitaires (Berthier *et al.*, 2011). Les satellites altimétriques mesurent l'évolution de l'altitude des calottes depuis 1991, date du lancement du satellite altimétrique *ERS-1*. La gravimétrie spatiale *Grace* fournit directement les variations de masse des calottes au cours du temps. Quant à la méthode des flux, elle consiste à calculer la différence entre l'accumulation de neige en surface (estimée le plus souvent avec des modèles de climat vérifiés avec des observations in situ) et les flux de glace « sortant » au niveau de la ligne d'échouage (l'endroit où les glaciers commencent à flotter sur l'océan) à partir des techniques spatiales d'interférométrie radar (Rignot *et al.*, 2014). La synthèse de ces observations pour les 20 dernières années (Shepherd *et al.*, 2012) indique une perte de masse très marquée dans les régions côtières du Groenland, de l'ordre de 140 milliards de tonnes par an (Gt/an) entre 1992 et 2011, alors que la partie centrale est restée plutôt stable. Ces pertes se sont accélérées nettement entre 2009 et 2012, atteignant jusqu'à 370 Gt/an (Khan *et al.*, 2014), mais, depuis, les données de *Grace* suivent un palier. Les observations spatiales révèlent aussi une perte importante de masse de glace en Antarctique de l'Ouest (~100 Gt/an),

en particulier dans le secteur de la mer d'Amundsen (Flament et Rémy, 2012) et dans la partie nord de la péninsule antarctique (Scambos *et al.*, 2014). En revanche, l'Antarctique de l'Est semble à peu près en équilibre, mais la variabilité interannuelle étant forte et la durée des observations limitée, il est encore difficile de dégager des tendances.

Au Groenland, environ deux tiers de l'accélération récente des pertes de masse s'expliquent par l'augmentation de la fonte en surface de la calotte, alors que le dernier tiers s'explique par l'accélération des langues glaciaires qui atteignent l'océan (Khan *et al.*, 2014). Des études récentes révèlent un assombrissement de la surface du Groenland en été et au printemps, autrement dit un albédo de plus en plus bas et donc une absorption de plus en plus forte de l'énergie solaire, ce qui explique en partie cette fonte intensifiée (Dumont *et al.*, 2014). De plus, le réchauffement des eaux en périphérie de la calotte a contribué à déstabiliser certains glaciers émissaires, conduisant à une décharge accrue d'icebergs (Holland *et al.*, 2008).

En Antarctique, la fonte est quasi absente en surface, l'accumulation ne montre pas de tendance nette et c'est donc l'accélération des glaciers au niveau de la ligne d'échouage qui explique que les bilans de masse soient négatifs (Rignot *et al.*, 2014). Cette accélération de l'écoulement est

probablement due là aussi au réchauffement des eaux océaniques sous les parties flottantes de ces glaciers et donc à l'accroissement de la fonte basale (Church *et al.*, 2013). Les rétroactions sont telles que beaucoup de glaciologues estiment que les processus mis en marche sont peut-être irréversibles (Favier *et al.*, 2014).

Effet des eaux continentales

Outre la tendance linéaire de l'ordre de 3 mm par an, le niveau moyen global de la mer présente d'importantes fluctuations interannuelles de quelques millimètres (figure 4). Celles-ci sont particulièrement marquées durant les événements ENSO (*El Niño-Southern Oscillation*). Lors d'un *El Niño*, on observe une anomalie positive de 3-4 mm, alors qu'à *La Niña* correspond une anomalie négative du niveau de la mer. Une baisse particulièrement marquée du niveau de la mer a été observée lors de *La Niña* de 2011 (voir figure 4). Plusieurs études ont montré que les fluctuations du niveau moyen global de la mer associées aux événements *El Niño/La Niña* sont largement dues à des variations de masse de l'océan plutôt qu'à des variations d'origine thermique (Cazenave *et al.*, 2014). Ces fluctuations du niveau moyen global de la mer sont inversement corrélées aux variations du stock d'eau total sur les continents. Cette observation est en accord avec le fait que durant *El Niño* il pleut davantage sur l'océan et moins sur les

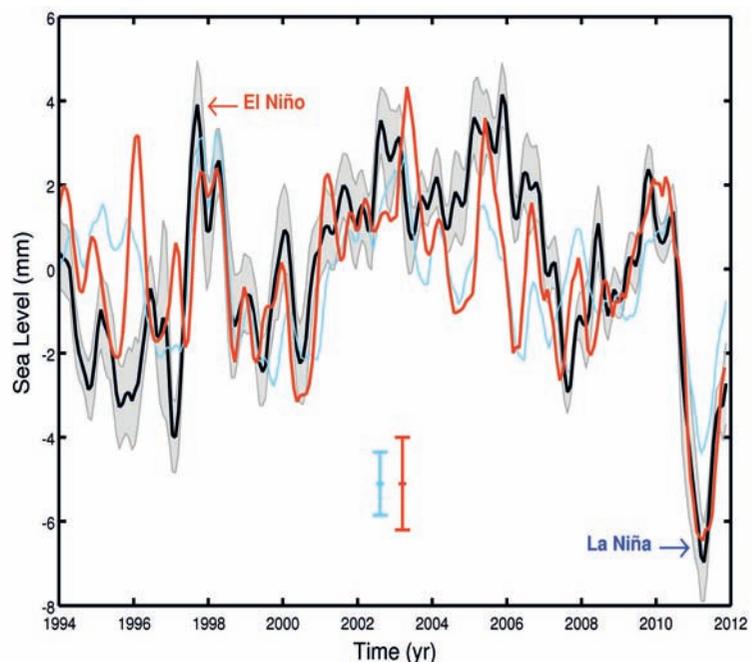


Figure 4. Variations du niveau moyen global de la mer (sans la tendance) sur 1993-2011 (en noir) et effet des eaux continentales (en bleu ; exprimé en niveau de la mer équivalent et calculé d'après le modèle hydrologique Isba-Trip de Météo-France). La courbe rouge représente la somme de l'effet des eaux continentales et de l'expansion thermique de l'océan (sans la tendance). Source : Legos.

continents, et inversement durant La Niña (Cazenave *et al.*, 2012). Cette variabilité naturelle du cycle hydrologique ne donne pas lieu à une tendance à long terme sur le niveau de la mer.

Certaines activités humaines telles que la construction de barrages sur les fleuves et le pompage de l'eau dans les aquifères, principalement pour l'irrigation des cultures, modifient directement les stocks d'eau continentaux. La mise en eau d'un barrage fait baisser le niveau de la mer (Chao *et al.*, 2008), alors que l'extraction d'eau des nappes souterraines continentales crée une hausse du niveau de la mer (Wada *et al.*, 2012). L'amplitude absolue de ces deux phénomènes a été de l'ordre de 0,5 mm/an sur la seconde moitié du xx^e siècle. Mais étant de signe opposé, ces deux effets se sont plus ou moins compensés. Néanmoins, le pompage des eaux souterraines s'est accentué ces dernières décennies, ce qui conduit à une petite contribution positive de l'effet net des eaux continentales.

Bilan pour les deux dernières décennies

Le tableau 1 récapitule les différentes contributions à la hausse récente de la mer pour deux périodes – 1993-2010 (valeurs du 5^e rapport du Giec ; Church *et al.*, 2013) et 2005-2013 (d'après Llovel *et al.*, 2014) – et les compare à la hausse observée par altimétrie spatiale. Des estimations des contributions existent aussi pour les cinq dernières décennies (Church *et al.*, 2011), mais plus on remonte dans le passé moins celles-ci sont fiables.

Entre 2005 et 2013, on dispose de données de température et de salinité de l'océan jusqu'à 2 000 m de profondeur par Argo (700 m auparavant) et des données de gravimétrie spatiale *Grace* permettant d'estimer directement les variations de masse de l'océan (quelle que soit leur origine – glaciers, calottes polaires, eaux continentales). On remarque que, pour les deux périodes, on explique raisonnablement bien l'élévation du niveau de la mer.

Variabilité régionale du niveau de la mer

Grâce à leur couverture quasi globale, les satellites altimétriques ont permis pour la première fois d'établir des cartes globales de la vitesse de hausse du

Tableau 1. Estimations des principales contributions à la variation du niveau moyen global des océans (exprimées en mm/an), pour les périodes 1993-2010 (Church *et al.*, 2013) et 2005-2013 (Llovel *et al.*, 2014). La somme de ces contributions est comparée aux observations des variations du niveau de la mer.

Source	1993-2010	2005-2013
Expansion thermique	1,1 ± 0,3	0,9 ± 0,15
Glaciers	0,76 ± 0,4	
Groenland	0,33 ± 0,08	
Antarctique	0,27 ± 0,11	
Effet des eaux continentales	0,38 ± 0,11	
Masse de l'océan (d'après <i>Grace</i>)		2,0 ± 0,1
Somme des contributions individuelles	2,80 ± 0,5	2,9 ± 0,38
Observations altimétriques	3,2 ± 0,4	2,8 ± 0,35
Différence (observations – somme)	0,4 ± 0,6	-0,1 ± 0,34

niveau de la mer, révélant ainsi que le niveau de la mer n'augmente pas uniformément sur le globe (figure 5, en haut). Dans certaines régions, comme l'ouest de l'océan Pacifique tropical, le niveau de la mer a augmenté 3 à 4 fois plus vite entre 1993 et 2013 que la moyenne globale, tandis que dans d'autres régions, comme le long de la côte ouest américaine, il a diminué à la vitesse de 1 à 2 mm/an. Cette variabilité régionale est encore plus évidente quand on soustrait des cartes la hausse moyenne globale du niveau de la mer (figure 5, en bas). Elle est importante dans de nombreuses régions du monde (par exemple au sud du Groenland, à l'ouest du Pacifique ou encore au sud de l'Atlantique). Il est donc essentiel de comprendre les causes de cette variabilité régionale pour mieux anticiper ses impacts potentiels.

C'est le stockage de l'énergie dans l'océan qui génère l'essentiel de cette variabilité régionale du niveau de la mer. La chaleur de l'océan est redistribuée de manière inhomogène par la circulation océanique (Stammer *et al.*, 2013). Selon les régions, divers processus sont à l'œuvre. Par exemple, dans le Pacifique tropical ouest, l'intensification des alizés observée depuis une vingtaine d'années provoque un approfondissement de la thermocline dans la partie ouest du bassin, induisant une couche d'eau chaude superficielle plus épaisse et donc une hausse de la mer plus marquée (Timmermann *et al.*, 2010 ; Stammer *et al.*, 2013). Dans certaines régions, les effets des variations de température sont partiellement compensés par des variations de salinité¹, mais cet effet reste mineur par rapport aux variations de l'expansion thermique.

La fonte des glaces continentales (glaciers de montagne et calottes polaires) génère aussi de la variabilité régionale dans la hausse du niveau de la mer, mais de manière indirecte et à travers trois processus différents. Tout d'abord, en fondant, les glaces continentales apportent de l'eau douce à l'océan et modifient localement la circulation océanique (Stammer *et al.*, 2013). En réponse, la dynamique océanique régionale et le niveau de la mer s'ajustent avec des variations aux échelles interannuelles à multidécaennales. Mais cet effet est faible. Ensuite, la fonte des glaces continentales génère un transfert de masse (d'eau) des continents vers l'océan, ce qui modifie la répartition des charges sur la croûte terrestre et provoque une déformation élastique à grande échelle des bassins océaniques. Enfin, le transfert de masse d'eau continent-océan change aussi le champ de gravité à la fois localement (par déplacement de la masse) et globalement (par son impact sur la rotation de la Terre et donc sur le géoïde) (Milne *et al.*, 2009 ; Tamisiea et Mitrova, 2011). L'effet combiné de ces trois processus, ainsi que le phénomène de rebond postglaciaire produit des variations régionales de la mer. Pour le moment, cet effet est faible et indétectable dans les observations (figure 3), car masqué par les fortes hétérogénéités de l'expansion thermique de l'océan. Dans le cas d'un fort réchauffement climatique et d'une fonte accélérée des calottes polaires et des glaciers, il deviendra important et créera une amplification régionale de la hausse de la mer, en particulier dans les tropiques (Church *et al.*, 2013 ; Slangen *et al.*, 2014).

1. Des eaux plus salées indiquent généralement une évaporation accrue et donc un volume d'eau moins important.

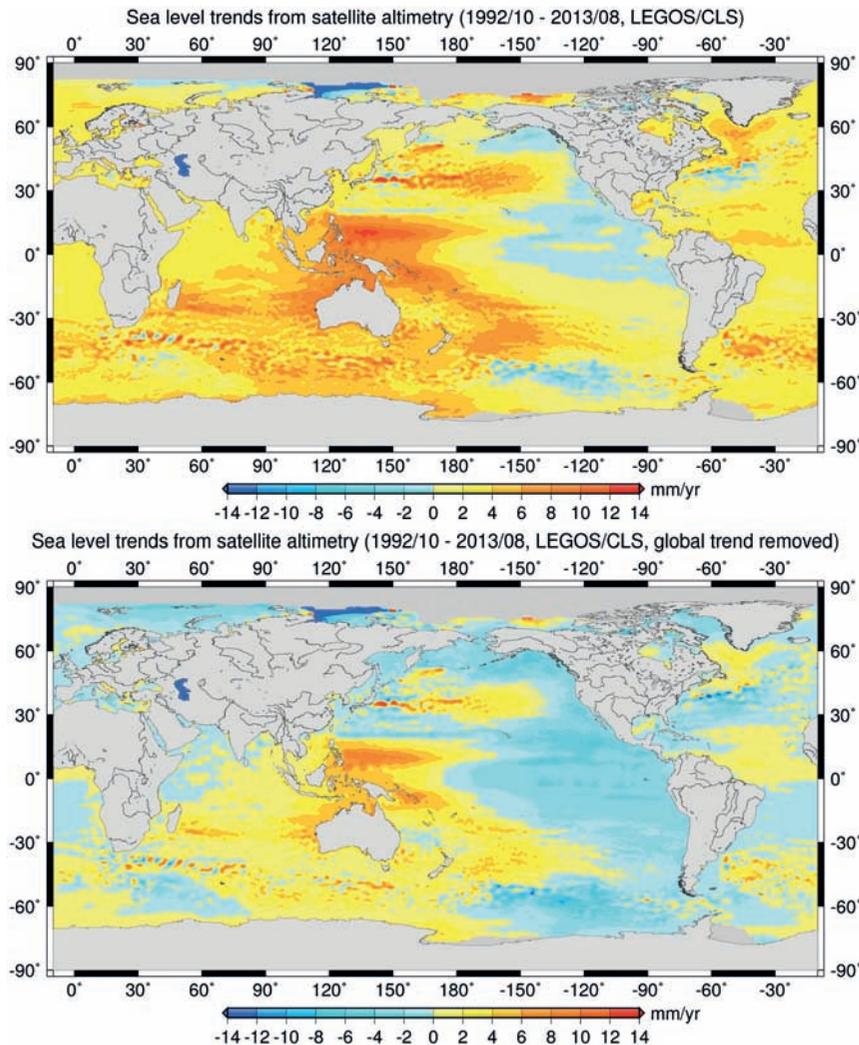


Figure 5. Carte globale de la distribution géographique des vitesses de variation du niveau de la mer (1993-2013) d'après les mesures altimétriques de *Topex/Poseidon*, *Jason-1* et 2, *ERS-1* et 2 et *Envisat*. La carte du haut inclut la hausse moyenne globale de 3,2 mm/an, alors que, sur la carte du bas, celle-ci a été retirée. Source : Legos.

Avant l'avènement de l'altimétrie spatiale (1993), les variations régionales de la mer étaient estimées de façon indirecte. Les modèles de circulation océanique générale calculent les variations spatio-temporelles du niveau de la mer liées à des variations de salinité ou de température océanique (Stammer *et al.*, 2013), mais d'importantes disparités régionales sont observées entre les modèles. Une autre méthode de « reconstruction » a été développée (Meysignac *et al.*, 2012a), en interpolant spatialement les données marégraphiques avec l'information spatiale issue des modèles de circulation océanique ou des données d'altimétrie spatiale. Ces deux approches montrent que les tendances du niveau de la mer ont largement varié dans le temps et l'espace depuis 1950, en réponse notamment aux grands modes de variabilité climatique interne tels que l'oscillation pacifique décennale dans

l'océan Pacifique (Meysignac *et al.*, 2012b). Plusieurs études récentes suggèrent cependant que la variabilité interne n'explique pas en totalité la variabilité régionale observée et que l'empreinte du forçage anthropique est à présent détectable (Han *et al.*, 2013 ; Hamlington *et al.*, 2014). Mais ceci reste à confirmer.

Élévation de la mer dans le futur

Les scénarios futurs de réchauffement climatique

Du fait de la poursuite du réchauffement climatique en réponse aux émissions passées et futures de gaz à effet de serre, la hausse du niveau marin va se

poursuivre, principalement en raison de la fonte des glaces continentales (glaciers et deux grandes calottes polaires) et de l'expansion thermique des océans. Tout l'enjeu est d'estimer l'amplitude de cette hausse, les disparités régionales et les incertitudes associées. La contribution de chaque processus est estimée en utilisant un modèle physique – par exemple, un modèle d'évolution des glaciers de montagne prenant en compte l'évolution future du climat. Dans ce cas, les incertitudes proviennent du modèle de glaciers utilisé, mais aussi de l'évolution future du climat et donc de l'incertitude sur les scénarios d'émission et sur la dispersion des simulations climatiques. Dans ce qui suit, les différentes estimations seront fournies pour plusieurs scénarios RCP (voir Boucher *et al.*, 2015, ce numéro) : le RCP2.6, qui implique une diminution rapide des émissions de gaz à effet de serre, celles-ci devenant pratiquement nulles à l'horizon 2100 ; le RCP8.5, qui correspond à une estimation haute des émissions futures, prolongeant l'évolution actuelle et sans politique d'atténuation ; le RCP4.5, qui est un scénario médian. Dans la plupart des cas, des estimations de la valeur médiane sont fournies, ainsi qu'une borne inférieure et une borne supérieure (entre crochets)², afin de donner une idée du degré d'incertitude des projections.

Estimation des contributions à la hausse future du niveau de la mer (période 2081-2100)

Effets de l'expansion thermique et de la salinité de l'océan

L'expansion thermique des océans peut être estimée à partir des simulations du climat futur réalisées dans le cadre du projet international CMIP5 (voir Boucher *et al.*, 2015, ce numéro). Ces simulations sont réalisées en utilisant des modèles couplés océan-atmosphère, qui incluent une représentation tridimensionnelle de l'océan. Ces modèles représentent donc la pénétration du réchauffement climatique futur dans les océans, mais aussi les changements de salinité. Comme pour le réchauffement des océans, le processus d'expansion thermique est pratiquement généralisé. Les changements de salinité ont une influence très limitée en moyenne globale, mais peuvent dominer certaines

2. La probabilité que la grandeur estimée se situe dans l'intervalle fourni est de 90 %.

évolutions régionales. Entre 1986-2005 et 2081-2100, l'expansion thermique globale projetée est de 14 [10-18] cm pour le scénario RCP2.6, 19 [14-23] cm pour le RCP4.5 et 27 [21-33] cm pour le scénario RCP8.5. Ces fourchettes peuvent paraître relativement larges. D'une part, pour un scénario donné, le réchauffement simulé, donc la quantité d'énergie totale emmagasinée dans les océans, varie d'un modèle à l'autre. D'autre part, l'expansion thermique liée à ce stockage d'énergie dépend de la répartition du réchauffement en latitude et en profondeur. En particulier, pour 1 °C de réchauffement, la dilatation est plus forte pour les eaux chaudes que pour des eaux froides. Donc, l'expansion thermique totale est plus forte pour un modèle réchauffant beaucoup les tropiques et peu les autres régions, que pour un modèle réchauffant peu les tropiques et beaucoup les autres régions, même si la quantité d'énergie totale absorbée par les océans est la même dans les deux cas.

La figure 6 représente la structure spatiale des changements de niveau marin liés aux changements de salinité et de température, et aux effets dynamiques pour 2081-2100 par rapport à 1986-2005. Les effets dynamiques sont dus à des ajustements des courants océaniques en réponse à des changements de vent ou de la structure du contenu en chaleur et en sel. Quelques structures remarquables apparaissent de manière récurrente dans les simulations du climat futur (Yin *et al.*, 2010). Dans les mers australes, la hausse du niveau marin est faible, pour deux raisons. D'une part, dans cette région l'océan est bien mélangé sur une grande profondeur et, même s'il absorbe de la chaleur, le réchauffement reste « dilué » et la température de l'ensemble de la colonne d'eau reste froide, ce qui limite l'expansion thermique. D'autre part, la plupart des modèles simulent un renforcement des vents d'ouest sur cette ceinture océanique, ce qui fait remonter les eaux de l'océan de surface vers le nord et contribue à diminuer le niveau des mers vers 60°S. On peut observer un dipôle en Atlantique Nord, avec une faible hausse du niveau marin à l'est des États-Unis et une forte hausse plus au nord. Cette structure est la conséquence d'un affaiblissement de la circulation méridienne océanique en Atlantique Nord (qui transporte des eaux chaudes et salées vers le nord). Cela entraîne une baisse de la salinité au nord, dont l'effet domine sur le refroidissement. Au sud, même si la salinité augmente, c'est le réchauffement de l'océan qui domine.

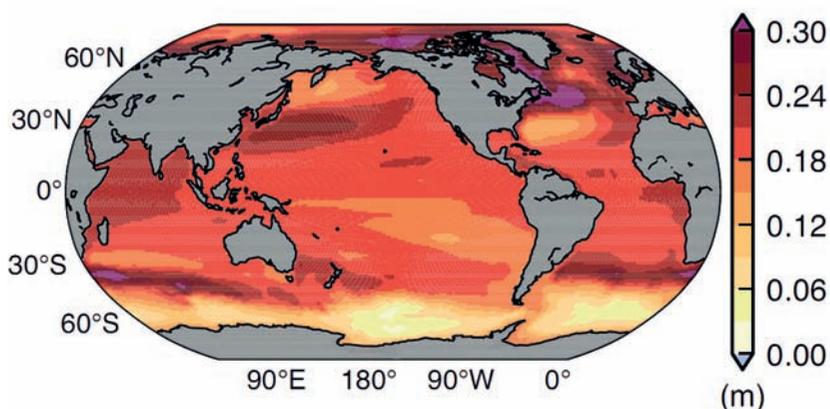


Figure 6. Projection de la contribution des changements de température, de salinité et de dynamique océaniques à la hausse du niveau marin (en mètres) entre 1986-2005 et 2081-2100 (scénario RCP4.5), calculée à partir des résultats de 21 modèles CMIP5. Source : Church *et al.* (2013).

La hausse importante du niveau de la mer à l'est et au sud du Japon s'explique par un réchauffement marqué de l'océan dans cette région et par un étalement de la boucle de courants de surface que forme le courant Kuroshio. Elle s'effectue dans le sens des aiguilles d'une montre et son effet dynamique est de former un « dôme » d'eau à l'endroit où il se trouve.

Effets de la fonte des glaces continentales

Les glaciers vont aussi contribuer à la hausse du niveau des mers. Trop petits par rapport à la résolution horizontale des modèles de climat (typiquement de 100 km), leur évolution doit être estimée par des modèles spécifiques, ceux-ci prenant les évolutions climatiques futures estimées par les modèles de climat de CMIP5 comme variables d'entrée. Les estimations de la contribution des glaciers entre 1986-2005 et 2081-2100 sont respectivement de 10 [4-16] cm, 12 [6-19] cm et 16 [9-23] cm pour les scénarios RCP2.6, 4.5 et 8.5. La perte de masse des glaciers varie relativement peu d'un scénario à l'autre et elle n'est d'ailleurs pas très différente en rythme annuel des estimations sur la période récente. À cela deux explications : d'une part, certains glaciers vont disparaître et, d'autre part, comme beaucoup de glaciers se situent dans des régions où les précipitations neigeuses devraient augmenter, cela leur permet d'accumuler plus de neige, en particulier dans leur partie supérieure, ce qui limite leur perte de masse, même si la partie inférieure recule (Marzeion *et al.*, 2014).

La contribution future des calottes glaciaires groenlandaise et antarctique au niveau marin peut être estimée en

prenant en compte les changements de bilan de masse de surface, dont les termes sont l'accumulation neigeuse, la fonte et la sublimation. Il faut également estimer les contributions dynamiques, c'est-à-dire l'effet d'une possible accélération des glaciers émissaires (qui entourent les calottes) donc du vèlage d'icebergs et la fonte sous l'extension marine des calottes (plates-formes de glace ou *ice shelves*, en anglais).

Dans le cas du Groenland, la contribution des effets dynamiques, estimée entre 1 et 7 cm, varie très peu d'un scénario à l'autre. Suite à une augmentation probable des précipitations neigeuses, les régions centrales de la calotte devraient accumuler plus de neige, mais cela ne suffira pas à compenser la perte importante de masse au niveau des marges. Pour tous les scénarios sauf le RCP8.5 et pour tous les modèles, la contribution du Groenland à la hausse du niveau marin entre l'actuel et 2081-2100 est estimée à moins de 10 cm. Elle atteint jusqu'à 16 cm pour le scénario RCP8.5. Ces estimations prennent en compte une modulation de la fonte par ajustement de l'altitude de la calotte aux variations de bilan de masse.

En Antarctique, la fonte de la glace et de la neige est pratiquement négligeable. L'essentiel de la perte de glace de la calotte se fait sous la forme du détachement d'icebergs. À cause de l'augmentation prévue des précipitations neigeuses en Antarctique et d'une fonte toujours faible, le bilan de masse superficiel devrait augmenter. Cela entraînera une baisse du niveau des mers inférieure à 4 cm (RCP2.6) et 7 cm (RCP8.5) entre 1986-2005 et 2081-2100. Dans le même temps, la

perte de glace par les glaciers émissaires au contact de l'océan plus chaud devrait s'accroître. L'estimation haute de cette contribution (indépendante des scénarios) est de 16 cm. Cependant, une déstabilisation éventuelle de certains secteurs de la partie ouest de la calotte ou une accélération de certains glaciers émissaires pourrait conduire à une hausse bien supérieure. Celle-ci ne dépasserait probablement pas quelques dizaines de centimètres d'ici la fin de ce siècle, mais à plus long terme elle pourrait provoquer une élévation de la mer de 4 m.

Effets des eaux continentales

Cette contribution n'est pas d'origine climatique, mais résulte directement des activités humaines. Les extractions d'eau continentales stockées dans les nappes devraient continuer et même s'accroître au cours des prochaines décennies, ce qui contribuera à une hausse du niveau marin (Wada *et al.*, 2012). On estime également que la construction de nouveaux barrages se poursuivra, mais à un rythme moindre qu'au ^{xx}e siècle. Les projections sur ces effets – qui ne dépendent pas des scénarios de réchauffement – sont encore peu nombreuses et incertaines. On estime que le bilan net de ces facteurs serait compris entre -1 cm (baisse du niveau marin) et +9 cm (hausse) pour la fin du ^{xxi}e siècle (Church *et al.*, 2013).

Déformations de la Terre solide et effets gravitationnels liés au rebond postglaciaire et à la fonte future des glaces continentales

Plusieurs études ont montré que la fonte future des calottes polaires produira une amplification de la hausse de la mer dans les tropiques de l'ordre de 30 % (Tamisiea et Mitrovica, 2010). Le phénomène de rebond postglaciaire, mentionné plus haut, produira quant à lui une baisse locale de la mer dans certaines zones de l'Arctique et au contraire une hausse le long de la côte est de l'Amérique du Nord. La figure 7 montre les effets du rebond postglaciaire, de la fonte des glaciers et de la perte de masse des deux calottes. Un nombre croissant d'études propose à présent des projections régionales de l'élévation du niveau marin à l'horizon 2100 tenant compte de l'ensemble de ces facteurs (par ex. Church *et al.*, 2013 ; Slangen *et al.*, 2014).

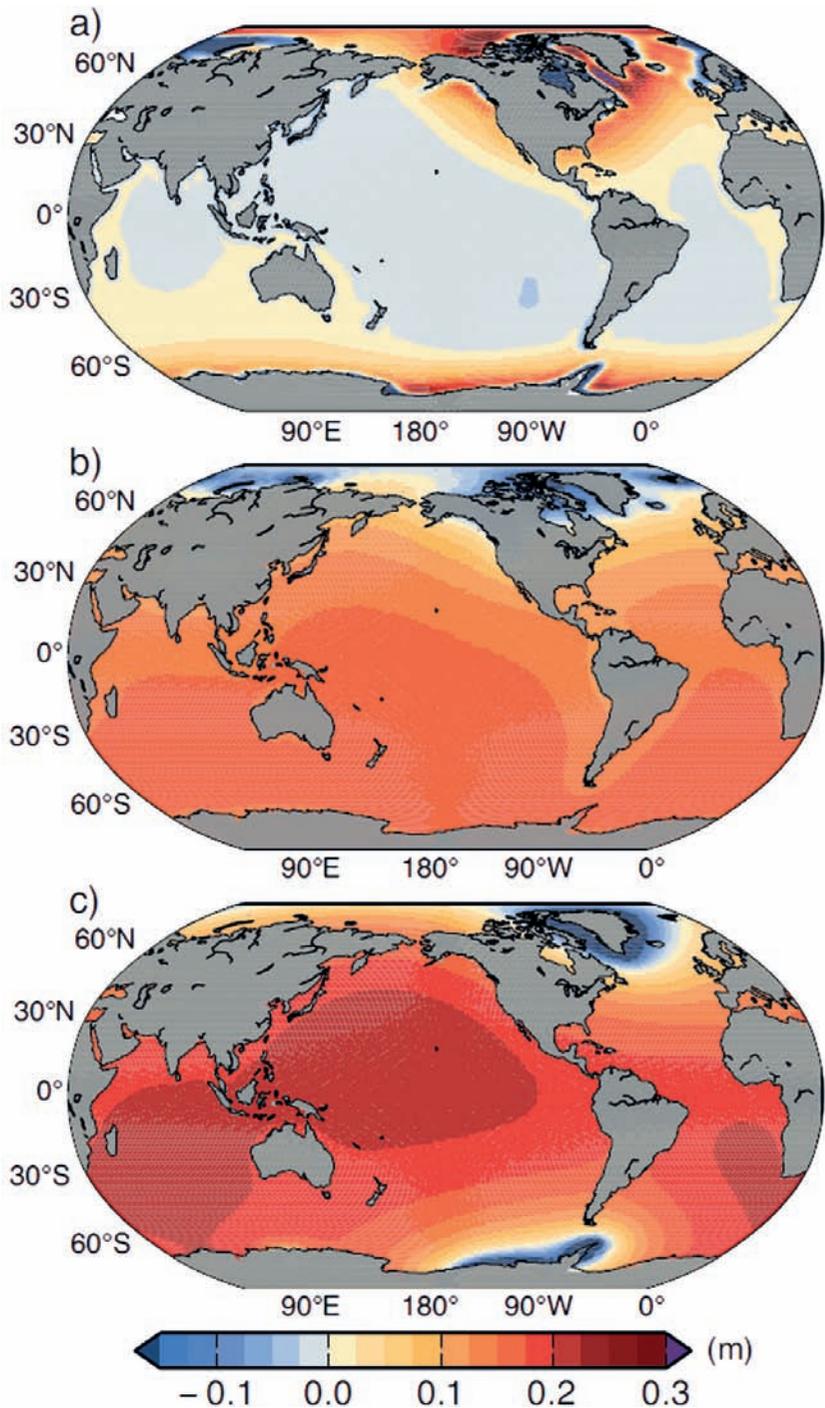


Figure 7. Contributions régionales aux changements du niveau des mers entre 1986-2000 et 2081-2100 (moyennes d'ensemble, en mètres). (a) Rebond postglaciaire (indépendant du scénario futur) ; (b) glaciers et (c) Groenland plus Antarctique. Les fontes futures des glaces correspondent au scénario RCP4.5. Source : Church *et al.* (2013).

Projections de l'élévation moyenne globale de la mer

L'augmentation du niveau moyen des mers s'obtient en additionnant les différentes contributions recensées précédemment. On obtient, entre 1986-2005 et 2081-2100 : 40 [26-55] cm pour le RCP2.6, 47 [32-63] cm pour le RCP4.5 et 63 [45-82] cm pour le RCP8.5

(figure 8). Dans tous les cas, la montée du niveau de la mer simulée d'ici à 2100 serait donc plus rapide qu'au cours du ^{xx}e siècle. À l'horizon 2100, le rythme de montée du niveau de la mer atteindrait 8 à 16 mm/an pour le RCP 8.5, autant que durant la dernière déglaciation. La figure 9 représente les structures spatiales résultant de l'ensemble des contributions décrites

précédemment sur le niveau marin (hausse moyenne globale incluse). Les changements de niveau des mers pour la fin du XXI^e siècle devraient donc connaître d'importantes disparités régionales. Par exemple, en considérant le scénario RCP8.5, il apparaît que le niveau de la mer pourrait baisser légèrement dans certaines régions de l'Arctique, tandis qu'il pourrait augmenter de plus de 70 cm le long de la côte est des États-Unis.

Impacts côtiers de la hausse de la mer

Si la question de l'élévation du niveau de la mer devient aujourd'hui une question sociétale majeure, c'est bien en raison de ses conséquences potentielles pour les zones côtières. De fait, à mesure que le niveau marin s'élève, la probabilité que des vagues atteignent des cotes altimétriques plus élevées s'accroît. Schématiquement, ceci peut se traduire par une érosion accrue des littoraux meubles, des submersions marines plus fréquentes et intenses, et des intrusions salines aggravées dans des estuaires et des aquifères côtiers vulnérables.

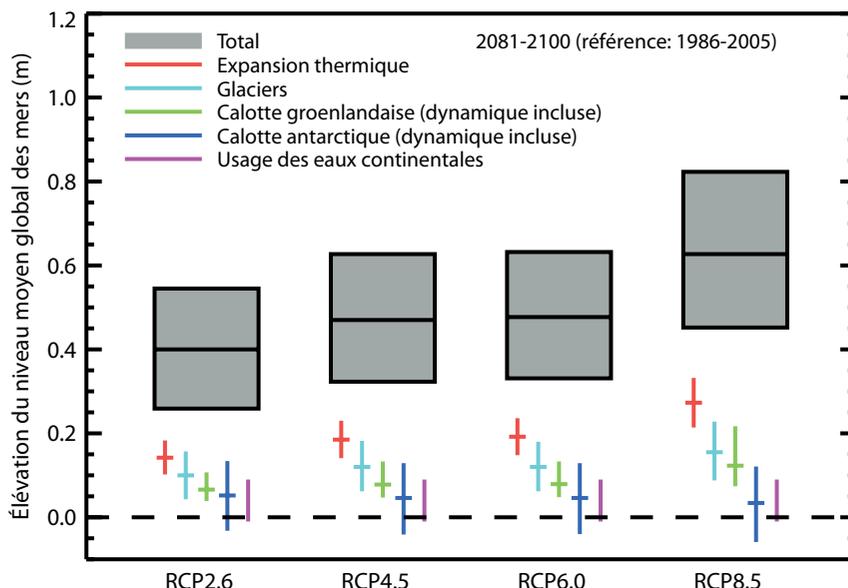


Figure 8. Projections de la hausse totale du niveau moyen global des mers entre 1986-2005 et 2081-2100, et des différentes contributions à cette hausse selon différents scénarios RCP. Les lignes horizontales représentent les valeurs médianes ; la hauteur des barres et lignes verticales les intervalles de confiance à 90 %. Par exemple, pour le scénario RCP2.6, la probabilité que le niveau marin augmente de 26 à 55 cm est de 90 % (selon les connaissances actuelles), la médiane étant de 40 cm (figure adaptée de Church *et al.*, 2013).

On estime aujourd'hui que 600 millions de personnes vivent à moins de 10 m au-dessus du niveau de la mer dans le monde (Mc Granahan *et al.*, 2007). De nombreuses zones côtières sont par ailleurs déjà affectées par

les risques côtiers : 70 % des plages dans le monde seraient actuellement en érosion (Bird, 1985). En Europe, la population vivant dans les zones côtières a plus que doublé depuis 1950 pour atteindre 70 millions d'habitants en

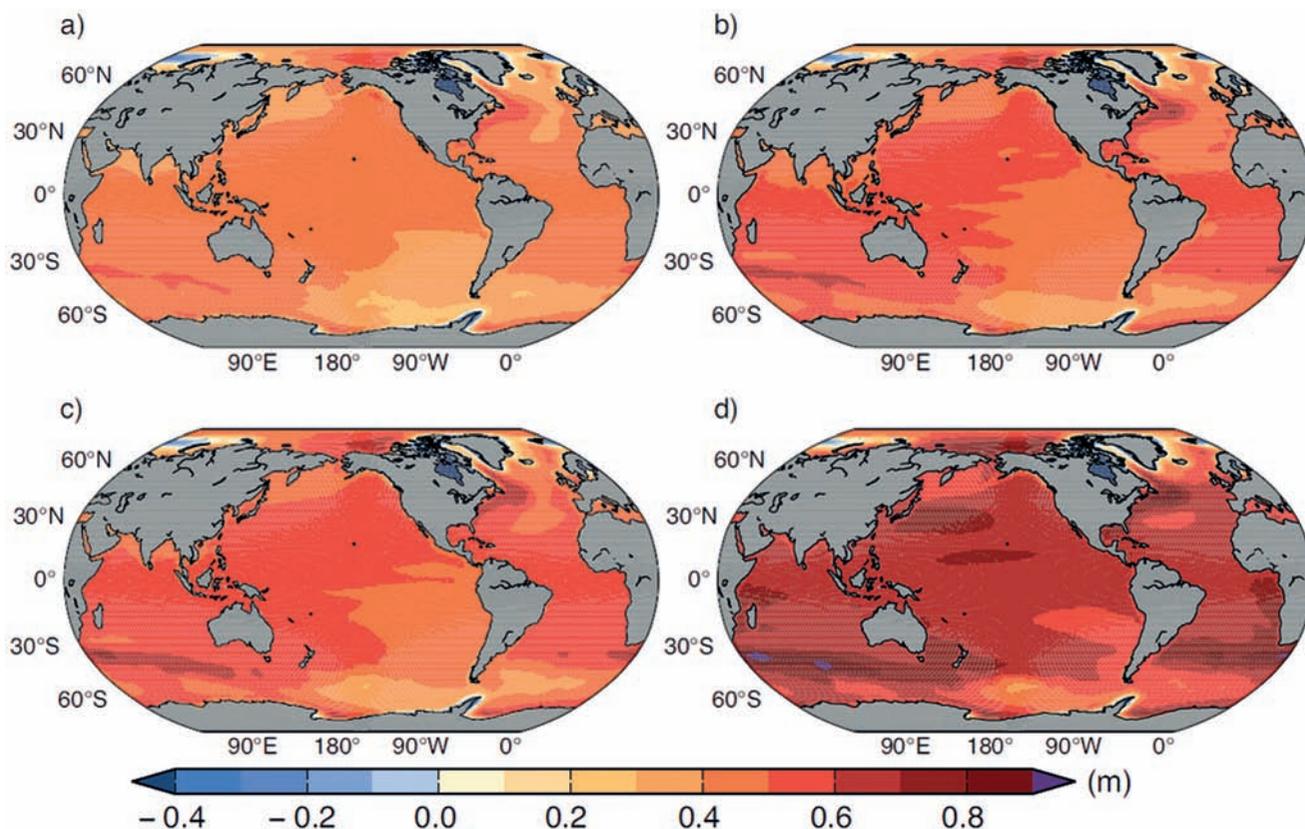


Figure 9. Moyenne d'ensemble (21 modèles CMIP5) du changement du niveau des mers en 2081-2100 relatif à 1986-2005 pour les scénarios RCP2.6 (a), RCP4.5 (b), RCP6.0 (c) et RCP8.5 (d). L'impact de l'expansion thermique des océans, de la masse des glaces continentales, des stocks continentaux d'eau liquide et du rebond postglaciaire sont pris en compte. Source : Church *et al.* (2013).

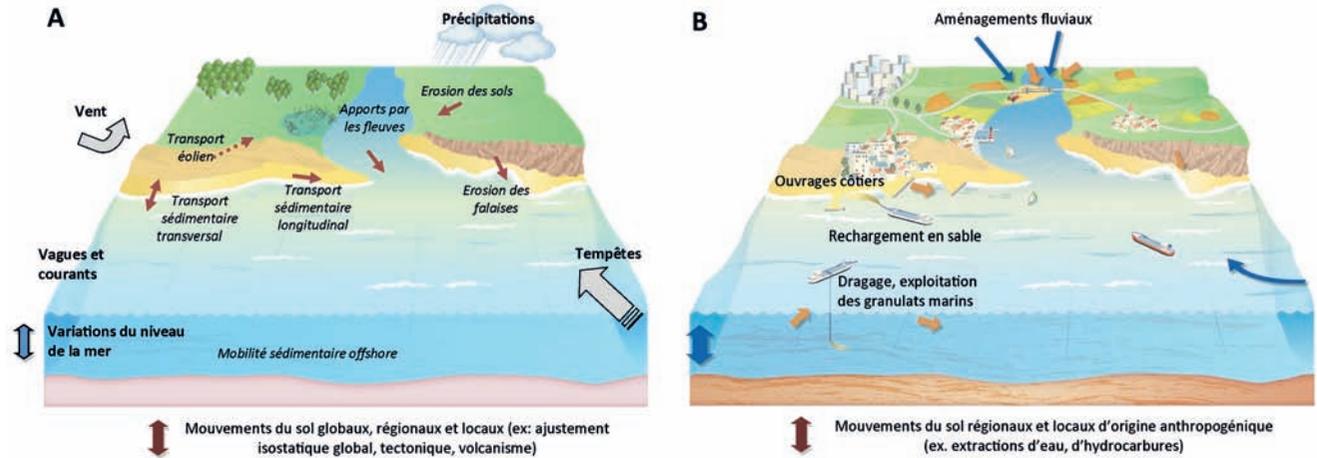


Figure 10. Processus naturels (A) et anthropiques (B) à l'origine de transports sédimentaires et pouvant générer l'érosion du littoral et le recul du trait de côte (d'après Cazenave et Le Cozannet, 2014).

2001 : les coûts des défenses côtières ont progressé de 30 % entre 1986 et 2001 pour atteindre 3,2 milliards d'euros³. Or, des événements de submersions marines telles que la tempête *Xynthia* en 2010 (Pedreros et Garcin, 2012) ou celle de la mer du Nord en 1953 (Gerritsen, 2005) ont causé respectivement 50 et 2 500 décès. Ces événements rappellent que les pertes en vies humaines peuvent être sévères lors de submersions marines. Dans ce contexte où les menaces sont réelles et l'exposition forte, l'élévation du niveau de la mer ne peut qu'aggraver une situation déjà défavorable vis-à-vis des risques côtiers.

Des analyses de jeux de données marégraphiques ont montré que les niveaux marins extrêmes mondiaux s'élevaient en moyenne dans les mêmes proportions que l'élévation du niveau de la mer au cours du xx^e siècle (Menendez et Woodworth, 2010). Cependant, des niveaux extrêmes à la côte identiques auront un impact très différent sur la submersion marine, selon la topographie, l'évolution morphodynamique et la gestion de chaque zone côtière (Bilskie *et al.*, 2014). La situation est encore plus complexe pour l'érosion des côtes, processus résultant de l'action couplée de facteurs hydrodynamiques (vagues, courants, niveaux d'eau) et morphodynamiques (transport de sédiments hérités d'états antérieurs du système côtier), et qui peut être fortement perturbé par des actions anthropiques directes (construction de défenses côtières, mise en place de remblais, rechargements en sable) et indirectes (modification des processus de

transport sédimentaires dans les rivières via des extractions de sable ou la construction de barrages) (figure 10).

Il n'est pas possible pour le moment d'établir si l'élévation du niveau de la mer d'origine climatique a un effet mesurable sur le phénomène de recul du trait de côte (Cazenave et Le Cozannet, 2014). Il est primordial de caractériser le contexte hydrogéologique local, la recharge et d'éventuelles extractions d'eaux souterraines pour évaluer les impacts d'une élévation du niveau de la mer observée ou future. Dans l'ensemble, l'état des connaissances actuelles – certes partielles en raison d'un manque d'observations – suggère que les processus côtiers locaux demeurent aujourd'hui d'un ordre de grandeur supérieur aux effets de l'élévation du niveau de la mer d'origine climatique (Stive, 2004).

Quelles seront les conséquences futures de l'élévation du niveau de la mer qui se poursuivra inéluctablement au cours du xxi^e siècle ? Plusieurs études ont cherché à quantifier les effets de l'élévation du niveau de la mer à l'échelle du globe (par exemple, Hallegatte *et al.*, 2013 ; Hinkel *et al.*, 2014). Au regard des scénarios d'élévation du niveau de la mer et des observations côtière disponibles, la disparition généralisée de zones basses à travers le monde ne devrait pas intervenir dans les prochaines décennies. On assistera vraisemblablement davantage à une aggravation d'aléas côtiers déjà existants, notamment des submersions marines (Nicholls et Cazenave, 2010). De tels changements peuvent cependant nécessiter des adaptations importantes dans les zones côtières exposées : en l'absence d'adaptation, les coûts des dommages liés aux

submersions marines dans les plus grandes villes côtières mondiales deviendront si importants en 2050 qu'il sera indispensable de redimensionner leurs défenses côtières (Hallegatte *et al.*, 2013). À ces exemples emblématiques pour lesquels la seule solution acceptable consiste à maintenir le trait de côte et à se protéger des inondations, la question se pose d'initier un processus d'adaptation au changement climatique dans des zones où les coûts des dommages seront moins élevés et où plusieurs options sont envisageables (relocalisation d'enjeux, renforcement des défenses et maintien du trait de côte, protection de zones patrimoniales, etc.). Ces choix représentent souvent un coût important et des débats publics approfondis sont nécessaires pour définir les stratégies à mener. En France, de tels débats s'engagent dans le cadre de la mise en place des plans de prévention des risques littoraux, qui prennent désormais en compte des scénarios d'élévation du niveau de la mer de 20 et 60 cm pour limiter l'urbanisation des zones basses les plus exposées aux submersions marines.

Conclusion

L'étude du niveau de la mer, de ses variations passées, actuelles et futures est complexe et largement multidisciplinaire. Parmi les grands enjeux de la recherche actuelle en climatologie figure en bonne place l'amélioration des projections de la hausse future du niveau de la mer non seulement en moyenne globale mais aussi à l'échelle régionale. La poursuite de l'observation in situ et par satellite de toutes les composantes du système climatique impliquées dans la hausse du niveau de

3. www.euroSION.org

la mer est aussi cruciale pour bien comprendre les phénomènes climatiques en jeu et contraindre les modèles de climat, ainsi que la réponse de la Terre solide à la fonte passée et future des glaces continentales. Améliorer la connaissance des variations passées du

niveau des mers est aussi essentiel pour tester la capacité des modèles à simuler correctement l'ampleur et la vitesse de réaction des calottes de glace. Enfin, il est impératif d'aborder la question des impacts physiques et sociétaux de la hausse future du

niveau de la mer dans un cadre multidisciplinaire qui tient compte non seulement de l'évolution du climat mais aussi des facteurs anthropiques, du contexte géologique, de l'urbanisation, etc. Une tâche de grande ampleur mais qui s'impose aujourd'hui...

Bibliographie

- Ablain M., Cazenave A., Larnicol G., Balmaseda M., Cipollini P., Faugère Y., Fernandes M. J., Henry O., Johannessen J.A., Knudsen P., Andersen O., Legeais J., Meyssignac B., Picot N., Roca M., Rudenko S., Scharffenberg M.G., Stammer D., Timms G., Benveniste J., 2015. Improved sea level record over the satellite altimetry era (1993-2010) from the Climate Change Initiative Project. *Ocean Sci.*, 11, 67-82, doi: 10.5194/os-11-67-2015
- Berthier E., Vincent C., Durand G., Krinner G., 2011. Bilan de masse des glaciers et des calottes polaires. *Le climat à découvert. Outils et méthodes en recherche climatique* (C. Jeandel, R. Mosseri, eds). CNRS éditions.
- Bilskie M.V., Hagen S.C., Medeiros S.C., Passeri D.L., 2014. Dynamics of sea level rise and coastal flooding on a changing landscape. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 927-934, doi: 10.1002/2013GL058759
- Bird E.C.F., 1985. *Coastline Changes. A global review*. Wiley, New York, 219 p.
- Boucher O., Dufresne J.-L., Vial J., Brun É., Cattiaux J., Chauvin F., Salas y Méliá D., Voltaire A., Bopp L., Braconnot P., Ciais P., Yiou P., Guilyardi É., Mignot J., Guivarch C., 2015. Projection des changements climatiques futurs. *La Météorologie*, 88, 56-68.
- Cazenave A., Boubacar Dieng H., Munier S., Henry O., Meyssignac B., Palanisamy H., Llovel W., 2012. L'influence d'El Nino et de La Nina sur le niveau de la mer. *La Météorologie*, 79, 34-39.
- Cazenave A., Le Cozannet G., 2014. Sea level rise and coastal impacts. *Earth's Future*, 2, 15-34. doi: 10.1002/2013EF000188
- Cazenave A., Dieng H., Meyssignac B., von Schuckmann K., Decharme B., Berthier E., 2014. The rate of sea level rise. *Nat. Clim. Change*, 4, 358-361. doi: 10.1038/nclimate2159
- Chao B.F., Wu Y.H., Li Y.S., 2008. Impact of artificial reservoir water impoundment on global sea level. *Science*, 320, 212-214. doi: 10.1126/science.115458
- Church J.A., White N.J., 2011. Sea-level rise from the Late 19th to the Early 21st Century. *Surv. Geophys.*, 32, 585-602. doi: 10.1007/s10712-011-9119-1
- Church J.A., White N.J., Konikow L.F., Domingues C.M., Cogley J.G., Rignot E., Gregory J.M., van den Broeke M.R., Monaghan A.J., Velicogna I., 2011. Revisiting the Earth's sea-level and energy budgets from 1961 to 2008. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L18601. doi: 10.1029/2011gl048794
- Church J.A., Clark P.U., Cazenave A., Gregory J.M., Jevrejeva S., Levermann A., Merrifield M.A., Milne G.A., Nerem R.S., Nunn P.D., Payne A.J., Pfeffer W.T., Stammer D., Unnikrishnan A.S., 2013. Sea level change. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley, eds). Cambridge University Press, Cambridge, UK, New York, NY, USA.
- Deschamps P., Durand N., Bard E., Hamelin B., Camoin G., Thomas A.L., Henderson G.M., Okuno J.O., Yokoyama Y., 2012. Ice-sheet collapse and sea level rise at the Bølling warming 14,600 years ago. *Nature*, 483, 559-564. doi: 10.1038/nature10902
- Dumont M., Brun E., Picard G., Michou M., Libois Q., Petit J.-R., Geyer M., Morin S., Josse B., 2014. Contribution of light-absorbing impurities in snow to Greenland's darkening since 2009. *Nat. Geosci.*, 7, 509-512, doi: 10.1038/ngeo2180
- Dutton A., Lambeck K., 2012. Ice volume and sea level during the Last Interglacial. *Science*, 337, 216-219, doi: 10.1126/science.1205749
- Favier L., Durand G., Cornford S.L., Gudmundsson G.H., Gagliardini O., Gillet-Chaulet F., Zwinger T., Payne A.J., Le Brocq A.M., 2014. Retreat of Pine Island Glacier controlled by marine ice-sheet instability. *Nat. Clim. Change*, 4, 117-121. doi: 10.1038/nclimate2094
- Flament T., Rémy F., 2012. Dynamic thinning of Antarctic glaciers from along-track repeat radar altimetry. *J. Glaciol.*, 58, 830-840. doi: 10.3189/2012JoG11J118
- Gardner A.S., Moholdt G., Cogley J.G., Wouters B., Arendt A.A., Wahr J., Berthier E., Hock R., Pfeffer W.T., Kaser G., Ligtenberg S.R.M., Bolch T., Sharp M.J., Hagen J.O., van den Broeke M.R., Paul F., 2013. A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise: 2003 to 2009. *Science*, 340, 852-857. doi: 10.1126/science.1234532
- Gerritsen H., 2005. What happened in 1953? The Big Flood in the Netherlands in retrospect. *Phil. Trans. R. Soc. A*, 363, 1271-1291. doi: 10.1098/rsta.2005.1568
- Hallegette S., Green C., Nicholls R.J., Corfee-Morlot J., 2013. Future flood losses in major coastal cities. *Nat. Clim. Change*, 3, 802-806. doi: 10.1038/nclimate1979
- Hamlington B.D., Strassburg M.W., Leben R.R., Han W., Nerem R.S., Kim K.Y., 2014. Uncovering an anthropogenic sea-level rise signal in the Pacific Ocean. *Nat. Clim. Change*. doi: 10.1038/nclimate2307
- Han W., Meehl G.A., Hu A., Alexander M.A., Yamagata T., Yuan D., Ishii M., Pegion P., Zheng J., Hamlington B.D., Quan X.-W., Leben R.R., 2013. Intensification of decadal and multi-decadal sea level variability in the western tropical Pacific during recent decades. *Clim. Dyn.*, 43 (5-6), 1357-1379. doi: 10.1007/s00382-013-1951-1
- Hinkel J., Lincke D., Vafeidis A.T., Perrette M., Nicholls R.J., Tol R.S., Marzeion B., Fettweis X., Ionescu C., Levermann A., 2014. Coastal flood damage and adaptation costs under 21st century sea-level rise. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 111, 3292-3297. doi: 10.1073/pnas.1222469111
- Holland D.M., Thomas R.H., De Young B., Ribergaard M.H., Lyberth B., 2008. Acceleration of Jakobshavn Isbrae triggered by warm subsurface ocean waters. *Nat. Geosci.*, 1 (10), 659-664, doi: 10.1038/ngeo316
- IPCC 5th Assessment Report, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley, eds). Cambridge University Press, Cambridge, UK, New York, NY, USA., 1535 p. doi: 10.1017/CBO9781107415324
- 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. USA*, 108, 11017-11022. doi: 10.1073/pnas.1015619108
- Khan S.A., Kjær K.H., Bevis M., Bamber J.L., Wahr J., Kjeldsen K.K., Bjork A.A., Korsgaard N.J., Stearns L.A., van den Broeke M.R., Liu L., Larsen N.K., Muresan I.S., 2014. Sustained mass loss of the northeast Greenland ice sheet triggered by regional warming. *Nat. Clim. Change*, 4, 292-299. doi: 10.1038/nclimate2161
- Khodri M., Swingedouw D., Mignot J., Sicre M.A., Garnier E., Masson-Delmotte V., Ribes A., Terray L., 2015. Le climat du dernier millénaire. *La Météorologie*, 88, 36-47.
- Kopp R.E., Simons F.J., Mitrovica J.X., Maloof A.C., Oppenheimer M., 2009. Probabilistic assessment of sea level during the last interglacial stage. *Nature*, 462, 863-867. doi: 10.1038/nature08686

- Llovel W., Willis J.K., Landerer F.W., Fukumori I., 2014. Deep-ocean contribution to sea level and energy budget not detectable over the past decade. *Nat. Clim. Change*, 4(11), 1031-1035. doi: 10.1038/nclimate2387
- Marzeion B., Cogley J.G., Richter K., Parkes D., 2014. Attribution of global glacier mass loss to anthropogenic and natural causes. *Science*, 345, 919-921. doi: 10.1126/science.1254702
- Masson-Delmotte V., Schulz M., Abe-Ouchi A., Beer J., Ganopolski A., González Rouco J.F., Jansen E., Lambeck K., Luterbacher J., Naish T., Osborn T., Otto-Bliesner B., Quinn T., Ramesh R., Rojas M., Shao X., Timmermann A., 2013. Information from Paleoclimate Archives. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley, eds). Cambridge University Press, Cambridge, UK, New York, NY, USA.
- Masson-Delmotte V., Braconnot P., Kageyama M., Sepulchre P., 2015. Qu'apprend-on des grands changements climatiques passés ? *La Météorologie*, 88, 25-35.
- McGranahan G., Balk D., Anderson B., 2007. The rising tide: assessing the risks of climate change and human settlements in low elevation coastal zones. *Environ. Urban.*, 19, 1. doi: 10.1177/0956247807076960
- Menendez M., Woodworth P.L., 2010. Changes in extreme high water levels based on a quasi-global tide-gauge dataset. *J. Geophys. Res.*, 115, C10011. doi: 10.1029/2009JC005997
- Meysignac B., Becker M., Llovel W., Cazenave A., 2012a. An assessment of two-dimensional past sea level reconstructions over 1950-2009 based on tide-gauge data and different input sea level grids. *Surv. Geophys.*, 33, 945-972. doi: 10.1007/s10712-011-9171-x
- Meysignac B., Salas y Melia D., Becker M., Llovel W., Cazenave A., 2012b. Tropical Pacific spatial trend patterns in observed sea level: internal variability and/or anthropogenic signature? *Clim. Past*, 8, 787-802. doi: 10.5194/cp-8-787-2012
- Milne G.A., Gehrels W.R., Hughes C.W., Tamisiea M.E., 2009. Identifying the causes of sea-level change. *Nat. Geosci.*, 2 (7), 471-478. doi: 10.1038/ngeo544
- NEEM community members, 2013. Eemian interglacial reconstructed from Greenland folded ice core. *Nature*, 493, 489-494, doi: 10.1038/nature11789
- Nicholls R.J., Cazenave A., 2010. Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science*, 328 (5985), 1517-1520. doi: 10.1126/science.1185782
- Pedreras R., Garcin M., 2012. Le phénomène de submersion marine. In : *Gestion des risques naturels, Leçons de la tempête Xynthia* (V. Przulski, S. Hallegatte, eds). pp.47-56, Editions Quae.
- René P., 2013. Le suivi des glaciers dans les Pyrénées françaises. *La Météorologie*, 85, 28-34.
- Rignot E., Mouginot J., Morlighem M., Seroussi H., Scheuchl B., 2014. Widespread, rapid grounding line retreat of Pine Island, Thwaites, Smith, and Kohler glaciers, West Antarctica, from 1992 to 2011. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 3502-3509. doi: 10.1002/2014GL060140
- Scambos T.A., Berthier E., Haran T., Shuman C.A., Cook A.J., Ligtenberg S.R.M., Bohlander J., 2014. Detailed ice loss pattern in the northern Antarctic Peninsula: widespread decline driven by ice front retreats. *The Cryosphere*, 8(6), 2135-2145, doi:10.5194/tc-8-2135-2014
- Shepherd A., Ivins E. R., Geruo A., Barletta V. R., Bentley M. J., Bettadpur S. et al., 2012. A reconciled estimate of ice-sheet mass balance. *Science*, 338, 1183-1189. doi: 10.1126/science.1228102
- Slangen A.B.A., Carson M., Katsman C.A., van de Wal R.S.W., Kohl A., Vermeersen L.L.A., Stammer D., 2014. Projecting twenty-first century regional sea-level changes. *Clim. Change*, 124 (1-2), 317-332. doi: 10.1007/s10584-014-1080-9
- Stammer D., Cazenave A., Ponte R.M., Tamisiea M.E., 2013. Causes for contemporary regional sea level changes (C.A. Carlson, S.J. Giovannoni, eds) *Annu. Rev. Marine Sci.*, 5, 21-46. doi: 10.1146/annurev-marine-121211-172406
- Stive M.J.F., 2004. How important is global warming for coastal erosion? An editorial comment. *Clim. Change*, 64, 1-2. doi: 10.1023/B:CLIM.0000024785.91858.1d
- Tamisiea M.E., Mitrovica J.X., 2011. The moving boundaries of sea level change understanding the origins of geographic variability. *Oceanography*, 24, 24-39. doi: 10.5670/oceanog.2011.25
- Timmermann A., McGregor S., Jin F.-F., 2010. Wind effects on past and future regional sea level trends in the Southern Indo-Pacific. *J. Clim.*, 23(16), 4429-4437. doi: 10.1175/2010JCLI3519.1
- Wada Y., van Beek L.P.H., Weiland F.C.S., Chao B.F., Wu Y.H., Bierkens M.F.P., 2012. Past and future contribution of global groundwater depletion to sea-level rise. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L09402. doi: 10.1029/2012GL051230
- Woodroffe C.D., McGregor H.V., Lambeck K., Smithers S. G., Fink D., 2012. Mid-Pacific microatolls record sea level stability over the past 5000 yr. *Geology*, 40, 951-954. doi: 10.1130/G33344
- Woppelmann G., Letetrel C., Santamaria A., Bouin M.N., Collilieux X., Altamimi Z., Williams S.P.D., Miguez, B.M., 2009. Rates of sea-level change over the past century in a geocentric reference frame. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L12607. doi: 10.1029/2009GL038720
- Yin J., Griffies S.M., Stouffer R.J., 2010. Spatial variability of sea level rise in twenty-first century projections. *J. Clim.*, 23 (17), 4585-4607. doi: 10.1175/2010JCLI3533.1
-