

Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par l'Université Toulouse III - Paul Sabatier
Discipline ou spécialité : Océanographie Spatiale

Présentée et soutenue par Pierre Prandi
Le

Titre :

Analyse des variations du niveau de la mer dans la région Arctique et de ses impacts locaux et globaux

JURY

Ecole doctorale : SDUEE
Unité de recherche : CLS/DOS
Directeur de Thèse : Philippe Gaspar

SOMMAIRE

Sommaire	iii
Liste des abréviations	v
Introduction	1
1 Contexte et problématique	3
1.1 Les variations du niveau de la mer	5
1.1.1 Des paléoclimats	5
1.1.2 ...À la période contemporaine	8
1.1.3 Projections de la hausse future du niveau de la mer	12
1.2 Les mécanismes de la hausse du niveau de la mer	13
1.2.1 Effets stériques	13
1.2.2 Effets eustatiques	15
1.2.3 Bilan de la hausse du niveau de la mer global	21
1.3 Les moyens de mesure pour la période actuelle	25
1.3.1 Les données marégraphiques	25
1.3.2 Mesures in-situ de Température et de Salinité	28
1.3.3 Mesure du champ de masse : la mission spatiale GRACE	31
1.3.4 Altimétrie spatiale	32
1.4 L'Océan Arctique	38
1.4.1 Une brève histoire de l'exploration de l'Océan Arctique	39
1.4.2 Circulation océanique : généralités	41
1.4.3 Une région sensible au changement climatique	42
1.5 Les variations récentes du niveau de la mer dans la région Arctique	45
1.5.1 Revue de la littérature	45
1.5.2 Problématique(s)	48
Synthèse	50
2 Génération d'un jeu de données altimétriques régional	51
2.1 Analyse d'un jeu de données existant	53
2.1.1 Description des données utilisées	53
2.1.2 Couverture des données	54
2.1.3 Qualité des données altimétriques	59
2.2 Erreurs de l'altimétrie aux hautes latitudes	62
2.2.1 Erreurs de l'altimétrie aux échelles globales et régionales	62
2.2.2 Erreurs spécifiques à l'Océan Arctique	63
2.3 Retraitement régional des données altimétriques	74
2.3.1 Mesures instrumentales	74
2.3.2 Correction des données altimétriques le long de la trace	74
2.3.3 Assurer la stabilité de la série temporelle	85

2.3.4	Cartographie sur une grille régulière	88
2.4	Effet des retraitements	91
2.4.1	Une couverture spatio-temporelle améliorée	91
2.4.2	Qualité des données	94
2.4.3	Statistiques des différences	96
	Synthèse	101
3	Description de la variabilité observée dans l’Océan Arctique	103
3.1	Une première approche	105
3.1.1	Évolution temporelle en moyenne régionale	105
3.1.2	Répartition spatiale de la variabilité temporelle	106
3.1.3	Comparaison aux données marégraphiques	107
3.2	Tendances du niveau de la mer	109
3.2.1	Tendance régionale	109
3.2.2	Évaluation de l’incertitude	111
3.2.3	Carte des tendances	115
3.2.4	Comparaison aux données marégraphiques	120
3.3	Signaux annuels	125
3.3.1	En moyenne régionale	125
3.3.2	Distribution spatiale des amplitudes et phases	128
3.4	Variabilité inter-annuelle	135
3.4.1	Variabilité inter-annuelle en moyenne régionale	135
3.4.2	Distribution spatiale : Analyse en EOF des champs d’été	138
	Synthèse	142
4	Mécanismes	143
4.1	Variabilité du niveau de la mer stérique	145
4.1.1	Description des données analysées	145
4.1.2	Variabilité climatique du niveau moyen de la mer stérique et comparaison à l’altimétrie	147
4.2	Étude du bilan régional sur la période 2003–2009	155
4.2.1	Description des données utilisées	155
4.2.2	Calcul du bilan régional	156
4.2.3	Étude de la distribution spatiale	160
4.3	De la variabilité atmosphérique inter-annuelle dominante dans l’Arctique Russe ?	164
4.3.1	Variabilité altimétrique	164
4.3.2	Effets atmosphériques dans l’altimétrie	165
4.3.3	Variabilité forcée par le vent	167
	Synthèse	169
	Conclusions & Perspectives	171
	Bibliographie	175
A	Annexe : Cartes de SLA	187
B	Annexe : Article Prandi <i>et al.</i>, 2012	205
C	Annexe : Article Henry <i>et al.</i>, 2012	241
D	Annexe : Article Prandi <i>et al.</i>, 2012	267

LISTE DES ABBRÉVIATIONS

AARI	<i>Arctic and Antarctic Research Institute</i>
AO	<i>Arctic Oscillation, Oscillation Arctique</i>
AOI	<i>Arctic Oscillation Index, Indice d'Oscillation Arctique</i>
AOMIP	<i>Arctic Ocean Model Intercomparison Project</i>
AVISO	<i>Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data</i>
CLIVAR	<i>Climate Variability and Predictability</i>
CLS	Collecte Localisation Satellites
CNES	Centre National d'Études Spatiales
CSR	<i>Centre for Space Research</i>
DAC	<i>Dynamic Atmospheric Correction, Correction d'Atmosphère Dynamique</i>
DAI	<i>Dipole Anomaly Index</i>
DORIS	<i>Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite</i>
DUACS	<i>Data Unification and Altimeter Combination System</i>
ENSO	<i>El Niño Southern Oscillation</i>
EOF	<i>Empirical Orthogonal Functions</i>
GFZ	<i>Geoforschungszentrum</i>
GIA	<i>Glacial Isostatic Adjustment</i>
GPS	<i>Global Positionning System</i>
GRACE	<i>Gravity Recovery and Climate Experiment</i>
GSFC	<i>Goddard Space Flight Center</i>
IPCC	<i>Intergovermental Panel on Climate Change</i>
JPL	<i>Jet Propulsion Laboratory</i>
MEI	<i>Multivariation ENSO Index</i>
MSS	<i>Mean Sea Surface, Surface Moyenne Océanique</i>
NAO	<i>North Atlantic Oscillation, Oscillation Nord-Atlantique</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NSIDC	<i>National Snow and Ice Data Center</i>
PSMSL	<i>Permanent Service for Mean Sea Level</i>
PSU	<i>Practical Salinity Unit</i>
SLA	<i>Sea Level Anomaly, Anomalie de hauteur de mer</i>
SOI	<i>Southern Oscillation Index</i>
SSH	<i>Sea Surface Height, Hauteur de mer</i>

USO	<i>Ultra Stable Oscillator</i> , Oscillateur Ultra Stable
WOA	<i>World Ocean Atlas</i>
WOCE	<i>World Ocean Circulation Experiment</i>
WOD	<i>World Ocean Database</i>

« D'où vient donc cette étrange attirance de ces régions polaires, si puissante, si tenace qu'après en être revenu, on oublie les fatigues morales et physiques pour ne songer qu'à retourner vers elles ? »

JEAN-BAPTISTE CHARCOT

INTRODUCTION

Le niveau de la mer varie à des échelles de temps très différentes. De la houle avec une période de quelques secondes et une amplitude de quelques mètres aux phénomènes géologiques se déroulant sur des millions d'années avec des amplitudes de plusieurs centaines de mètres. Aux échelles de temps allant de quelques semaines à quelques décennies, le niveau de la mer permet d'étudier une variété importante de phénomènes océaniques : méso-échelle de la circulation océanique, circulation moyenne à grande échelle et tendances à long terme entre autres.

Concernant la tendance long terme, depuis 1950 environ les observations marégraphiques permettent de suivre la hausse du niveau moyen de la mer évaluée à 1.8 mm/an. Ce suivi est complété sur les 20 dernières années par des données altimétriques permettant une couverture quasi-globale de l'océan. À partir des données altimétriques, la hausse mesurée est d'environ 3 mm/an. La hausse du niveau moyen de la mer est un indicateur pertinent du réchauffement climatique car il intègre naturellement des contributions de l'ensemble du système climatique : l'océan, l'atmosphère, la cryosphère et l'hydrosphère.

La hausse du niveau de la mer représente aussi un enjeu économique et social majeur. En effet les conséquences sur les activités humaines et les populations d'une hausse du niveau de la mer sont potentiellement très importantes étant donnée la forte concentration de population dans une mince bande littorale. La connaissance des variations du niveau de la mer est donc importante, pour des raisons purement scientifiques comme pour des raisons sociales et économiques.

L'Arctique est une composante importante du système climatique dont l'influence exacte sur la circulation océanique comme atmosphérique est encore aujourd'hui mal connue. C'est aussi une région très sensible au réchauffement climatique où certains de ses effets comme la fonte de la banquise sont particulièrement visibles. Dans un tel contexte, la connaissance de la variabilité d'un indicateur tel que le niveau de la mer dans l'Océan Arctique et des mécanismes qui en sont responsables permettrait de mieux comprendre les changements rapides à l'œuvre dans la région.

Du fait d'un environnement particulièrement difficile l'observation de l'océan y est délicate et il y a donc peu de données disponibles et peu d'études sur le niveau de la mer. La télédétection du niveau de la mer par l'altimétrie spatiale permet de s'affranchir de ces conditions difficiles mais est affectée par d'autres sources d'incertitudes et n'a été que peu utilisée dans une perspective climatique à l'échelle de l'Océan Arctique.

Ce travail de thèse s'inscrit dans ce contexte : en s'appuyant sur les données issues de l'altimétrie spatiale, il contribue à une meilleure connaissance des variations du niveau de la mer dans la région Arctique ainsi que des mécanismes à l'origine de cette variabilité. Plusieurs questions ont guidé ce travail de thèse auxquelles, je l'espère, des éléments de réponse sont apportés dans ce manuscrit : quelle est la capacité de l'altimétrie spatiale à observer le niveau de la mer dans l'Océan Arctique ? Quelles sont les caractéristiques de la variabilité vue par l'altimétrie aux échelles climatiques ? Peut-on proposer des mécanismes pour expliquer la variabilité observée ?

Ce manuscrit s'articule en quatre parties principales.

Le premier chapitre est une introduction générale présentant le contexte dans lequel s'inscrit cette thèse. Tout d'abord les variations observées du niveau de la mer en moyenne globale ainsi que les causes de ces variations sont présentées. Ensuite les moyens dont disponibles à l'époque actuelle pour mesurer le niveau de la mer et pour en étudier les mécanismes sont décrits. Enfin les caractéristiques de la région Arctique et les changements qui y ont été observés récemment sont résumés, avec évidemment un intérêt particulier pour les variations du niveau de la mer.

Le deuxième chapitre est consacré à la génération d'un jeu de données d'anomalie du niveau de la mer dans la région Arctique à partir des mesures d'altimétrie spatiale. Après avoir étudié certaines limitations à l'utilisation des produits altimétriques globaux pour une analyse régionale dans l'Océan Arctique, des solutions sont proposées et mises en œuvre pour réduire les problèmes identifiés. Les différentes étapes de la génération d'un jeu de cartes régionales de niveau de la mer couvrant la période 1993-2009 sont ensuite décrites. Enfin les modifications apportées par la série de cartes issue du retraitement des mesure altimétriques sont analysées par rapport à un jeu de données global de référence.

Le troisième chapitre décrit la variabilité du niveau de la mer observée par l'altimétrie à partir du jeu de données régional précédemment décrit. Différentes échelles temporelles sont étudiées : haute-fréquence, signaux annuels, variabilité inter-annuelle et tendances à long-terme. Pour chaque signal considéré, des diagnostics régionaux (séries temporelles moyennes) et des études locales (cartes) sont effectués. La comparaison aux données marégraphiques permet de valider certaines caractéristiques de la variabilité observée par l'altimétrie.

Le quatrième et dernier chapitre s'intéresse aux causes de variabilité du niveau de la mer. L'utilisation combinée de champs de température et de salinité, de données de gravimétrie de la mission GRACE et de sorties de modèles permet en effet de proposer des mécanismes expliquant la variabilité observée à certaines échelles spatio-temporelles.

CONTEXTE ET PROBLÉMATIQUE

1

SOMMAIRE

1.1	LES VARIATIONS DU NIVEAU DE LA MER	5
1.1.1	Des paléoclimats	5
1.1.2	...À la période contemporaine	8
1.1.3	Projections de la hausse future du niveau de la mer	12
1.2	LES MÉCANISMES DE LA HAUSSE DU NIVEAU DE LA MER	13
1.2.1	Effets stériques	13
1.2.2	Effets eustatiques	15
1.2.3	Bilan de la hausse du niveau de la mer global	21
1.3	LES MOYENS DE MESURE POUR LA PÉRIODE ACTUELLE	25
1.3.1	Les données marégraphiques	25
1.3.2	Mesures in-situ de Température et de Salinité	28
1.3.3	Mesure du champ de masse : la mission spatiale GRACE	31
1.3.4	Altimétrie spatiale	32
1.4	L'OCÉAN ARCTIQUE	38
1.4.1	Une brève histoire de l'exploration de l'Océan Arctique	39
1.4.2	Circulation océanique : généralités	41
1.4.3	Une région sensible au changement climatique	42
1.5	LES VARIATIONS RÉCENTES DU NIVEAU DE LA MER DANS LA RÉGION ARCTIQUE	45
1.5.1	Revue de la littérature	45
1.5.2	Problématique(s)	48
	SYNTHÈSE	50

PRÉAMBULE

L'objet de ce travail de thèse est l'étude d'une variable climatique, le niveau de la mer, dans une région dont le climat connaît des modifications importantes et rapides, l'Océan Arctique. Dans un premier temps on replace ce sujet dans le contexte scientifique actuel, pour le niveau de la mer comme pour la région Arctique.

En premier lieu la variable étudiée est présentée : Quelle est la variabilité du niveau de la mer à l'échelle du globe ? à quelles échelles temporelles ? Les investigations menées au cours de cette thèse se limitent aux dix-sept années comprises entre Janvier 1993 et Décembre 2009. Sur cette période, quelle est la variabilité observée ? et quels mécanismes en sont à l'origine ?

La question de la mesure a été centrale au cours de ces trois années de thèse. Les instruments et méthodes à notre disposition permettant d'estimer tout ou partie du niveau de la mer sont rapidement présentés.

Enfin la région d'étude, l'Océan Arctique, dont l'environnement inhospitalier la laissait encore largement inexplorée il y a un siècle est introduite. Au cours des dernières décennies, les modifications climatiques qui y sont à l'œuvre ont reçu une attention importante. Certaines composantes du système climatique connaissent en effet des modifications rapides et de grande amplitude.

Malgré l'intérêt du niveau de la mer comme indicateur climatique et les préoccupations légitimes sur l'évolution des régions Arctiques, la synthèse de la littérature sur la variabilité du niveau de la mer dans l'Océan Arctique montrera que les connaissances sur cette variable pourtant essentielle sont limitées.

1.1 LES VARIATIONS DU NIVEAU DE LA MER

Le niveau de la mer n'est pas constant. À un endroit donné, il varie à des échelles de temps très différentes en réponse à différents forçages agissant eux aussi à des échelles temporelles très différentes. Certaines de ces variations sont facilement identifiables par un observateur humain attentif. Par exemple l'effet du vent à la surface de la mer génère de la houle, une onde d'élévation locale du niveau de la mer avec une période de quelques dizaines de secondes.

À une autre échelle facilement compréhensible pour l'être humain, la marée océanique est une variation en général diurne ou semi-diurne de la hauteur de mer. Mais d'autres phénomènes sont à l'origine des variations du niveau de la mer à des périodes beaucoup plus longues. Ainsi Pugh (2004) propose une synthèse des différentes échelles de variation du niveau de la mer sur la figure 1.1.

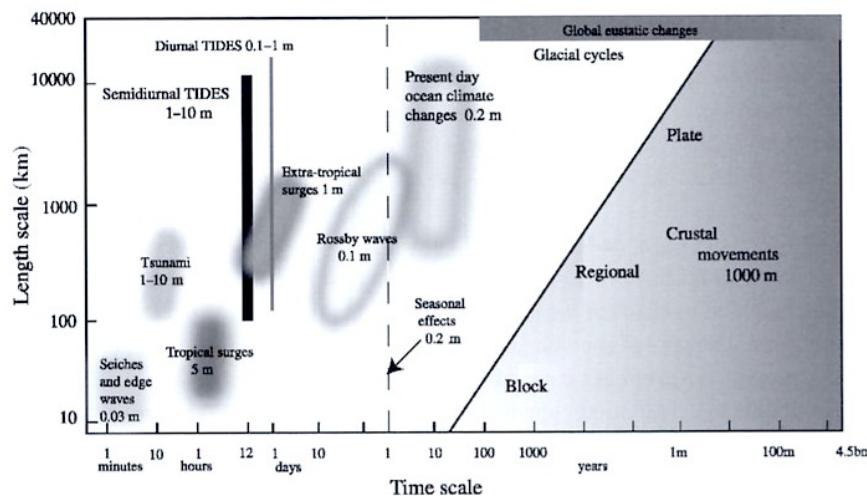


FIG. 1.1 – *Les principales échelles spatiales et temporelles de variabilité du niveau de la mer, d'après (Pugh, 2004)*

Dans ce travail de thèse, nous nous sommes concentrés sur des variations aux échelles climatiques, c'est à dire variant de la saison à la dizaine d'années. Toutefois les mesures intègrent toutes les échelles temporelles, des plus hautes au plus basses fréquences, qui ont donc un impact sur notre problème. Il est alors important de présenter succinctement les principales échelles de la variabilité du niveau de la mer, afin de replacer dans son contexte le travail présenté dans ce manuscrit.

1.1.1 DES PALÉOCLIMATS . . .

LES TEMPS GÉOLOGIQUES

Les échelles géologiques correspondent à des phénomènes ayant des périodes de plusieurs millions d'années. À de telles échelles les variations relatives du niveau de la mer sont déduites d'analyses stratigraphiques effectuées dans des bassins sédimentaires. Ces analyses permettent d'estimer les variations du niveau de la mer au cours des 600 derniers millions d'années sur la planète.

À ces échelles de temps les variations sont principalement gouvernées par la tectonique des plaques qui modifie la forme et le volume des bassins océaniques, ouvre et ferme des océans entiers. Les variations relatives enregistrées par les séries sédimentaires au cours de ces millions d'années sont présentées en figure 1.2 d'après Hallam (1984).

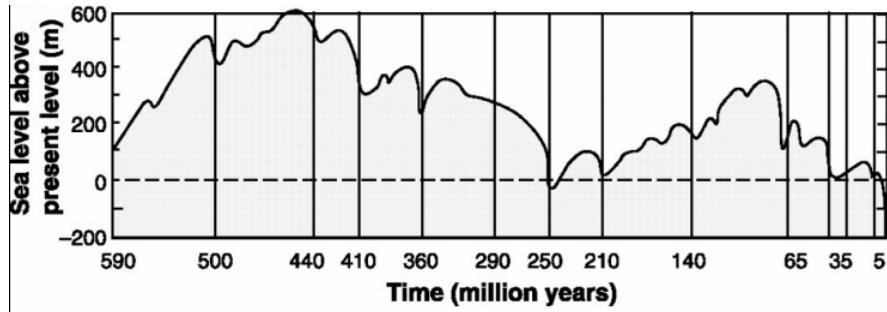


FIG. 1.2 – Variations du niveau de la mer au cours de 600 derniers millions d'années estimées par analyse de couches sédimentaires d'après (Hallam, 1984) extrait de (Lambeck et Chappell, 2001)

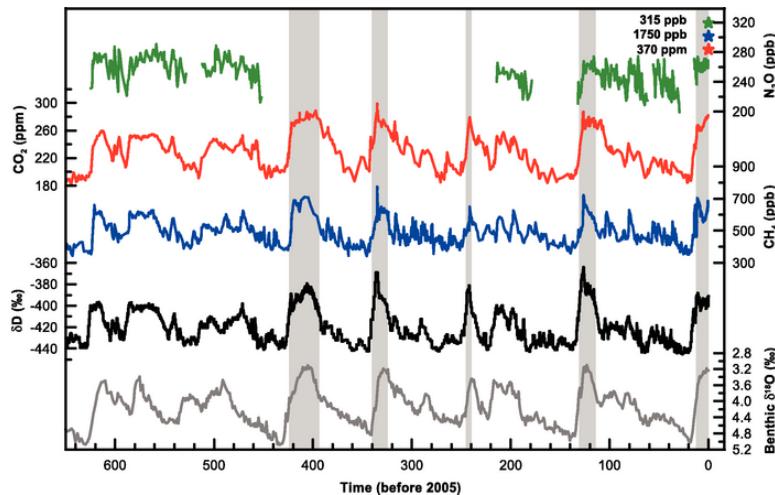


FIG. 1.3 – Séries temporelles de différents indicateurs climatiques au cours des 600000 dernières années, la courbe grise représente le rapport isotopique de O^{18} , un proxy pour le niveau moyen de la mer. Source IPCC AR4

Au cours de ces 600 millions d'années, des variations du niveau de la mer d'amplitudes très importantes pouvant aller jusqu'à plusieurs centaines de mètres ont eu lieu, mais sur des périodes très longues, de l'ordre de plusieurs millions d'années. Les variations du niveau marin sont donc considérées comme très lentes, de l'ordre de 0.01 mm/an pour cet effet géologique. En moyenne sur cette période, il est estimé que le niveau de la mer était supérieur au niveau actuel.

L ÈRE QUATERNNAIRE

Plus proche de nous, l'ère Quaternaire couvre les deux derniers millions d'années environ. Pendant cette période le climat est marqué par l'alternance cyclique de périodes glaciaires et interglaciaires caractérisée par des variations importantes (plusieurs degrés) de la température de surface du globe. La théorie des cycles de Milankovitch (Milankovitch, 1941) propose une explication pour ces cycles basée sur les variations périodiques des paramètres orbitaux de la Terre entraînant des variations de l'ensoleillement. L'alternance de ces périodes glaciaires et inter-glaciaires est en particulier étudiée grâce aux forages réalisés dans la calotte Antarctique qui constituent une sorte d'archive des climats passés permettant de remonter jusqu'à 740000 ans. Par exemple le rapport isotopique de l'oxygène $\delta O^{18}/O^{16}$ de l'air emprisonné dans la glace est représentatif de la température ambiante lors de la formation de la couche de glace. On peut ainsi reconstituer une histoire de certains paramètres physico-chimiques des climats passés telle que celle représentée en figure 1.3.

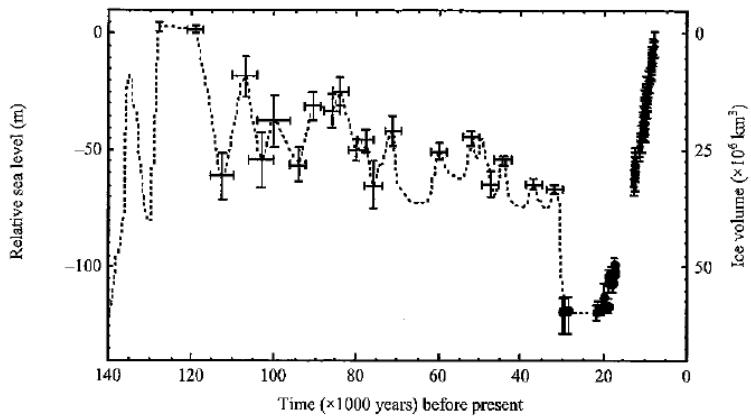


FIG. 1.4 – Variations du niveau de la mer au cours du dernier cycle interglaciaire

Au cours de ces cycles, les variations du niveau de la mer sont principalement gouvernées par les variations du volume de glace présent à la surface de la planète. Plusieurs techniques permettent d'avoir une image relativement détaillée du niveau de la mer au cours du Quaternaire. L'étude du rapport isotopique $\delta O^{18}/O^{16}$ des carapaces de foraminifères benthiques prélevés dans des carottes sédimentaires nous renseigne sur la concentration en O^{18} de l'océan au moment de leur création. Au cours d'une période froide, une importante couche de glace, pauvre en O^{18} se forme aux pôles. Par conséquent l'océan s'enrichit en cet isotope qui se retrouve dans les carapaces de ces organismes marins. Ainsi les variations de $\delta O^{18}/O^{16}$ sont corrélées aux variations de volume de glace et aux variations du volume d'eau liquide dans les bassins océaniques, donc aux variations relatives du niveau de la mer. Sur la figure 1.3, la courbe grise présente les variations de ce rapport isotopique de l'oxygène.

Pour la période écoulée depuis le dernier épisode interglaciaire, l'étude de récifs fossilisés et formant de nos jours des terrasses émergées sous l'effet des mouvements tectoniques permet d'avoir une idée encore plus précise des variations du niveau de la mer. Ainsi Lambeck et Chappell (2001) proposent en figure 1.4 un historique du niveau de la mer pour les 140000 dernières années obtenu grâce aux données recueillies dans la péninsule de Huon en Papouasie Nouvelle Guinée et en Australie Occidentale. Le dernier interglaciaire, correspondant à un niveau de la mer élevé, est ainsi daté d'il y a environ 130000 ans. Il a été suivi d'une série de fluctuations de plus en plus basses du niveau de la mer jusqu'au dernier maximum glaciaire atteint il y en environ 25000 ans. Les estimations indiquent que le niveau de la mer était alors inférieur au niveau actuel de 130 mètres.

DEPUIS LE DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE

Le dernier maximum glaciaire, correspondant à un minimum du niveau de la mer a été atteint il y environ 25000 ans. Celui-ci a été suivi d'un épisode de fonte rapide des glaces polaires à partir de 19000 ans avant notre ère associé à une forte hausse du niveau de la mer qui s'est ensuite stabilisé à un niveau proche du celui connu actuellement il y a 6000 ans et a peu évolué ensuite (*e.g.* Lambeck et Chappell (2001)). L'évolution du niveau de la mer estimée à partir de la combinaison de données issues de plusieurs sites d'exploration sur la planète est résumée sur la figure 1.5. Le panneau de gauche (1.5a) représente toute la période de déglaciation tandis que le panneau de droite (1.5b) est un zoom sur les neuf derniers millénaires.

Cette dernière déglaciation est la mieux connue. En effet, en plus des indications fournies par les études géologiques, on dispose d'indices archéologiques extrêmement précieux. Par exemple les parois de la grotte Cosquer sont ornées de peintures réalisées entre 27000 et 19000 ans avant notre ère. L'entrée de cette grotte se situe aujourd'hui à 37 mètres sous le niveau de la

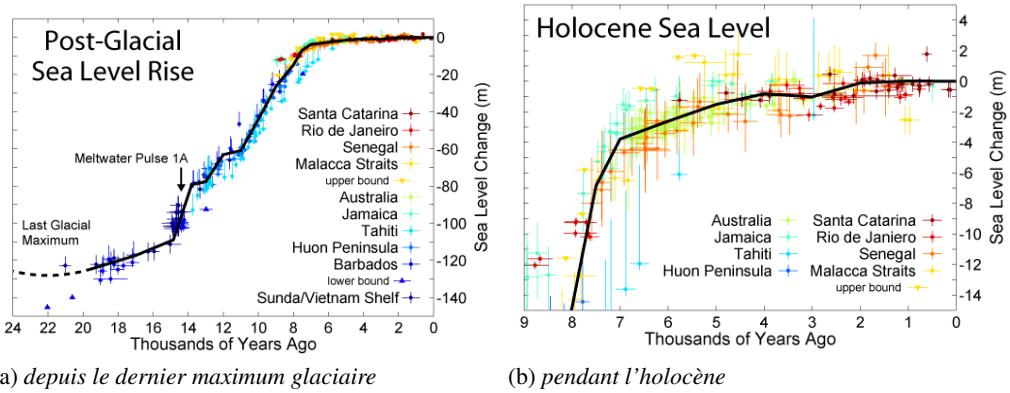


FIG. 1.5 – Courbes d'évolution du niveau de la mer (a) depuis le dernier maximum glaciaire et (b) au cours de l'Holocène. Source R. A. Rohde pour le Global Warming Art Project d'après les données publiées par Fleming et al. (1998), Fleming (2000), Milne et al. (2005), Morhange et al. (2001)

mer. Cette grotte représente le plus ancien indice archéologique connu permettant de connaître le niveau de la mer en Méditerranée. Certaines constructions humaines dont le fonctionnement dépend directement de l'élévation par rapport au niveau de la mer fournissent aussi des informations. C'est le cas de puits immergés au large d'Israël indiquant une élévation progressive du niveau de la mer depuis 8000 ans, ou de bassins à poissons de l'époque romaine dont le fonctionnement est bien décrit et dont certains éléments comme les grilles de communication avec la pleine mer étaient précisément positionnés par rapport au niveau de la mer à l'époque de leur construction.

Au cours de cette période, les études s'accordent sur une hausse rapide du niveau de la mer sur une période allant de 15000 à 7000 ans avant notre ère, en réponse à l'augmentation de la température globale et à la fonte des glaces continentales. La vitesse d'élévation moyenne du niveau de la mer sur cette période atteignant 10 mm/an. Cette élévation a été ponctuée par plusieurs évènements courts et brutaux connus sous le nom de Melt Water Pulse (MWP ou impulsion de fonte). Par exemple MWP-1A et MWP-1B datés respectivement à 14000 et 11500 ans avant notre ère (e.g. Bard *et al.* (2010)). Si la datation précise du début et de la fin de ces épisodes est délicate, on estime quand même que la hausse du niveau de la mer pouvait atteindre plusieurs dizaines de millimètres par an, en réponse à la perte de masse très rapide de certains glaciers. Il y a près de 6000 ans, le niveau de la mer s'est stabilisé à un niveau proche du niveau actuel. Il n'a que peu évolué depuis, à des vitesses inférieures à 1 mm/an et se réduisant progressivement pour atteindre 0.2 mm/an au cours du millénaire précédent le vingtième siècle.

1.1.2 ...À LA PÉRIODE CONTEMPORAINE

Le début de la période contemporaine telle que définie ici débute avec le vingtième siècle. Pour cette période, on dispose d'instrument dédiés à la mesure du niveau de la mer. Ce sont d'abord les marégraphes qui sont progressivement installés sur les côtes mondiales. Puis l'avènement de l'altimétrie spatiale au début des années 90 qui va devenir l'instrument privilégié de la mesure du niveau de la mer. Ces techniques sur lesquelles nous reviendrons un peu plus tard, sont utilisées pour étudier avec la plus grande précision possible l'évolution récente du niveau de la mer.

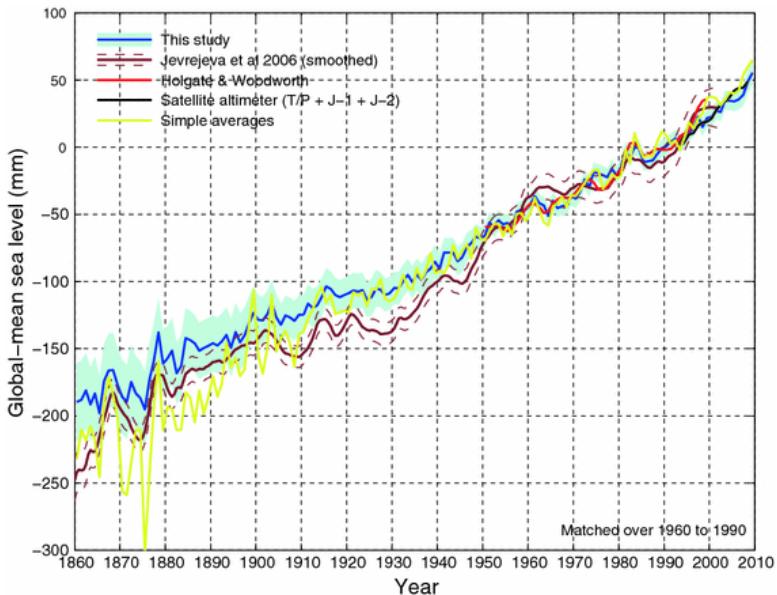


FIG. 1.6 – Deux estimations du niveau moyen de la mer à partir des données marégraphiques obtenues par différentes études (bleu : (Church et White, 2011), marron : (Jevrejeva et al., 2006), rouge : (Holgate, 2007), noir : altimétrie, jaune : moyennage). D’après (Church et White, 2011)

VARIABILITÉ DU NIVEAU MOYEN GLOBAL DE LA MER

VUE PAR LES DONNÉES MARÉGRAPHIQUES

Depuis 1850 environ la distribution des stations marégraphiques autour de l’océan global permet d’estimer la hausse du niveau de la mer. Plusieurs approches ont été utilisées par différents groupes. D’abord par moyennage des tendances observées par différentes stations (Douglas, 2001, Holgate et Woodworth, 2004, Holgate, 2007), sous l’hypothèse que tous les points du globe voient une même tendance de l’océan qui peut-être estimée si les séries temporelles sont suffisamment longues (plus de 60 à 70 ans (Douglas, 2001)) et soigneusement sélectionnées. Ensuite en utilisant des techniques de reconstruction (Church *et al.*, 2004, Church et White, 2006, 2011) combinant une information sur la variabilité spatiale obtenue par exemple par altimétrie à l’information temporelle des séries marégraphiques. Cette méthode présente le grand avantage de pouvoir utiliser un plus grand nombre de stations, même si les séries correspondantes sont courtes ou discontinues. Enfin Jevrejeva *et al.* (2006) combinent plusieurs stations observant la même dynamique dans la même région pour créer des « stations virtuelles » dont les mesures sont ensuite moyennées.

De toutes ces approches, il se dégage un consensus pour dire qu’au cours du vingtième siècle, le niveau de la mer s’est élevé à une vitesse proche de 2 mm/an. Sur la période 1950-2000, les dernières études établissent une hausse de 1.8 ± 0.3 mm/an. La comparaison entre différentes estimations est présentée en figure 1.6.

Plusieurs longues séries marégraphiques européennes montrent une accélération de la hausse du niveau de la mer au cours des dix-neuvième et vingtièmes siècles. Savoir si le niveau global connaît aussi une accélération semblable est une question cruciale. Une accélération de 0.013 ± 0.006 mm/an² est détectée par (Church et White, 2006) sur la période 1870-2004, tandis que (Jevrejeva *et al.*, 2008) analysant une reconstruction remontant à 1700 rapportent une accélération de ~ 0.01 mm/an². Toutefois la discussion sur cette accélération est toujours d’actualité car s’il semble bien y avoir eu une accélération entre le dix-neuvième et le vingtième siècle, d’autres périodes ont connu des hausses plus faibles comme dans les années 1960 (Woodworth *et al.*, 2009). Le peu de données marégraphiques ainsi que les limitations dues à

l'échantillonnage spatial de plus en plus faible que réalise le réseau de marégraphes quand on remonte dans le temps doivent mener à la plus grande prudence (Mitchum *et al.*, 2010).

VUE PAR ALTIMÉTRIE SPATIALE

L'avènement de l'altimétrie spatiale à partir des années 90 a considérablement modifié notre connaissance du niveau de la mer. Le principe de mesure des altimètres sera détaillé dans une partie suivante. Il suffit ici de souligner que l'altimétrie spatiale permet depuis le lancement de la mission TOPEX/Poseïdon en Octobre 1992 une observation précise, quasi-globale, à haute résolution spatiale et temporelle du niveau de l'océan. La courbe d'évolution du niveau de la mer calculée par le CNES, CLS et le LEGOS et distribuée par le service *Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data* (AVISO) est présentée en figure 1.7. Plusieurs groupes traitent les données altimétriques dans la perspective de caractériser l'évolution climatique du niveau moyen de la mer. Si les courbes produites par ces différentes équipes peuvent être légèrement différentes, il y a un consensus sur la valeur de la tendance estimée autour de 3 mm/an (3.17 mm/an pour la courbe du niveau moyen de la mer AVISO).

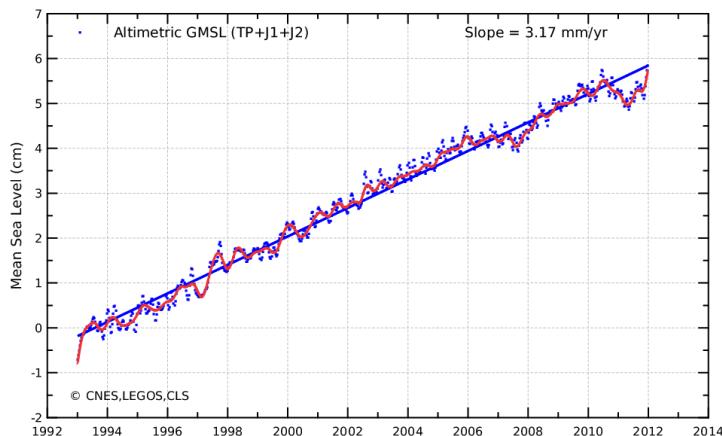


FIG. 1.7 – Courbe d'évolution du niveau moyen global de la mer à partir des données des satellites de référence, les signaux annuels ont été retirés. Source AVISO

Cette valeur de tendance représente une augmentation sensible par rapport aux vitesses de hausse du niveau de la mer estimées dans le passé. On constate également que la variabilité inter-annuelle est faible, les déviations par rapport à la tendance linéaire sont limitées. L'estimation de l'incertitude associée à cette tendance est une problématique cruciale, par exemple pour savoir si l'on peut détecter une éventuelle accélération de la hausse. Ablain *et al.* (2009a) estiment que l'incertitude associée à la tendance globale est de 0.6 mm/an dans un intervalle de confiance à 90%.

VARIABILITÉ RÉGIONALE DE LA HAUSSE DU NIVEAU DE LA MER

Mais l'immense apport de l'altimétrie spatiale à l'étude de la hausse du niveau de la mer c'est l'accès à la dimension spatiale. La distribution spatiale nécessairement limitée des données marégraphiques ne permettait pas d'appréhender la distribution régionale de la hausse du niveau de la mer. On estimait alors que cette hausse était uniformément répartie sur le globe. La carte des tendances du niveau de la mer calculée à partir de 18 ans de données altimétriques présentée en figure 1.8 montre une très grande diversité régionale de ces tendances. Sur cette carte, de

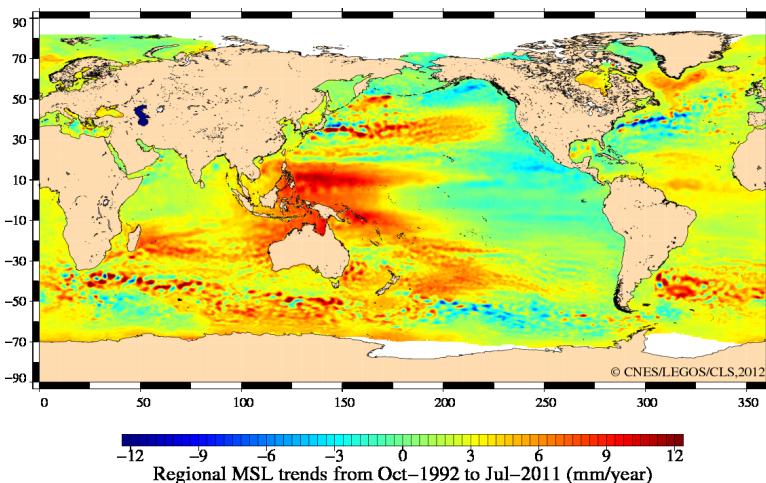


FIG. 1.8 – Carte des tendances régionales du niveau de la mer estimées à partir de 18 ans de données altimétriques. Source AVISO

larges portions de l’Océan Arctique apparaissent en blanc indiquant une absence d’information dans cette région.

Une question importante est de savoir si la distribution spatiale de la hausse du niveau de la mer constitue une réponse stable au changement climatique actuel ou s’il s’agit de la signature d’une variabilité de basse fréquence que la longueur de la période altimétrique ne permet pas de résoudre. Les méthodes de reconstruction combinant une information spatiale provenant de l’altimétrie ou de modèles et une information temporelle provenant des données marégraphiques permettent de reconstituer des cartes du niveau de la mer jusqu’en 1950 (e.g. Church *et al.* (2004)). La carte des tendances sur la période 1950-2009 reconstruite par Meyssignac *et al.* (2012) est présentée en figure 1.9. Les différences de distribution spatiale des tendances par rapport à figure 1.8 sont importantes, suggérant que les tendances observées par l’altimétrie sont marquées par de la variabilité basse fréquence de l’océan qui n’est pas résolue sur la courte période d’observation.

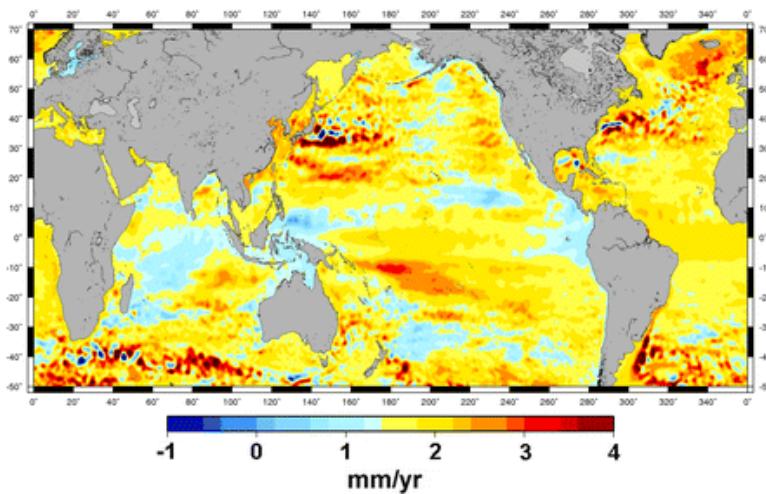


FIG. 1.9 – Carte des tendances du niveau de la mer sur la période 1950-2009 calculée par Meyssignac *et al.* (2012)

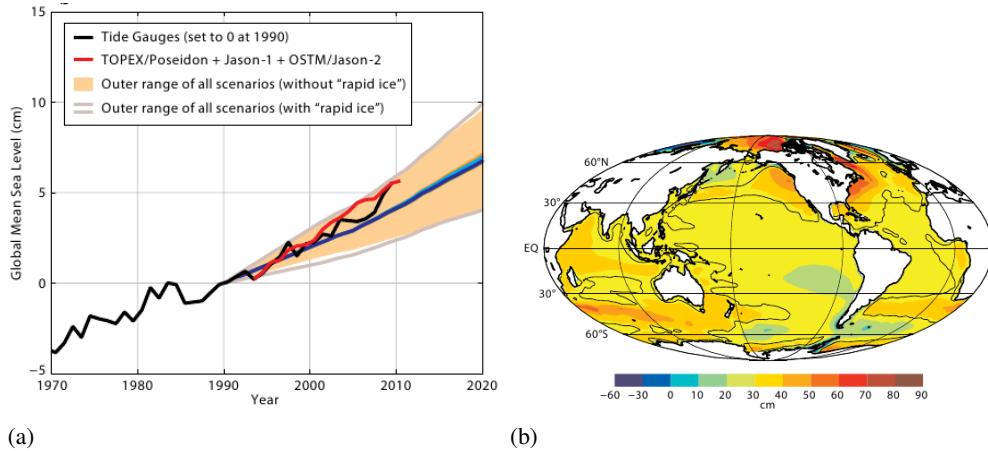


FIG. 1.10 – (a) observations et projections de la hausse globale du niveau de la mer à l'horizon 2020 et (b) distribution spatiale de la hausse du niveau de la mer à l'horizon 2090. Source (Church et al., 2011a)

1.1.3 PROJECTIONS DE LA HAUSSE FUTURE DU NIVEAU DE LA MER

Il est maintenant reconnu que la hausse du niveau de la mer est une conséquence du réchauffement climatique actuel (*Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC), Bindoff *et al.* (2007)). Si les moyens de mesure permettent maintenant de connaître avec précision le niveau de la mer en temps quasi-réel, des efforts importants sont faits pour estimer la hausse à venir. Le dernier rapport de l'IPCC, publié en 2007, a réalisé une synthèse des sorties des modèles climatiques. La moyenne des modèles suggère une hausse de 40 cm en moyenne globale à l'horizon 2100. La figure 1.10 résume les projection de l'IPCC.

Depuis la publication de ce rapport, plusieurs études basées sur des modèles semi-empiriques ont été publiées (Rahmstorf, 2007, Vermeer et Rahmstorf, 2009, Grinsted *et al.*, 2010) et suggèrent que la hausse pourrait être bien plus importante. Ces modèles font l'hypothèse d'un équilibre entre température globale et niveau de la mer. Les données paléoclimatiques permettant d'évaluer les coefficients de la relation liant les deux variables, cette relation est ensuite appliquée aux estimations de hausse de la température globale. Ces nouveaux modèles suggèrent que la hausse pourrait atteindre un mètre et plus, soit plus de deux fois la hausse prévue par l'IPCC.

1.2 LES MÉCANISMES DE LA HAUSSE DU NIVEAU DE LA MER

Le développement des systèmes de mesure permet maintenant de mieux observer les variations du niveau de la mer. Mais si l'observation est indispensable, elle ne peut se passer de la compréhension des mécanismes à l'origine de cette variabilité. Dans cette partie nous présentons les causes à l'origine de la hausse du niveau de la mer.

D'une manière générale, on peut décomposer la variation du niveau de la mer en trois termes selon l'équation 1.1, où H désigne une hauteur.

$$\Delta H_{total} = \Delta H_{volume} + \Delta H_{stérique} + \Delta H_{masse} \quad (1.1)$$

Dans cette relation, la variation du niveau de la mer ΔH_{total} est la somme d'un terme de volume ΔH_{volume} correspondant à l'effet de la variation du volume des bassins océaniques sous l'effet des processus tectoniques, d'un terme stérique $\Delta H_{stérique}$ correspondant aux variations de la hauteur de la colonne d'eau sous l'effet des changements de densité et d'un terme de masse (ou eustatique) ΔH_{masse} correspondant à la variation de la masse d'eau dans l'océan par échange avec les autres réservoirs. Aux échelles de temps inter-annuelles à décennales qui ont été étudiées au cours de ce travail, on peut négliger les variations de volume des bassins et la variation du niveau de la mer se réduit à la somme des effets stériques et eustatiques.

1.2.1 EFFETS STÉRIQUES

Les océans sont une composante majeure du système climatique, stockant d'immenses quantités de chaleur. On estime (Bindoff *et al.*, 2007) que plus de 90% de la chaleur absorbée par la Terre sous l'effet du réchauffement climatique au cours de ces 50 dernières années l'a été par l'océan. En se réchauffant l'océan se dilate et participe à la hausse du niveau de la mer. Cette dilatation dépend de la température, de la salinité et de la pression. Une colonne d'eau de mer de 1000 mètres grandit d'un à deux centimètres pour un réchauffement de 0.1°C. Les variations de température (effet thermostérique) et de salinité (effet halostérique) jouent un rôle dans cette dilatation en modifiant la densité de l'eau de mer. Toutefois, si les variations de salinité sont importantes pour les variations régionales, en moyenne globale l'expansion thermostérique est le facteur dominant.

Les estimations des variations stériques sont calculées à partir de la base de données *World Ocean Database* (WOD), synthétisant les données de température et salinité de subsurface et dont les versions se sont succédées au cours des années (Conkright *et al.*, 2002). Les différences entre les différentes estimations proviennent essentiellement du contrôle qualité et des traitements appliqués aux données. Plusieurs travaux ont progressivement permis de détecter, quantifier et corriger certaines erreurs : dans le traitement des données (Lombard *et al.*, 2005), sur l'impact de l'échantillonnage inégal de l'océan (Gille, 2008) ou sur la vitesse de chute des sondes dans l'eau faussant les profondeurs (Wijffels *et al.*, 2008). Plus l'on remonte dans le temps, plus les estimations sont impactées par une couverture des données faible et fortement biaisée vers l'hémisphère Nord. Avec le déploiement progressif du réseau Argo (Roemmich *et al.*, 2009) de flotteurs profilants autonomes depuis le début des années 2000, la situation s'est améliorée et la couverture est quasi-globale.

Les dernières estimations de la hausse stérique par (Domingues *et al.*, 2008, Ishii et Kimoto, 2009, Levitus *et al.*, 2009) sont en bon accord, montrant un changement faible avant le milieu des années 70 suivi d'une hausse plus rapide. Sur la plus longue période d'étude disponible, 1951-2005, Ishii et Kimoto (2009) calculent une tendance de 0.26 ± 0.05 mm/an. Plus récemment une étude utilisant la dernière version de la base de données de température et de salinité (WOD09) ainsi que les données collectées jusqu'en 2010 a ré-estimé la hausse thermostérique

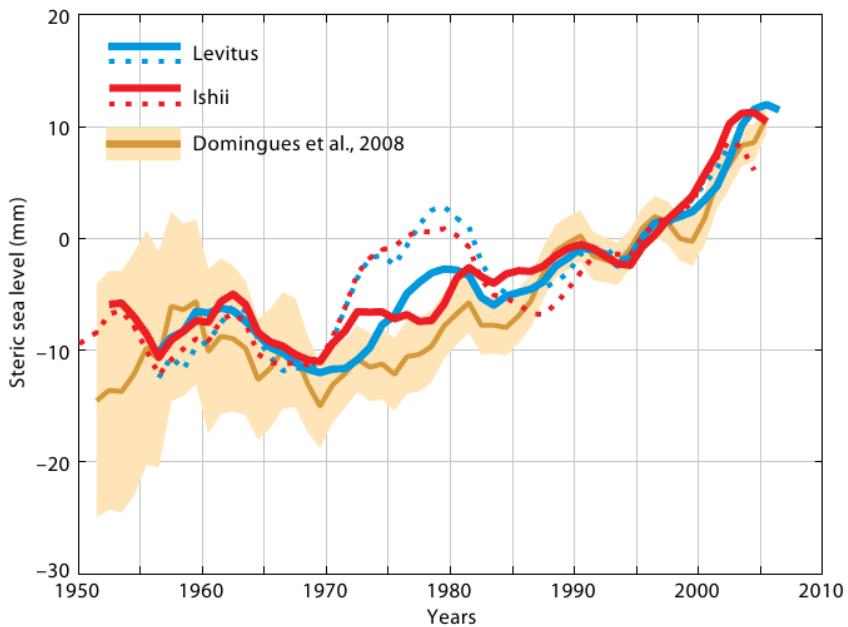


FIG. 1.11 – Estimation de la variabilité stérique du niveau de la mer depuis 1950 par différents groupes, avec et sans correction pour la vitesse de chute des sondes. Source (Johnson et Wijffels, 2011)

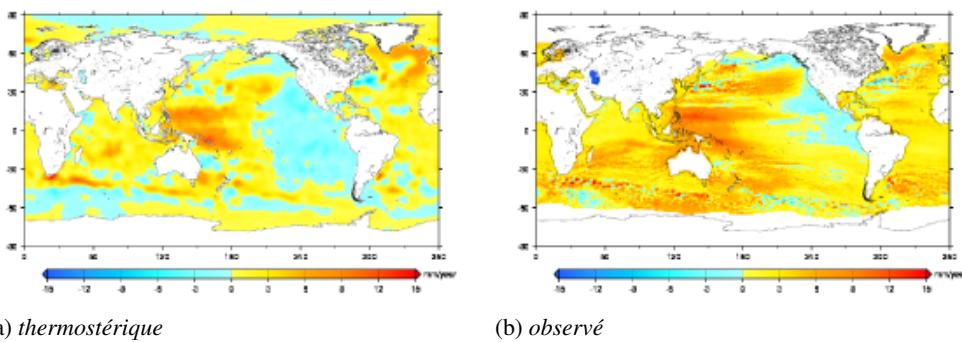


FIG. 1.12 – Cartes des tendances du (a) du niveau de la mer thermostérique estimé à partir des données de Levitus et (b) du niveau de la mer observé par altimétrie sur la période 1993-2009

du niveau de la mer (Levitus *et al.*, 2012). Sur la période 1955-2010 la tendance est alors estimée à 0.41 mm/an pour les 700 premiers mètres de l'océan. Sur la période 1993–2010, la hausse stérique explique environ 30% de la hausse totale observée par l'altimétrie, soit autour de 1 mm/an (*e.g.* Cazenave et Llovel (2010), Meyssignac *et al.* (2012)).

En plus de la moyenne globale, les effets stériques permettent d'expliquer une grande partie de la variabilité régionale du niveau de la mer observée par l'altimétrie. Lombard *et al.* (2006) ont estimé les variations du niveau de la mer thermostérique à partir de quatre bases de données différentes sur la période 1993-2003. Ils ont établi une corrélation entre les structures de la hausse thermostérique et les structures observées par altimétrie spatiale. Deux cartes de tendances altimétriques et thermostériques sont présentées en figure 1.12. On retrouve dans la carte des tendances thermostériques de la figure 1.12a certaines des structures observées par l'altimétrie (figure 1.12b) : dipôle du Pacifique, Atlantique Nord, ...

Il subsiste des différences entre les deux cartes, les variations du niveau thermostérique n'expliquant pas la totalité du signal observé par l'altimétrie. Plusieurs explications peuvent être soulevées pour expliquer les différences régionales observées :

- les variations thermostériques ne représentent que les effets de la température, pas ceux

de la salinité. Si en moyenne globale l'effet de la salinité est faible (Cazenave et Llovel, 2010) les impacts régionaux peuvent être importants dans certaines zones,

- les mesures de température et de salinité à partir desquelles on estime le niveau thermostérique ne représentent que les couches supérieures de l'océan. Avant le déploiement dans les années 2000 des flotteurs Argo qui échantillonnent l'océan jusqu'à 2000 mètres, les données ne permettent de connaître que les 700 premiers mètres environ. La contribution des couches profondes de l'océan est donc inconnue,
- le niveau de la mer est aussi influencé par la redistribution de la masse à la surface de la Terre, à cause du rebond post-glaciaire ou de la perte de masse des glaciers continentaux. Ainsi les effets d'auto-attraction ou de modification du champ de gravité influencent le niveau de la mer à l'échelle globale comme à l'échelle régionale.

En l'état, les connaissances actuelles ne permettent pas de conclure de façon certaine quant à l'origine des résidus observés.

1.2.2 EFFETS EUSTATIQUES

Le second terme de l'équation du niveau de la mer correspond aux apports ou retraits d'eau vers ou depuis l'océan. Le réservoir océanique est en communication avec les autres réservoirs du système climatique et les flux entre ces réservoirs modifient la masse de l'océan et donc le niveau de la mer (pour un volume des bassins constant). Les échanges entre les différents réservoirs forment le cycle de l'eau.

Dans l'atmosphère, l'eau est essentiellement stockée sous forme gazeuse (vapeur d'eau) et liquide (gouttelettes en suspension). Les échanges avec l'océan sont le résultat des processus d'évaporation et de précipitation. On estime que le temps de résidence de l'eau dans l'atmosphère est faible (environ une semaine) et que par conséquent l'impact du réservoir atmosphérique sur le niveau de la mer est faible. Toutefois certaines études suggèrent que dans un climat plus chaud, l'atmosphère pourrait stocker plus d'eau sous forme de vapeur et donc contribuer à la réduction du niveau de la mer (Forster *et al.*, 2007), un effet qui reste faible.

À la surface de la Terre, l'eau est aussi stockée dans deux autres réservoirs : sous forme liquide dans les réservoirs continentaux et sous forme solide dans le réservoir cryosphérique. Ces deux réservoirs échangent de grandes quantités d'eau avec l'océan, à des échelles de temps plus longues que le réservoir atmosphérique, et sont donc susceptibles d'avoir un fort impact sur les variations du niveau de la mer global.

CRYOSPHERE

La cryosphère désigne l'ensemble de l'eau stockée sous forme de glace à la surface de la Terre. Les stocks sont répartis en deux catégories principales : les glaciers de montagne et les calottes polaires de l'Antarctique et du Groenland. La fonte totale de l'ensemble de la glace stockée sur les continents provoquerait une hausse de niveau de la mer de plus de 60 mètres, dont 99% proviendrait des calottes polaires (88% pour l'Antarctique et 11% pour le Groenland) et 1% seulement des glaciers. La table 1.1 résume l'importance relative des différents réservoirs cryosphériques.

Réservoir	Glaciers/petites calottes	Groenland	Antarctique	total
Aire(millions de km^2)	0.57 – 0.79	1.7	12.3	≈ 14.5
Volume (millions de km^3)	0.25	2.9	24.7	27.9
SLE (m)	0.6	7.3	56.6	64.5

TAB. 1.1 – *Surface, volume et équivalent en niveau de la mer (SLE) des principaux réservoirs cryosphériques*

LES CALOTTES POLAIRES DE L'ANTARCTIQUE ET DU GROENLAND

La plus grande partie de l'eau sous forme solide à la surface de la Terre est stockée dans les calottes polaires du Groenland et de l'Antarctique. Le bilan de masse de ces immenses réservoirs d'eau est d'un intérêt crucial en soi pour l'étude du réchauffement climatique. Du point de vue du niveau de la mer, les quantités d'eau qui pourraient être apportées à l'océan en cas de fonte sont gigantesques et pourraient devenir la principale contribution aux variations futures. L'Antarctique est de loin le plus gros réservoir et sa fonte complète, heureusement improbable, entraînerait une hausse de près de 60 mètres du niveau de la mer. La connaissance de la dynamique des calottes polaires (Antarctique et Groenland) est donc importante pour le niveau de la mer.

On a d'abord pensé que la glace des immenses calottes polaires était relativement stable et peu sensible au changement, protégée d'une certaine manière par les froids extrêmes des climats polaires. La plupart des modèles suggéraient qu'un réchauffement climatique se traduirait par une fonte accrue dans les régions côtières compensée par une augmentation de l'accumulation due aux chutes de neige. L'effet net sur le niveau de la mer étant faible (Steffen *et al.*, 2010). Progressivement, les observations du Groenland effectuées pendant la décennie 90 commencèrent à montrer qu'il pouvait aussi y avoir une composante dynamique avec un amincissement rapide de plusieurs terminaisons de glaciers. Il est maintenant admis que les glaciers répondent rapidement à certaines modifications et que si cette réponse dynamique se maintient dans un contexte de réchauffement, le temps de réponse des calottes polaires pourrait être bien plus faible que prévu.

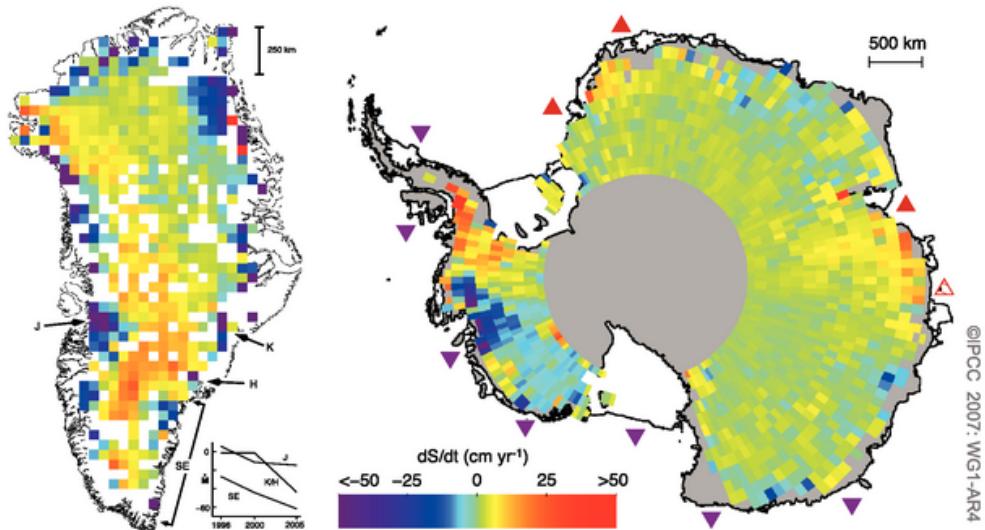


FIG. 1.13 – Carte des vitesses de variations d'élévation des calottes polaires du Groenland et de l'Antarctique entre 1998-1999 et 2004 en cm/an. Pour le Groenland, les régions dans lesquelles les glaciers terminaux s'amincissent rapidement sont indiquées (J : Jakobshavn, K : Kangerdlugssuaq, H : Helheim, SE : côte Sud-Ouest). Pour ces glaciers les estimations des variations de masse sont représentées (en Gt/an). Source IPCC AR4

Pour le Groenland, les données montrent que les régions situées au dessus de 2000 mètres d'altitude environ ont évolué d'un état de quasi stable (entre 1970 et 1995) vers une augmentation lente de la masse depuis. Dans les zones côtières, les mesures réalisées par des

altimètres laser aéroportés montrent un bilan de masse négatif. La combinaison de l'accumulation dans les régions d'altitude avec les pertes dans les zones côtières donne une perte totale nette de 27 ± 23 Gt/an entre les périodes 1993/1994 et 1998/1999. Cette perte s'élève à 55 ± 23 Gt/an sur la période 1997-2003. Les analyses menées plus récemment par plusieurs groupes utilisant différentes techniques indépendantes ont montré des vitesses accrues de perte de masse de la calotte polaire du Groenland :

- différentes analyses des données gravimétriques de la mission GRACE ont permis d'établir des pertes supérieures à 200 Gt/an entre 2004 et 2006,
- des calculs de bilan de masse pour la plupart des bassins glaciers permis d'estimer une réduction de 267 ± 38 Gt/an en 2007,
- la comparaison des données de la mission ICESat en 2005 avec des campagnes aéroportées réalisées en 1998-1999 a permis d'établir un taux de perte de 80 ± 25 Gt/an sur la période, une valeur certainement sous estimée à cause d'une faible couverture dans certaines régions où les autres techniques montrent des pertes importantes.

L'altimétrie permet aussi d'avoir accès à la distribution spatiale de l'épaississement/amincissement de la calotte polaire du Groenland. Cette distribution spatiale des variations d'élévation, évaluée par comparaison entre des mesures aéroportées réalisées en 1998/1999 et des données ICESat collectées en 2004, est représentée en figure 1.13.

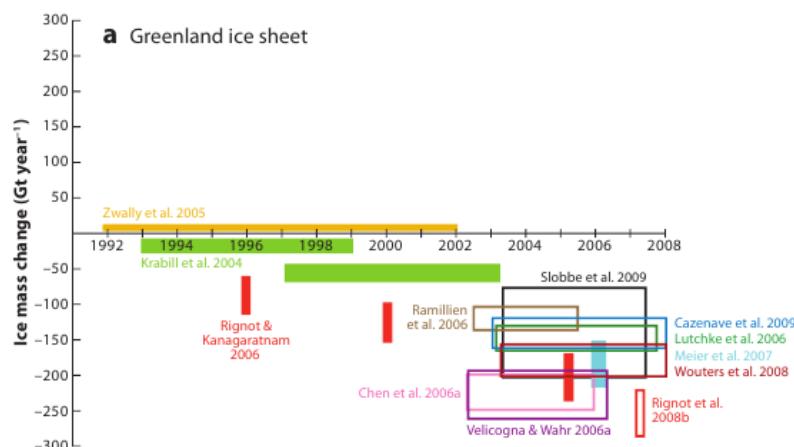


FIG. 1.14 – Synthèse des estimations de la variation de masse de la calotte polaire du Groenland réalisées par différentes équipes, sur différentes périodes et utilisant différentes techniques. Source (Cazenave et Llovel, 2010)

Il y a trop peu de données pour pouvoir évaluer les variations de masse de la calotte polaire du Groenland avant 1990. Depuis on estime que la perte de masse s'accélère : de 27 Gt/an entre 1993 et 1997 à plus de 80 Gt/an entre 1998 et 2004, à plus de 100 Gt/an peu après 2000 et à plus de 200 Gt/an après 2005. La compilation des résultats de différentes études exprimées en variation de masse est représentée en figure 1.14. Sur cette figure, l'accélération de la perte de masse au cours des dernières années semble évidente.

En Antarctique, on sait relativement moins de choses sur l'évolution de la glace. Moins de campagnes de mesures ont été menées et certaines incertitudes, notamment sur la neige sont plus grandes. L'évaluation du bilan de masse de l'Antarctique repose donc principalement sur des techniques de télédétection. En utilisant des mesures par interférométrie radar entre 1996 et 2004, Rignot *et al.* (2008) ont établi que la perte de masse de l'Antarctique s'est élevée à 106 Gt dans l'Ouest, 28 Gt dans la péninsule et que l'Est a enregistré un gain de 4 Gt/an 2000. Dans l'Ouest, on estime que la perte a évolué de 83 Gt/an en 1996 à 132 Gt/an en

2006 suite à une accélération brutale de la vitesse de certains glaciers du Nord de la péninsule après la rupture d'une large partie de la banquise. L'altimétrie radar est utilisée pour estimer les variations d'élévation présentées en figure 1.13. Des différentes techniques, il se dégage le consensus suivant :

- les plus grandes pertes de masse sont concentrées dans l'Ouest Antarctique et dans le secteur de l'océan Indien de l'Antarctique Est,
- quelques glaciers perdent très rapidement de la masse, le principal étant le glacier de Pine Island,
- dans l'Antarctique Est, la plus grande partie des glaciers sont dans un état proche de l'équilibre.

Comme pour la calotte polaire du Groenland, différentes estimations du bilan de masse de l'Antarctique sont résumées sur la figure 1.15.

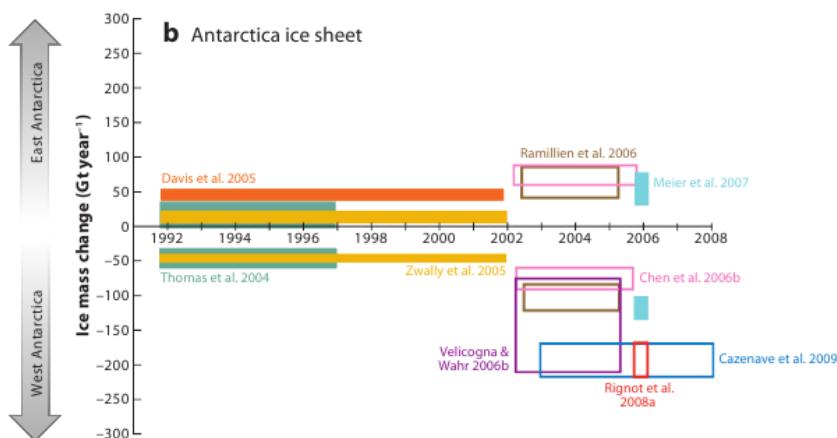


FIG. 1.15 – Synthèse des différentes estimations de la variation de masse de la calotte polaire Antarctique réalisées par différentes équipes, sur différentes périodes et utilisant différentes techniques. Source (Cazenave et Llovel, 2010)

Récemment une estimation du bilan de masse des glaces de l'Antarctique et du Groenland a été réalisée par (Rignot *et al.*, 2011). Les résultats de cette étude montrent qu'en 2006 la perte de masse totale a été de 475 ± 158 Gt/an contribuant pour 1.3 mm/an à la hausse du niveau de la mer global avec un accélération de plus de 36 Gt/an². Les auteurs soutiennent aussi la thèse que cette accélération pourrait bien être soutenable dans les conditions de réchauffement actuelles.

LES GLACIERS DE MONTAGNES

Comme le rappelle la table 1.1 les glaciers de montagne représentent une faible part de la glace stockée, pourtant leur évolution est rapide et leur fonte représente une contribution importante de la cryosphère à la hausse récente du niveau de la mer. La mesure des variations de masse de ces glaciers est délicate. En effet le stock total est très épars dans de nombreux petits glaciers qui sont souvent difficiles d'accès. Si le développement des techniques de télédétection au cours des dernières années permettra certainement de réduire ces problèmes, la base de données historique est encore largement dominée par des mesures in-situ traditionnelles. Les différentes analyses menées sont en général basées sur des méthodes d'estimation et d'extrapolation de l'effet global différentes, appliquées sur des jeux de données très proches. Si les études présentent des résultats différents, elles montrent que ces glaciers ont tendance à régresser en moyenne globale sous l'effet du réchauffement climatique. Le rapport de l'IPCC de 2007 estime leur contribution au niveau de la mer à 0.5 mm/an sur 1960-2009 et 0.77 mm/an

sur la période plus récente 1993-2003 (Bindoff *et al.*, 2007). L'estimation de l'évolution dans le temps du changement de masse des glaciers est présentée en figure 1.16. Cette courbe publiée dans le rapport de l'IPCC en 2007 montre une accélération de la fonte sur la dernière partie de la période. Concernant la contribution au niveau de la mer, en 2008 celle-ci était estimée à 1.1 mm/an.

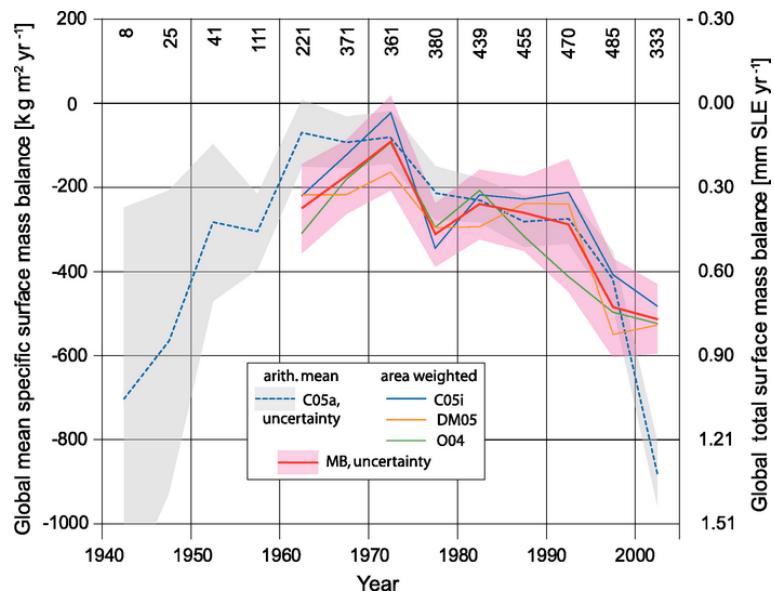


FIG. 1.16 – Série temporelle de la variation de masse des glaciers de montagnes. D'après (Bindoff *et al.*, 2007)

Si les incertitudes restent grandes, il ne fait plus de doute que ces glaciers fondent de plus en plus vite depuis 1970 environ, période où ils étaient certainement à l'équilibre.

Récemment, une étude incorporant des mesures de gravimétrie réalisées par la mission GRACE sur les glaciers du Sud de l'Alaska a abouti à une réévaluation à la hausse de 1.4 mm/an sur la période 2000-2005 de la contribution des glaciers (Cogley, 2009). Il semble que la différence provienne d'une meilleure prise en compte des glaciers à terminaison marine (qui se jettent dans la mer). Parallèlement une étude utilisant la modélisation des variations de masse en fonction de la température et des précipitations issues de réanalyses a montré que la perte de masse des glaciers périphériques du Groenland et de l'Antarctique avait été sous-estimée par les études précédentes. Si ces deux résultats ne peuvent être directement agrégés pour produire une nouvelle estimation globale, ils soulignent toutefois que la contribution des petits glaciers au niveau de la mer est encore probablement sous-estimée. En étudiant le ratio de surface d'accumulation, c'est-à-dire la fraction de la surface d'un glacier située au-dessus de l'altitude de la ligne d'équilibre pour laquelle les précipitations compensent les pertes, Bahr *et al.* (2009) trouvent un chiffre de 44% sur la période 1997-2006. Or ils estiment que ce ration devrait être de 57% pour que les glaciers soient dans une situation d'équilibre. Ils suggèrent donc que pour parvenir à un état d'équilibre sous les conditions climatiques actuelles, l'ajustement de la masse des glaciers représentera une perte de masse équivalente à 184 ± 33 mm de hausse globale.

HYDROSPHERE CONTINENTALE

L'hydroosphère regroupe les différents réservoirs d'eau liquide à la surface de la Terre, à l'exception des mers et océans. Le réservoir hydrologique regroupe donc les eaux de surface (lacs, rivières et réservoirs artificiels), les eaux de subsurface (humidité des couches superficielles et aquifères plus profonds) auxquelles il faut ajouter la couverture neigeuse habituellement classée dans cette catégorie. Cette classification recouvre donc une grande variété : grands lacs,

zones marécageuses, nappes phréatiques, permafrost... Les variations des stocks d'eau continentale sont forcées à la fois par le climat (une anomalie froide et humide entraîne un stockage d'eau plus important) et par l'intervention de l'homme sur le cycle de l'eau (pompage d'eau depuis les réservoirs souterrains) et sur l'état des sols (retenues d'eau, urbanisation).

Plusieurs techniques permettent d'estimer les variations de ces stocks d'eau continentale. Historiquement le niveau de certains lacs et rivières est suivi par des relevés in-situ, mais certaines régions sont mal échantillonnées pour à cause de difficultés géographiques, économiques ou politiques. Par exemple près de 20% de la décharge dans l'Océan Arctique n'est pas mesurée et plus des deux-tiers des stations de mesures ont disparu dans l'Arctique nord-américain et sibérien entre 1986 et 1999. Du fait de leur rareté et de leur distribution inégale, les données in-situ présentent un intérêt limité pour l'estimation des variations globales des stocks d'eau continentale, elles sont en revanche indispensables à la validation des techniques spatiales ou des modèles. Certaines missions spatiales permettent d'estimer ces stocks d'eau, en particulier la gravimétrie avec *Gravity Recovery and Climate Experiment* (GRACE) et l'altimétrie. Les variations temporelles du champ de gravité mesurées par GRACE sur les continents sont en effet directement reliées aux redistributions de masse. Aux échelles de temps variant de quelques jours à quelques années, cette redistribution de masse est essentiellement due aux enveloppes fluides. L'altimétrie dont le principe de fonctionnement est présenté à la section 1.3.4 sur océan est aussi utilisée sur les grands lacs et rivières. Bien que le traitement des données soit plus complexe car les données sont polluées par la végétation et par la topographie environnante, l'altimétrie permet de suivre l'évolution des grandes étendues d'eau continentale et des séries d'élévation sont disponibles pour certains lacs et rivières sur plus de vingt ans. Enfin les modèles numériques sont largement utilisés.

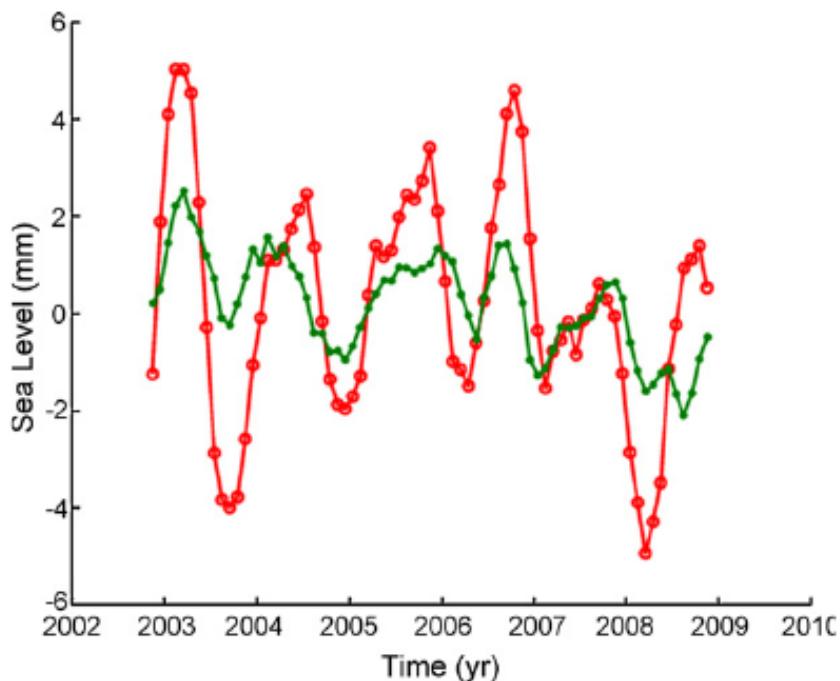


FIG. 1.17 – Séries temporelles du niveau moyen de la mer altimétrique corrigé de l'expansion thermique (en rouge) et du stock d'eau continentale des 33 plus grands bassins fluviaux (en vert). Les deux séries sont corrigées de la tendance moyenne et des signaux saisonniers. Source (Llovel et al., 2010)

S'il subsiste de grandes incertitudes sur les tendances à long terme des variations des stocks d'eau continentale et de leur effet sur le niveau de la mer, plusieurs études ont démontré que des variations annuelles à inter-annuelles du niveau moyen de la mer peuvent être expliquées

par la variation des stocks d'eau continentale. Ainsi Chen *et al.* (2005) ont comparé les données altimétriques corrigées du signal stérique avec les stocks d'eau hors océan (vapeur d'eau atmosphérique et eau continentale) établissant que pour le signal annuel, la variation du stock d'eau continentale explique l'amplitude du cycle annuel du niveau de la mer. Llovel *et al.* (2010) quant à eux ont estimé les variations des stocks d'eau à partir de données GRACE sur les 33 plus grands bassins fluviaux. Les résultats de cette étude sont représentés sur la figure 1.17 et montrent qu'une partie de la variabilité inter-annuelle du niveau de la mer peut être expliquée par la variabilité inter-annuelle des stocks d'eau continentale.

1.2.3 BILAN DE LA HAUSSE DU NIVEAU DE LA MER GLOBAL

Les variations du niveau de la mer sont gouvernées par l'équation 1.1. On a vu dans les parties précédentes que l'on dispose de moyens pour estimer de manière indépendante les différents termes de cette équation. Se pose alors la question de savoir si l'équation est vérifiée ou non, c'est à dire si la somme des contributions, chacune étant évaluée de manière indépendante, correspond à la hausse totale observée par l'altimétrie.

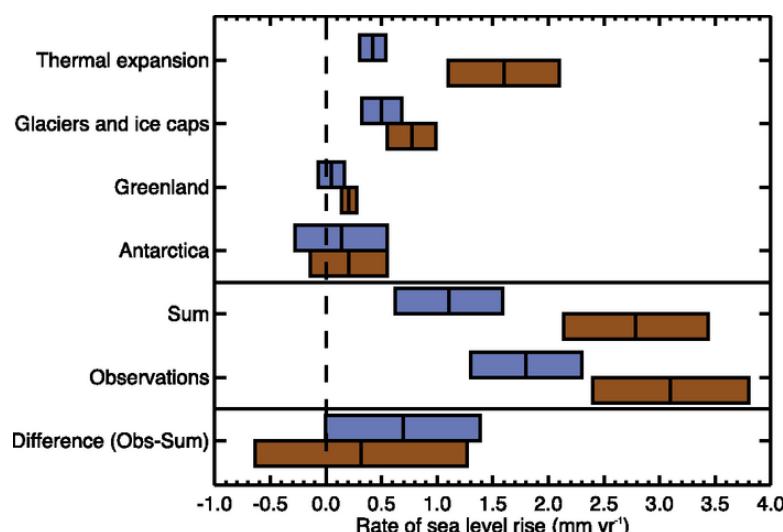


FIG. 1.18 – Évaluation des différentes contributions à la hausse globale du niveau de la mer sur les périodes 1961-2003 (en bleu) et 1993-2003 (en marron). Source IPCC AR4 (Bindoff *et al.*, 2007)

En 2007, le rapport de l'IPCC publiait le bilan de la hausse du niveau de la mer présenté en figure 1.18. Sur la longue période 1961-2003, il subsiste une différence de près de 0.5 mm/an mais les incertitudes sont grandes pour ces données historiques. Une étude plus récente (Domingues *et al.*, 2008) parvient sur la même période à une clôture du bilan : la somme de la contribution stérique (0.7 ± 0.5 mm/an) et de la masse (0.8 ± 0.5 mm/an) correspond à la tendance déduite des données marégraphiques (1.6 ± 0.2 mm/an). Sur la période plus courte 1993-2003 pour laquelle l'altimétrie spatiale est disponible, on observe un meilleur accord.

Les différents termes de ce bilan sont régulièrement mis à jour par différentes équipes. Cazenave et Llovel (2010) ont ainsi publié un bilan mis à jour sur les périodes 1993-2009 et 2003-2009. Sur l'ensemble de la période altimétrique 1993-2009, la hausse observée s'élève à 3.3 ± 0.4 mm/an, cette hausse est expliquée à hauteur de 1.1 ± 0.1 mm/an par l'expansion stérique et 1.8 ± 0.25 mm/an par l'apport de masse à l'océan estimé par bilan de masse des glaciers. Sur la période 2003-2009, en utilisant des données GRACE et Argo, la hausse observée par l'altimétrie est de 2.7 ± 0.4 mm/an qui se répartit en 0.62 ± 0.4 mm/an de contribution stérique et 1.8 ± 0.34 mm/an de contribution de masse de l'océan.

Sur la plus longue période 1961-2008, Church *et al.* (2011b) estiment les différentes contri-

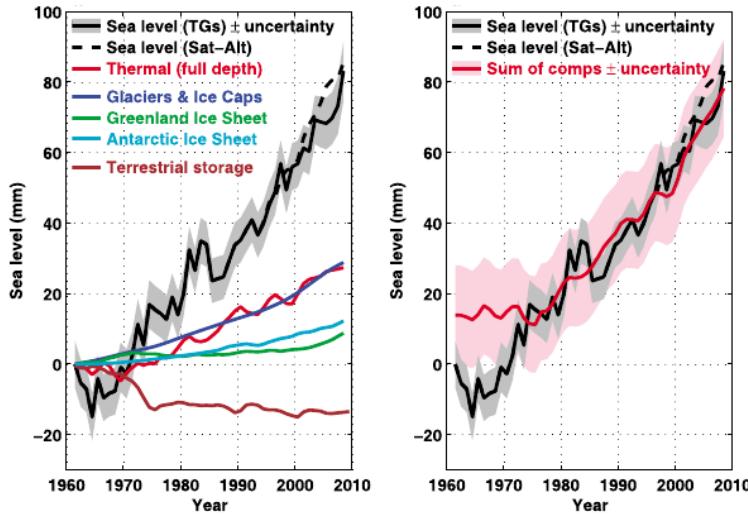


FIG. 1.19 – Gauche : Séries temporelles du niveau de la mer observé (marégraphie et altimétrie en noir) et des différentes composantes. Droite : Séries temporelles du niveau de la mer observé (en noir) et de la somme des composantes (en rouge). D'après (Church et al., 2011b).

butions à la hausse du niveau de la mer et les comparent à la hausse totale observée par les données marégraphiques et altimétriques. Ils concluent que depuis 1972, le budget est clos, la hausse observée de 1.8 ± 0.2 mm/an (ou 2.1 ± 0.2 mm/an si l'on inclut les données altimétriques sur la fin de la période) est égale à la somme des composantes dont la tendance vaut 1.8 ± 0.4 mm/an. Les estimations utilisées pour établir ce bilan sont représentées en figure 1.19.

D'autres études se sont concentrées sur une période encore plus récente et plus courte 2005-2010. Sur cette période, le programme Argo a atteint une couverture globale homogène permettant une estimation précise de la contribution stérique et les données de la mission gravimétrique GRACE donnent directement accès aux variations de masse de l'océan. Ainsi sur la période s'étendant de Janvier 2005 à Septembre 2010, Leuliette et Miller (2009) estimate la hausse observée par l'altimétrie à 1.5 ± 0.9 mm/an, une valeur bien expliquée par la somme de la composante stérique (0.5 ± 0.5 mm/an) et de la composante de masse (1.1 ± 0.6 mm/an) qui s'élève à 1.6 ± 0.6 mm/an. Au delà de la tendance sur l'ensemble de la période, dont l'incertitude augmente avec la réduction de la période d'étude, les auteurs notent un bon accord des variabilités. Il faut toutefois noter que cette étude n'est pas véritablement globale : en se limitant aux seules régions où les trois techniques (altimétrie, Argo et GRACE) sont disponibles les régions côtières ainsi que les hautes latitudes en sont exclues. Il subsiste une incertitude importante sur le traitement des données du satellite GRACE. En effet ces données doivent être corrigées du rebond post-glaciaire correspondant à la réponse des enveloppes terrestres aux modifications du chargement de surface depuis la dernière glaciation. Plusieurs modèles sont disponibles (Paulson et al., 2007, Peltier, 2004) avec un impact sur la tendance globale de la composante de masse variant entre 1 et 2 mm/an, une différence du même ordre de grandeur que les signaux à comparer.

En comparant les bilans établis sur les différentes périodes on remarque que la part de l'expansion stérique dans le bilan à tendance a diminuer au cours du temps. En effet la hausse stérique explique près de la moitié de la tendance observée sur 1961-2003 mais seulement environ un tiers sur la période 1993-2009. Ce type de comportement est analysé par (Church et al., 2011b) et visible en figure 1.19 sur la fin de la période. En se focalisant sur la période altimétrique, Cazenave et Llovel (2010) arrivent à la même conclusion à partir de l'analyse de la figure 1.20. Sur la fin de la période la hausse stérique, représentée par les courbes bleues, semble atteindre un plateau sans que la courbe altimétrique ne montre le même comportement. Mécaniquement la courbe rouge établie par différence entre les courbes noire et bleue et qui

représente la variation de masse de l'océan présente alors une augmentation plus forte. Une telle analyse est également soutenue par les observations indiquant que certaines parties du Groenland connaissent une perte de masse en accélération. Il est donc possible que dans les années à venir, le terme de masse de l'océan deviennent encore plus largement dominant devant le terme stérique dans le bilan de la hausse du niveau de la mer.

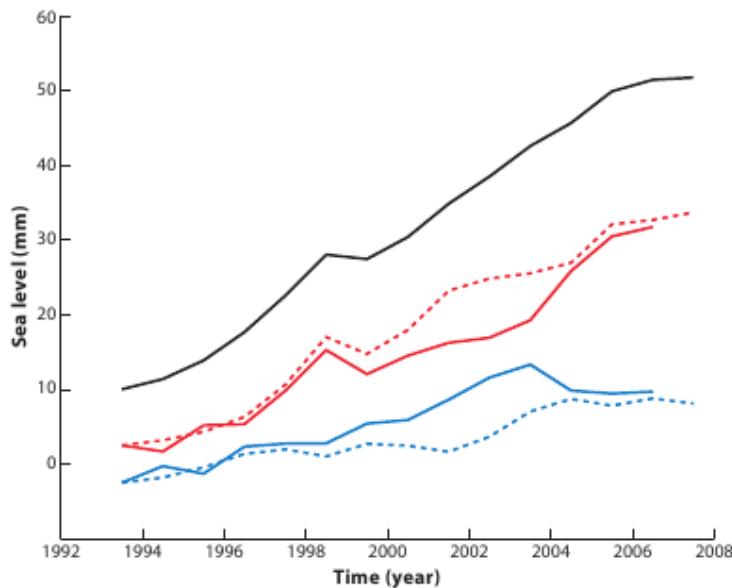


FIG. 1.20 – Séries temporelles du niveau de la mer altimétrique (en noir) et thermostérique (en bleu). Les lignes continues correspondent aux données de (Ishii et Kimoto, 2009) et les lignes pointillées aux données de (Levitus et al., 2009). La composante de masse en rouge est déduite par différence. Source (Cazenave et Llovel, 2010)

1.3 LES MOYENS DE MESURE POUR LA PÉRIODE ACTUELLE

Dans la partie précédente un résumé de l'état des connaissances sur l'évolution du niveau moyen global et régional de la mer a été présenté. En fonction de l'époque étudiée, différentes techniques de mesure sont utilisées pour déterminer les variations du niveau de la mer. Pour la période contemporaine, c'est-à-dire les deux dernières décennies deux instruments principaux sont utilisés : la marégraphie et l'altimétrie spatiale. La mesure directe du niveau de la mer est complétée par les relevés hydrographiques à partir desquels la composante stérique peut être estimée, et pour la fin de la période par les données du satellite gravimétrique GRACE qui fournissent un moyen d'estimer les variations de la masse de l'océan. L'objet de cette partie est de présenter brièvement ces différentes techniques.

1.3.1 LES DONNÉES MARÉGRAPHIQUES

PRINCIPE DE MESURE

Historiquement, le premier instrument dédié à la mesure du niveau de la mer est le marégraphe. Comme leur nom l'indique ces dispositifs étaient initialement dédiés à l'étude des marées. Le principe général de fonctionnement d'un marégraphe est illustré en figure 1.21. Un dispositif de mesure (un flotteur sur la figure) est relié à l'océan, soit directement soit via un puit de tranquillisation permettant de filtrer les hautes fréquences du signal. Le flotteur est relié à un enregistreur et l'ensemble du dispositif est précisément repéré par rapport à une référence fixe à proximité. Cette référence fixe l'origine du repère dans lequel les mesures sont réalisées. Pour certaines stations, le dispositif est complété par des systèmes de positionnement (*Global Positioning System (GPS)*, *Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite (DORIS)*) permettant de mesurer avec précision les déplacements de la référence au cours du temps.

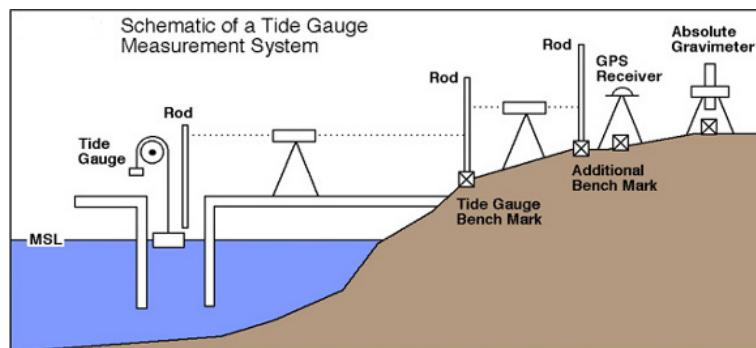


FIG. 1.21 – Schéma de principe du fonctionnement d'un marégraphe. Source Sea Level Research Group, Colorado University

Si le principe de fonctionnement est resté inchangé ; les technologies ont heureusement évolué. Initialement les marégraphes sont de simples échelles graduées fixées dans les ports ou sur les jetées. Dépourvues de système d'enregistrement, un opérateur était alors chargé de lire à heure fixe la hauteur de l'eau. Vers le milieu du dix-neuvième siècle apparaissent les premiers appareils automatiques. Un flotteur est alors relié par un système de poulie à un enregistreur, les hauteurs d'eau sont reportées sur des rouleaux de papier. De nos jours les principes de mesure ont évolué : enregistrement de la pression de fond, sondeurs acoustiques ou radar. Les stations marégraphiques se sont aussi entièrement automatisées et transmettent automatiquement des données numériques aux centres de traitement.

INTÉRÊTS ET INCONVÉNIENTS

Les données marégraphiques sont extrêmement utiles pour la mesure de la hausse du niveau de la mer. C'est tout d'abord une mesure directe de la quantité étudiée effectuée à l'aide d'un dispositif relativement simple. Certaines séries marégraphiques sont longues et permettent donc d'étudier des signaux de très basse fréquence. La plus longue série temporelle qui couvre la période 1774-2000 est celle du marégraphe de Stockholm (Ekman, 1988). Ce sont les longues séries issues d'un certain nombre de marégraphes historiques qui permettent de reconstituer les variations globales du niveau de la mer sur les 50 dernières années. Deux estimations effectuées à partir des données marégraphiques sont ainsi présentées en figure 1.6.

En plus de cette dimension climatique les données marégraphiques sont utilisées pour calibrer les systèmes d'altimétrie spatiale. Le site de Senetosa en Corse est ainsi utilisé par le CNES pour la calibration des mesures des missions altimétriques. Des comparaisons similaires sont réalisées de manière globale en utilisant un réseau de plusieurs marégraphes. Elles permettent de surveiller la dérive des systèmes altimétriques. Un exemple de comparaison entre les mesures d'une station marégraphique et de plusieurs systèmes altimétriques est présenté en figure 1.22.

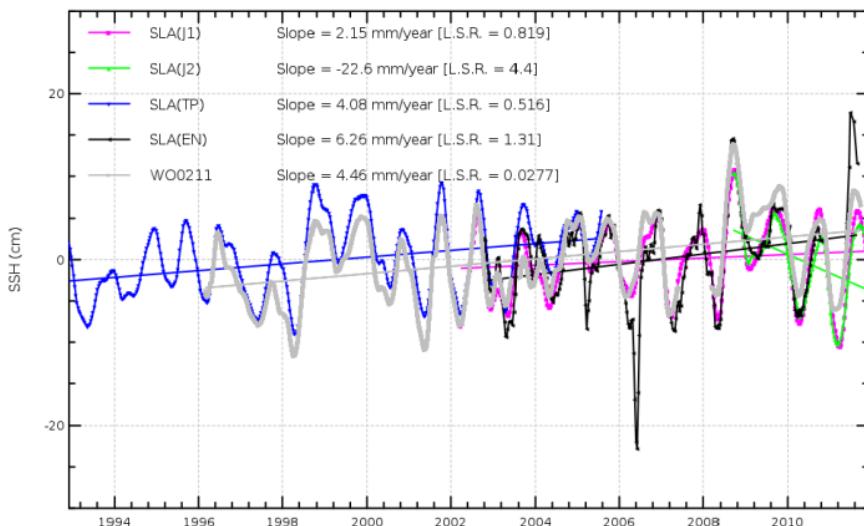


FIG. 1.22 – Séries temporelles de la hauteur de mer mesurées par une station marégraphique et par différents altimètres à la position du marégraphe. Source AVISO In Situ global statistics <http://www.aviso.oceanobs.com/en/calval/in-situ-calibration-and-validation/in-situ-global-statistics/index.html>

Les marégraphes apportent donc des informations précieuses pour l'étude du niveau de la mer aux échelles climatiques. Deux limitations principales affectent toutefois les données marégraphiques. La première résulte du principe même de la mesure. En effet un marégraphe mesure une hauteur de mer relative à un niveau de référence fixé à la côte. Si ce niveau de référence change, le niveau de la mer mesuré est modifié sans que le « vrai » niveau de la mer n'ait varié. Cela est sans importance si l'on s'intéresse aux variations *relatives* du niveau de la mer par rapport à la côte. Dans le cas où, comme lors de ce travail, on s'intéresse à des variations *absolues* les données doivent être corrigées des éventuels mouvements verticaux de la référence du marégraphe. Certaines stations marégraphiques sont équipées de système de positionnement (des balises GPS) ou de localisation qui permettent un suivi précis des mouvements verticaux. Mais ces balises restent rares et les données du GPS couvrent souvent des périodes courtes. Pour toutes les autres stations, les mouvements verticaux de la croûte terrestre sont une source importante d'incertitude. Différents phénomènes sont susceptibles de provoquer des mouve-

ments vitaux de la croûte terrestre. Certains sont d'origine naturelle comme les mouvements tectoniques ou les séismes, d'autres résultent de l'activité humaine comme l'extraction depuis des réservoirs souterrains (d'eau ou de pétrole par exemple). En l'absence de mesures, ces phénomènes sont difficiles à modéliser et donc à corriger.

Le rebond post-glaciaire est l'un de ces phénomènes susceptible de provoquer des mouvements vitaux de la croûte terrestre, avec des amplitudes parfois du même ordre de grandeur que les signaux que l'on souhaite mesurer. Ce rebond est la conséquence de la fonte des grandes calottes polaires présentes aux hautes latitudes depuis le dernier maximum glaciaire. En réaction à la déglaciation et la fonte de ces masses de glace la Terre répond de manière visco-élastique à ces modifications du chargement de surface. Dans une simplification extrême de ce phénomène, les régions qui étaient recouvertes d'une épaisse couche de glace disparue depuis remontent, en réponse à ce mouvement le reste de la surface de la planète s'ajuste. Connais-
sant l'historique de chargement en glace et les caractéristiques visco-élastiques des enveloppes terrestres, on peut modéliser ce phénomène et corriger les données marégraphiques. Toutefois les incertitudes sont grandes car les différents modèles donnent des résultats sensiblement différents. Par exemple les vitesses verticales déduites de trois modèles de rebond post-glaciaire par (Peltier, 2004) sont présentées en figure 1.23. On constate qu'en fonction de l'historique de chargement (ICE 3g ou 5g) et de la modélisation terrestre adoptée (VM2 ou VM4) les vitesses obtenues sont très différentes. De plus les plus grandes différences apparaissent aux hautes latitudes ce qui dans le cadre de ce travail représente une difficulté supplémentaire.

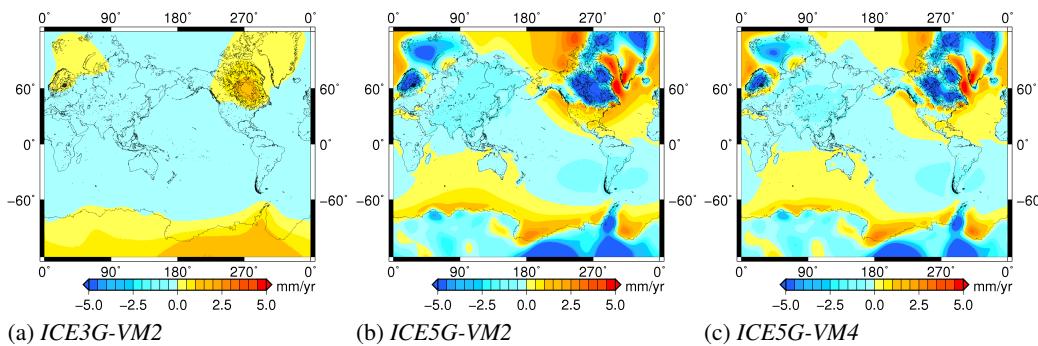


FIG. 1.23 – Carte des vitesses verticales de la croûte terrestre dues au rebond post-glaciaire d'après les données de (Peltier, 2004)

En plus des incertitudes liées aux mouvements vitaux, l'utilisation des mesures marégraphiques pour l'estimation du niveau moyen global de la mer est limitée par l'échantillonnage réalisé par les stations. Les stations marégraphiques sont pour leur immense majorité des stations côtières. De plus certaines côtes comme la façade Atlantique européenne ou américaine disposent de nombreuses séries longues quand les côtes africaines ou sud-américaines ne sont équipées que de très peu de stations dont les séries présentent souvent de larges trous. Pour des raisons économiques et politiques plus l'on remonte dans le temps et plus l'échantillonnage du trait de côte global est biaisé vers l'hémisphère Nord et plus particulièrement l'Atlantique Nord. Des études ont toutefois montré que sur la période altimétrique, sur une période suffisamment longue, les tendances observées en moyenne globale par l'altimétrie et la marégraphie sont cohérentes (*e.g.* Valladeau *et al.* (2012)), avec toutefois une plus grande variabilité pour les données marégraphiques du fait d'un moyennage spatial moins important (Prandi *et al.*, 2009).

MÉTHODE DE COMPARAISON À L'ALTIMÉTRIE

Plusieurs approches peuvent être adoptées afin de comparer l'altimétrie et la marégraphie. La plus simple consiste à extraire une série temporelle des grilles altimétriques, soit par in-

terpolation à la position du marégraphe, soit par moyennage des données aux alentours de la station. La série temporelle ainsi obtenue peut alors être comparée à celle déduite des données du marégraphe.

Au cours de ce travail une méthode de comparaison développée au sein de CLS (Valladeau *et al.*, 2012) est utilisée après adaptation. Cette méthode est décrite ici, illustrée par l'exemple de la station Norvégienne Vardo située en mer de Barents par 70.3°N et 31.1°E.

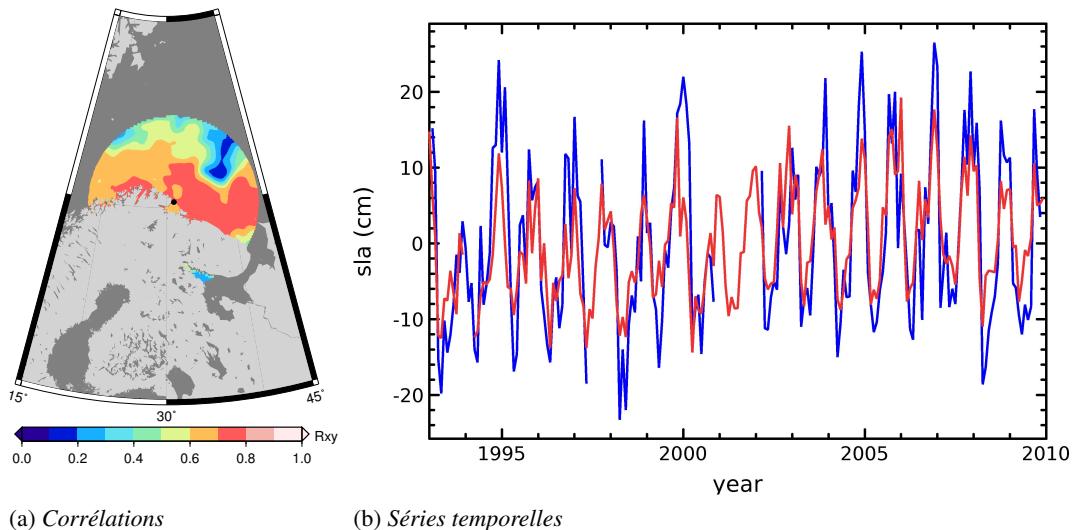


FIG. 1.24 – (a) Carte du coefficient de corrélation entre altimétrie et marégraphie à la station de Vardo et (b) Séries temporelles marégraphique (en bleu) et altimétrique extraite au maximum de corrélation (en rouge)

Tout d'abord la série marégraphique est extraite de la base de données et l'on y applique éventuellement des corrections (correction du baromètre inverse, du rebond post-glaciaire et filtrage pour en retirer le signal de marée). Pour chaque station marégraphique, on sélectionne ensuite les points de la grille altimétrique situés dans un rayon de 300 km autour de la position de la station. Dans cette zone on calcule une carte des coefficients de corrélations entre altimétrie et marégraphie. On obtient alors pour chaque station une carte similaire à celle de la figure 1.24a. La série temporelle altimétrique est alors extraite des grilles à la position du maximum de corrélation. Comme l'altimétrie mesure un niveau de la mer absolu et que la marégraphie mesure un niveau relatif à la côte, la différence d'altitude entre la surface de référence altimétrique et le zéro du marégraphe induit un biais entre les deux séries. Ce biais est estimé puis corrigé pour obtenir les deux séries temporelles de la figure 1.24b. La comparaison entre l'altimétrie et la marégraphie peut alors être effectuée soit à l'échelle globale (dans la limite de l'échantillonnage spatial des marégraphes) en utilisant l'ensemble des paires de séries temporelles pour le calcul des statistiques, soit station par station pour une vision plus locale des phénomènes.

1.3.2 MESURES IN-SITU DE TEMPÉRATURE ET DE SALINITÉ

Dans les paragraphes précédents et notamment à la section 1.2.1 (page 13) l'importance des variations stériques du niveau de la mer a été mise en évidence. Ces effets dus aux changements de température et de salinité de la colonne d'eau expliquent près de la moitié de la hausse observée du niveau de la mer global sur la période 1960-2000, ainsi qu'une large part des différences régionales mesurées par l'altimétrie.

Pour estimer les variations stériques du niveau de la mer, il faut connaître la densité de

l'eau : une augmentation de la densité se traduit par une diminution du niveau de la mer et inversement. À pression donnée, les variations de densité sont pilotées par les variations de température et de salinité de l'eau de mer. Pour estimer la hauteur stérique il faut donc connaître la distribution de la température et de la salinité, et ses variations.

INSTRUMENTS DE MESURE

Des mesures de température et de salinité sont réalisées dans l'océan de manière régulière depuis les années 1950 environ. Elles sont d'abord effectuées par les navires empruntant les routes marchandes puis par des missions océanographiques dédiées. Plusieurs types de sondes mesurent des profils verticaux de température, les XBT (eXpendable BathyThermograph) sont largement utilisés car leur mise en œuvre est simple et ils peuvent être lancés d'un bateau en route. Ces sont des instruments à usage unique, une fois les données récoltées la sonde est perdue. Les sondes CTD (Conductivity Temperature Depth) mesurent des profils de température et de salinité mais leur mise en œuvre depuis un navire est plus contraignante. En plus des mesures réalisées depuis des navires, des capteurs de température et de salinité sont fixés à des bouées ou à des mouillages. La couverture réalisée par ce type de donnée est limitée comme le montre la figure 1.25a.

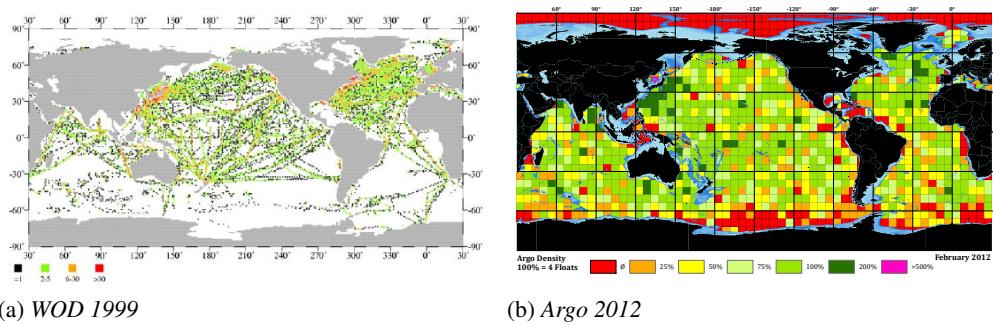


FIG. 1.25 – Cartes de la distribution des données de température en 1999 du WOD et de la densité du réseau Argo en février 2012 par boîtes de six degrés

Plusieurs programmes internationaux (WOCE, CLIVAR) lancés dans les années 1990 ont contribué à la centralisation des données et à la construction d'un atlas mondial de température et de salinité de l'océan. On dispose donc maintenant de bases de données complètes dans lesquelles les traitements appliqués aux données sont homogènes. La principale de ces bases de données est la *World Ocean Database* (WOD) dont la première version est publiée en 1994. Ses données sont analysées pour produire les moyennes mensuelles, saisonnières et annuelles sur une grille régulière du *World Ocean Atlas* (WOA) (e.g. Conkwright *et al.* (2002))

La décennie 2000 a vu une amélioration importante de la quantité de mesures de température et de salinité collectées avec le lancement du programme international Argo (Roemmich *et al.*, 2009). L'objectif de ce programme est de couvrir l'océan d'un réseau dense ($3^\circ \times 3^\circ$) de profils de subsurface. Pour atteindre cet objectif des profileurs autonomes dérivants ont été déployés par les différents états membres du projet. Les flotteurs fonctionnent selon un cycle de dix jours : depuis la surface le flotteur descend à une profondeur de 1000 mètres où il dérive pendant 9 jours, il plonge ensuite à 2000 mètres et effectue la prise de mesure lors de la remontée vers la surface qui dure environ 6 heures. Une fois en surface le flotteur est localisé par une balise Argos, les données collectées sont transmises par satellite à un centre de traitement et le cycle recommence. En février 2012, le réseau Argo comptait 3500 flotteurs opérationnels remplissant ainsi les objectifs de couverture fixés. La carte 1.25b présente la densité de profileurs du réseau Argo (le nombre de profils par boîte). Les données des profileurs du

programme Argo ont été intégrées dans les bases de données du WOD et permettent un bien meilleur échantillonnage de l'océan mondial.

CALCUL DE LA HAUTEUR STÉRIQUE

Supposons connues la température et la salinité à différents niveaux de profondeur (ou de pression) dans une colonne d'eau. Afin d'estimer la hauteur stérique (aussi appelée hauteur dynamique) de cette colonne d'eau il faut d'abord estimer la densité à chaque niveau.

À un niveau de pression donné, la densité de la particule de fluide se déduit de l'équation d'état : $\rho = \rho(T, S, P)$ où ρ désigne la densité (utilisée pour la masse volumique en océanographie). Pour l'eau de mer cette équation est non linéaire (Millero et Poisson, 1981). En effet la densité s'exprime comme :

$$\rho(T, S, P) = \frac{\rho(T, S, 0)}{1 - \frac{P}{K(S, T, P)}} \quad (1.2)$$

où $K(T, S, P)$ désigne le module moyen de compression :

$$K(T, S, P) = K(T, S, 0) + A(T, S) \times P + B(T, S) \times P^2 \quad (1.3)$$

où $K(T, S, 0) = K_p(T) + \alpha(T)S + \beta(T)S^{3/2}$, $A(T, S) = A_p(T) + \gamma(T)S + a_0S^{3/2}$ et $B(T, S) = B_p(T) + \delta(T)S$. Tandis que $\rho(T, S, 0)$ s'exprime comme :

$$\rho(T, S, 0) = \rho_p(T) + \mu(T)S + \nu(T)S^{3/2} + b_0S^2 \quad (1.4)$$

Les fonction $\alpha, \beta, \gamma, \delta, \mu$ et ν sont toutes des fonctions non-linéaires de la température T et les termes K_p, A_p, B_p et ρ_p correspondent aux propriétés de l'eau pure et sont aussi des fonctions non-linéaires de la température. La densité de l'eau dans les conditions de température et de salinité mesurées est comparée à la densité qu'aurait l'eau à température ($T_{ref} = 0^\circ\text{C}$) et salinité ($S_{ref} = 35 \text{ PSU}$) fixées et à la même pression pour construire la déviation de densité :

$$\Delta\rho = \rho(T, S, P) - \rho(T_{ref}, S_{ref}, P) \quad (1.5)$$

Enfin la hauteur stérique est obtenue en intégrant la déviation de densité sur la verticale entre deux niveaux :

$$H_S(z_1, z_2) = \int_{z_1}^{z_2} \frac{\Delta\rho}{\rho_{ref}} dz \quad (1.6)$$

En général la variable d'intérêt est la hauteur stérique de l'ensemble de la colonne d'eau et on intègre donc entre la surface ($z_1 = 0$) et le fond ou au moins le dernier niveau pour lequel on dispose de données ($z_2 = z_{max}$), sous l'hypothèse qu'au delà de cette profondeur, l'océan est au repos et que la pression y est donc constante horizontalement.

La hauteur stérique représente donc la différence entre la hauteur qu'occupe une colonne d'eau à $T(z)$ et $S(z)$ et la hauteur de la même colonne d'eau à T_{ref} et S_{ref} .

LIMITATIONS

La limite principale des données hydrographiques in-situ pour l'estimation de la hausse stérique du niveau de la mer est leur échantillonnage. Si le développement du projet Argo a amélioré la couverture de l'océan, les données ne sont disponibles que depuis le début des années 2000 avec un déploiement progressif des flotteurs. Plus l'on remonte dans le temps et plus l'échantillonnage diminue. Une distribution typique est présentée sur la figure 1.25a. L'Atlantique Nord est bien échantillonné, et les principales routes maritimes le long desquelles

des mesures existent sont apparentes, plus l'on va vers l'Océan Austral et plus l'échantillonnage diminue. Les données antérieures au déploiement des flotteurs Argo sont donc affectées par un fort biais hémisphérique. Et si la généralisation des données Argo a permis de réduire ce biais en échantillonnant bien mieux l'océan sud, certaines zones comme l'océan Arctique restent mal couvertes (en rouge sur la figure 1.25b).

De plus si les flotteurs Argo descendent jusqu'à 2000 mètres, avant leur déploiement la majorité des mesures ne concernent que les quelques premières centaines de mètres de l'océan. En général une limite à 700 mètres est adoptée. La profondeur moyenne de l'océan étant de 3800 mètres environ, on ne connaît que la contribution d'une fine couche supérieure.

1.3.3 MESURE DU CHAMP DE MASSE : LA MISSION SPATIALE GRACE

En 2002, le lancement de la mission spatiale *Gravity Recovery and Climate Experiment* (GRACE) a permis de mesurer les variations spatio-temporelles du champ de gravité terrestre avec une grande résolution spatiale et temporelle.

PRINCIPE DE MESURE

La mission est constituée de deux satellites lancés à une altitude de 485 km sur une même orbite polaire mais en poursuite séparés d'environ 220 km. Un système d'émission et de réception permet de mesurer avec précision la distance entre les deux satellites. La variation de cette distance dépend de la variation de vitesse relative entre les deux satellites, elles même dépendant des gradients du champ de gravité. Les données du satellite GRACE sont traitées par trois centres principaux : le *Centre for Space Research* (CSR) de l'université du Texas, le *Geoforschungszentrum* (GFZ) en Allemagne et le *Jet Propulsion Laboratory* (JPL) de la NASA en Californie. Les solutions du champ de gravité GRACE sont en règle générale livrées sous forme de coefficients d'harmoniques sphériques et diffèrent sensiblement entre les différents groupes du fait des traitements différents appliqués aux données. Ce dispositif permet de mesurer les variations du champ de gravité de la Terre avec une résolution spatiale de l'ordre de 400 km au sol et une résolution temporelle proche d'un mois.

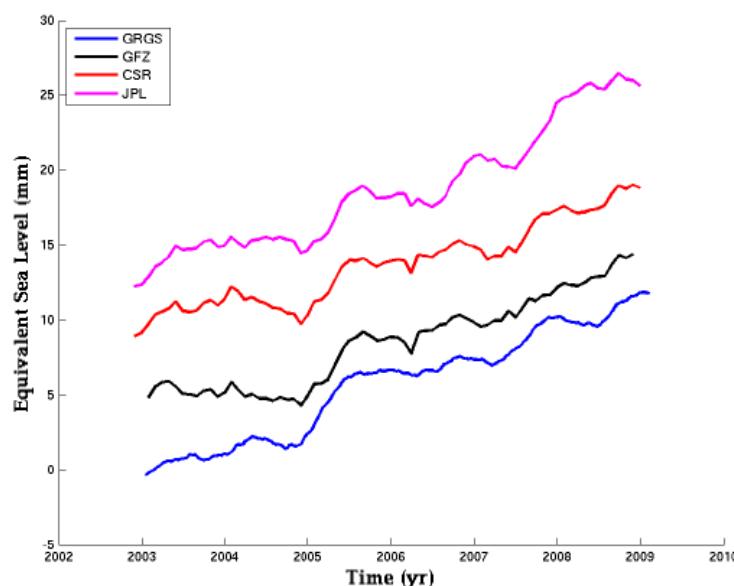


FIG. 1.26 – Évolution de la masse des océans estimées par différents groupes à partir des données GRACE. Source (Llovel, 2010)

À ces échelles temporelles et spatiales, les variations du champ de gravité sont essentiellement gouvernées par les redistributions de masse dans les enveloppes superficielles de la planète. Cela permet donc d'estimer les variations de masse des différents réservoirs d'eau présents à la surface de la planète. Ainsi, comme on l'a mentionné précédemment, les données GRACE sont d'un grand intérêt pour l'estimation des variations de masse des calottes polaires ainsi que des stocks d'eau continentaux. Ces données permettent aussi une estimation de la masse d'eau océanique. Sur océan les variations de masse sont exprimées en millimètres de hauteur d'eau. Par exemple, la figure 1.26 tirée de (Llovel, 2010) présente les variations totales de masse de l'océan calculées par différents groupes d'après les données de la mission GRACE. Au cours de ce travail ce sont les champs mensuels sur océan distribués par le JPL et calculés par (Chambers, 2006) et disponibles depuis <http://grace.jpl.nasa.gov/data/GRACEMONTHLYMASSGRIDSOCEAN/> qui ont été utilisés.

INCERTITUDES

Pour l'évaluation de la masse de l'océan, deux problèmes affectant les données de la mission GRACE doivent être mentionnés : la correction du rebond post-glaciaire et le phénomène de « leakage ».

En effet pour pouvoir être comparées à l'altimétrie les données GRACE doivent être corrigées de la redistribution de masse à la surface de la planète liée au rebond post-glaciaire (ou GIA). Comme pour la correction des données marégraphiques, on dispose de modèles permettant d'effectuer ces corrections mais les incertitudes restent grandes. Deux principaux modèles sont disponibles, celui de Peltier (2004) revient à ajouter en moyenne globale une tendance de 1.95 mm/an aux données GRACE tandis que celui de (Paulson *et al.*, 2007) fournit une valeur plus faible d'environ 1 mm/an. Les données utilisées dans ce travail sont corrigées du *Glacial Isostatic Adjustment* (GIA) en utilisant le modèle de Paulson *et al.* (2007).

Le deuxième effet est lié au filtrage spatial réalisé par GRACE. On l'a vu, la résolution au sol est théoriquement de 400 km. Cela signifie en pratique que dans les grilles au degré générées, un pixel n'est pas indépendant de ses voisins. De plus les signaux continentaux sont en général deux à trois fois plus grands que les signaux océaniques, par conséquent un pixel océanique proche de la côte est potentiellement contaminé par le signal du continent, d'autant plus que les amplitudes des signaux continentaux sont supérieures à celles des signaux océaniques. Cela est particulièrement sensible là où les continents subissent d'importantes pertes de masse comme au Groenland. Des techniques itératives permettant de réduire cet effet sont appliquées aux grilles utilisées dans ce travail, toutefois, certaines comparaisons présentées plus tard dans ce manuscrit suggèrent que ces effets ne sont probablement pas complètement corrigés.

1.3.4 ALTIMÉTRIE SPATIALE

Pour la mesure du niveau de la mer le début des missions altimétriques dédiées à l'océanographie a permis d'accéder à un nouveau point de vue sur l'océan : une vision quasi-globale, à haute résolution spatiale et temporelle. La continuité atteinte entre les différents satellites qui se sont succédés permet maintenant d'avoir une série temporelle de près de 20 ans ouvrant la porte à l'étude de signaux de très basse fréquence. Les données altimétriques constituant le cœur de ce travail de thèse, différents points techniques seront abordés en détails dans la suite, l'objet de cette partie est de présenter succinctement en quoi consiste la mesure du niveau de la mer par altimétrie spatiale.

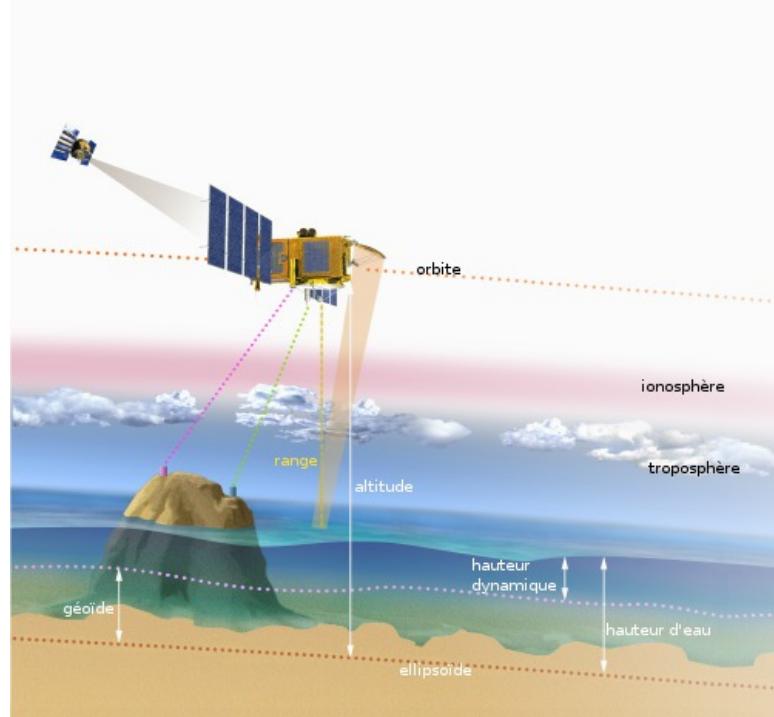


FIG. 1.27 – Schéma de principe d'un altimètre radar embarqué sur un satellite. Source CNES

PRINCIPE GÉNÉRAL

La figure 1.27 présente un schéma de principe du fonctionnement d'un altimètre embarqué à bord d'un satellite. Le satellite en orbite supporte un altimètre qui émet à haute fréquence des pulses d'ondes électromagnétiques vers la surface de la Terre. Le rayonnement incident interagit avec la surface et une partie est réfléchie vers le satellite. À la réception du signal retour on déduit le temps qu'à mis l'onde à parcourir deux fois la distance entre le satellite et la surface. Connaissant la vitesse de propagation de l'onde, on en déduit la distance satellite-surface, ou distance altimétrique (range en anglais) représentée en jaune-orangé sur la figure 1.27. Si l'altitude du satellite au-dessus d'une surface de référence est connue (ici l'ellipsoïde de référence, une approximation de la surface terrestre) on en déduit la hauteur de mer (SSH) par différence : $SSH = Orbite - D_{alt}$, à un certains nombre de corrections près qui sont décrites par la suite. La répétition des mesures élémentaires le long de l'orbite du satellite permet de réaliser une cartographie de la hauteur de mer le long de la projection de l'orbite sur la surface terrestre appelée trace au sol.

Le principe de la mesure paraît donc théoriquement relativement simple, en pratique les choses sont, comme toujours, légèrement plus complexes. L'objet ici n'est pas de rentrer dans les moindres détails de la mesure mais de donner un aperçu de sa complexité.

ORBITES

Avant tout il faut savoir où est le satellite. Sans cette information impossible de localiser une mesure, aussi précise soit-elle. C'est le rôle du calcul d'orbite que de restituer la position du satellite à un instant donné. Pour obtenir une bonne précision sur la mesure de la SSH il faut connaître précisément la position du satellite, son altitude évidemment mais aussi sa latitude et longitude afin de pouvoir répéter quel point de la surface est observé. Plusieurs systèmes sont embarqués sur la plateforme pour permettre une telle localisation : le système DORIS embarqué par exemple à bord de la mission Jason-2 permet une localisation précise grâce à

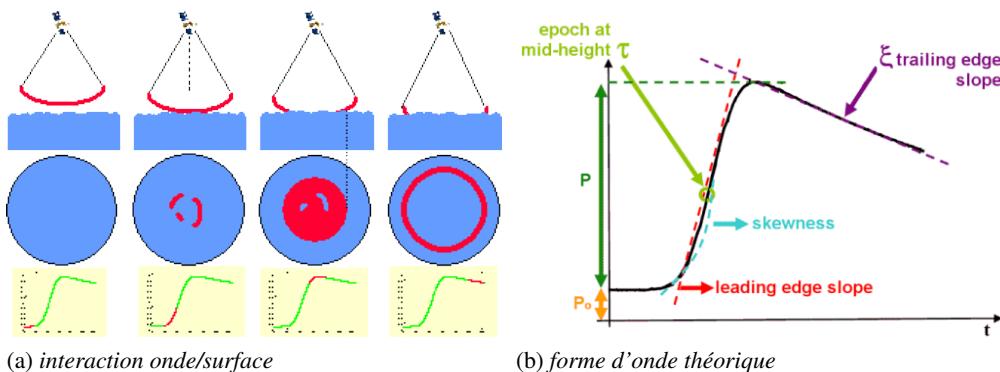


FIG. 1.28 – (a) Schéma de l’interaction onde/surface et variation de la puissance reçue et (b) forme d’onde océanique théorique d’après le modèle de Brown. Source (Roshmorduc et al., 2011).

un réseau de balises au sol, un récepteur GPS ou un réflecteur Laser. Les mesures réalisées par ces systèmes sont injectées dans des modèles de calcul d’orbite qui prennent en compte de nombreux autres paramètres : frottements sur l’atmosphère, consommation de carburant, ... Les solutions d’orbite calculées à partir des données collectées par ces systèmes permettent l’estimation de l’altitude du satellite par rapport à l’ellipsoïde avec une précision centimétrique.

FORMES D’ONDES

Plutôt qu’un point, une impulsion radar incidente illumine une tâche au sol. La géométrie du problème fait que la puissance réfléchie est étalée dans le temps. La forme de l’écho retour est appelée forme d’onde. Pour une mesure dans une configuration océanique, le mécanisme de réflexion de l’énergie est représentée en figure 1.28a. On voit que la forme d’onde est complexe. Quand l’onde touche les points les plus hauts de la surface, la puissance reçue commence à augmenter. Cette augmentation se poursuit au fur et à mesure qu’une plus grande surface est illuminée, formant ainsi le front de montée. La puissance reçue passe par un maximum avant de décroître lorsque l’onde incidente n’illumine plus qu’une couronne à la surface. Sur cette forme, où placer le point à la surface ? quand on commence à recevoir de l’énergie ? au maximum de puissance reçue ?

Un modèle analytique (Brown, 1977) du retour attendu sur une surface océanique permet de répondre à cette question. La forme d’onde théorique est représentée en figure 1.28b. Le temps à mi-hauteur τ est le paramètre duquel on déduit le temps de retour de l’impulsion et donc la mesure du range. L’altimètre émet et reçoit les impulsions à haute fréquence (de l’ordre du kilohertz) et les formes d’ondes effectivement mesurées sont beaucoup plus bruitées, rendant l’estimation des paramètres utiles délicate. Afin d’augmenter le rapport signal/bruit plusieurs mesures ponctuelles sont moyennées augmentant ainsi la précision de la mesure.

CORRECTIONS

En théorie, en divisant la vitesse de propagation par ce temps de retour on obtient le range. Mais le système est imparfait, et différents délais affectent le système. Pour tenir compte de ces délais différentes corrections sont appliquées à la valeur du range. On peut distinguer trois types de corrections.

CORRECTIONS INSTRUMENTALES

Ces corrections tiennent compte des effets des délais internes à l’instrument et d’éventuelles dérives de celui-ci. Ce sont :

- la correction Doppler qui permet de tenir compte du déplacement du satellite,
- la correction d'*Ultra Stable Oscillator* (USO), une horloge interne qui peut dériver au cours du temps,
- la calibration interne qui permet de tenir compte des temps de propagation du signal dans l'instrument

CORRECTIONS D'ENVIRONNEMENT

L'onde ne se propage pas dans le vide et sont interaction avec l'environnement doit être corrigée : traversée de l'atmosphère, réflexion à la surface de la mer. On distingue :

- la correction de troposphère sèche corrige de l'effet de la traversée de l'atmosphère sur la vitesse de propagation de l'onde,
- la correction de troposphère humide corrige des effets de la présence de vapeur d'eau le long du trajet de l'onde,
- la correction ionosphérique corrige des effets de l'interaction de l'onde avec les électrons de la haute atmosphère,
- le biais d'état de mer tient compte de la réflexion de l'onde sur la surface non-plane de la mer.

CORRECTIONS GÉOPHYSIQUES

Ces dernières sont différentes car elles consistent à retirer à la mesure un vrai signal physique de hauteur de mer que l'on ne peut pas ou souhaite pas mesurer. La marée océanique en est un exemple, c'est un véritable signal pour la hauteur de mer, aliasée par l'échantillonnage temporel des missions spatiales. Pour le calcul des courants géostrophiques, la hauteur due à la marée est retirée aux mesures altimétriques. Sont ainsi corrigés les effets :

- de la marée océanique,
- de la marée terrestre, un mécanisme similaire à la marée océanique mais qui s'applique sur la croûte terrestre,
- de la marée polaire induite par les mouvements de l'axe de rotation de la Terre,
- de l'effet de charge qui est la déformation de la terre sous l'effet de la charge induite par les marées,
- du baromètre inverse qui est l'effet statique de la pression atmosphérique sur la hauteur de la mer,
- et de la correction atmosphérique dynamique (DAC) qui est la haute fréquence de la réponse dynamique de la hauteur de mer aux forçages par la pression et le vent.

La hauteur de la mer s'exprime alors par $SSH = Orbite - D_{alt} - \sum_i Correction_i$.

La SSH soit la hauteur de la mer au-dessus de l'ellipsoïde de référence est alors déterminée. Comme illustré sur la figure 1.27, cette hauteur peut être décomposée en deux termes, le géoïde et la hauteur dynamique. Le géoïde représente la hauteur d'une surface équipotentielle de gravité et dépend uniquement de la répartition des masses terrestres. En l'absence de tout mouvement la surface de la mer correspondrait au géoïde. La hauteur dynamique correspond, comme son nom l'indique, à la partie dynamique de la hauteur de mer qui résulte des courants océaniques. En effet dans l'océan les gradients de pression (et donc de hauteur) sont reliés aux courants par l'équilibre géostrophique. Pour l'étude de la variabilité du niveau de la mer, c'est la partie dynamique qui nous intéresse, malheureusement on ne connaît pas avec suffisamment de précision le géoïde et on ne peut donc pas le retirer directement à la SSH. Afin de contourner ce problème on a recours à la définition d'une surface moyenne océanique (Mean Sea Surface

ou MSS) obtenue par moyennage des observations altimétriques sur une période de temps donnée. On obtient l'anomalie de niveau de la mer (la SLA) en retirant la MSS aux mesures de SSH : $SLA = SSH - MSS$. La SLA est la quantité privilégiée pour l'étude du niveau de la mer. Finalement, elle s'exprime comme :

$$SLA = Orbite - D_{alt} - \sum_i Correction_i - MSS \quad (1.7)$$

QUELQUES CHIFFRES

Le premier altimètre radar est embarqué dès 1973 sur la station américaine Skylab, ses mesures sont très limitées mais il permet de mettre en évidence certaines caractéristiques du géoïde et surtout de valider le principe de la mesure. La première mission spatiale lancée avec l'objectif d'étudier la topographie des océans et embarquant un altimètre radar est GEOS-3 lancée par la NASA en 1975. Le satellite Seasat lancé lui aussi par la NASA en 1978 fournit les premières données utilisables mais est victime d'une panne électrique trois mois seulement après son lancement. Toutefois Seasat a démontré la faisabilité d'un système opérationnel de surveillance de l'océan depuis l'espace. Les Etats-Unis continuent leurs efforts avec Geosat en 1985 tandis que l'Europe lance ERS-1 en 1991, un satellite dédié à l'observation de la Terre qui embarque entre autre un altimètre radar.

mission	date de lancement	fin de mission ¹	cycle (jours)	latitude maximum
TOPEX/Poséidon	08/1992	01/2006	9.9156	66°
ERS-1	07/1991	03/2000	35	82°
GeoSat Follow-On	02/1998	10/2008	17	72°
ERS-2	04/1995	07/2011	35	82°
Jason-1	12/2001	on-going	9.9156	66°
Envisat	03/2002	05/2012	35	82°
Jason-2	06/2008	on-going	9.9156	66°

TAB. 1.2 – Date de lancement, date de fin de mission, répétitivité et latitude maximale observée pour les missions altimétriques utilisées lors de cette étude

La mission franco-américaine TOPEX/Poséidon est la première à être exclusivement dédiée à la surveillance globale et précise de l'océan avec de fortes contraintes en termes de précision et de stabilité. Lancée en Août 1992, la mission couvre toutes les latitudes entre 66°N et 66°S avec une répétitivité de 10 jours environ. Cette mission initialement prévue pour durer 5 ans a fourni des données jusqu'en Octobre 2005 et a largement modifié notre connaissance de l'océan. Pendant le temps de vol de TOPEX/Poséidon, d'autres altimètres ont été lancés : ERS-2 en 1995, GeoSat Follow-On en 1998, Jason-1 en 2001, Envisat en 2002 et Jason-2 en 2008. Avec des missions telles que ERS-2 et Envisat, volant sur une orbite différente de TOPEX/Poséidon la couverture de l'océan s'est largement améliorée permettant des cartographies plus précises de la topographie de l'océan.

En plus de la couverture quasi-globale atteinte avec la mission TOPEX/Poséidon, la couverture temporelle est assurée avec les missions Jason-1 et Jason-2. Ces deux missions sont les successeurs de TOPEX/Poséidon et assurent la continuité du système d'observation. Avec près de 20 années de données disponibles l'altimétrie permet maintenant d'étudier la variabilité de basse fréquence et de suivre avec précision l'évolution actuelle du niveau moyen de la mer présentée au début de ce chapitre en figure 1.7.

Dans le cadre de cette thèse, le début de la période altimétrique correspond au premières données collectées par TOPEX/Poséidon. Celles-ci sont suffisamment précises pour l'étude

¹il s'agit de la fin de mission officielle, toute la période de vol des missions n'est pas utilisée

du niveau de la mer aux échelles de qui nous intéressent. Les données de plusieurs missions ont été utilisées : TOPEX/Poséidon, Jason-1, Jason-2 fournissent une série temporelle stable permettant de calculer des tendances à long terme. Les missions ERS-1, GeoSat Follow-On, ERS-2 et Envisat sont utilisés pour étendre la couverture aux hautes latitudes et permettre en pratique l'observation de l'Océan Arctique. Toutes les missions utilisées au cours de cette thèse repassent au-dessus d'un point de mesure au bout d'une durée fixée par le choix de l'orbite, elles sont dites répétitives. Ce temps de retour est appelé cycle, un cycle est divisée en orbites correspondant à un tour de la Terre (d'un point de latitude maximum au suivant), orbites elles-mêmes constituées de deux traces. Les caractéristiques de répétitivité, de couverture spatiale et de couverture temporelle des missions utilisées dans ce travail de thèse sont résumées dans le tableau 1.2.

La mission CryoSat-2 de l'Agence Spatiale Européenne lancée le 8 Avril 2010 est dédiée à l'étude de la cryosphère. Comme elle embarque un altimètre, c'est également une mission d'opportunité pour l'océanographie qui permet de mesurer la SSH jusqu'au très hautes latitudes (89.5°N). Elle n'est pas utilisée dans ce travail de thèse car les retraitements ont été entrepris en 2010, les données n'étaient alors pas disponibles.

1.4 L'OCÉAN ARCTIQUE

Pour l'instant la problématique du niveau de la mer a été abordée d'un point de vue global. Le sujet de cette thèse porte sur une région particulière : l'Océan Arctique. L'Arctique est la région entourant le pôle Nord, elle est représentée sur la carte de la figure 1.29. Cette première définition reste vaste et vague et doit être précisée. Plusieurs frontières peuvent être adoptées pour définir plus précisément l'Arctique.



FIG. 1.29 – Carte de l'Arctique. L'isotherme à 10 °C est représentée en rouge et la ligne de végétation en vert. Les déroits mentionnés dans le texte sont annotés en rouge : détroit de Fram (FS), détroit de Vilkitsky (VS) et détroit de Béring (BS)

Une définition courante repose sur l'isotherme 10°C en juillet : l'Arctique regroupe alors toutes les régions situées au nord de cette ligne pour lesquelles la température maximale n'excède pas 10°C. Cette frontière est représentée par la ligne rouge sur la carte 1.29. On constate que cette frontière inclut la mer de Bering qui correspond plutôt à l'océan Pacifique. Une autre définition possible repose sur la ligne de végétation (en vert sur la carte 1.29) correspondant à la limite au-delà de laquelle les arbres ne poussent plus et laissent la place à la toundra. Cette limite est uniquement continentale et n'apporte pas d'information sur océan. Enfin la troisième frontière possible est géométrique et correspond à la latitude du cercle polaire Arctique (66°33' de latitude Nord) au nord de laquelle le soleil ne se couche pas lors du solstice d'été.

Dans le cadre de cette thèse, c’est cette dernière définition qui est adoptée. Dans la suite, le terme d’Océan Arctique désigne donc sauf mention contraire l’océan situé entre les latitudes 66°N et 82°N.

Dans la suite de ce travail, des zones de l’Océan Arctique seront souvent désignées par leur nom. Il convient donc de décrire la géographie de la région, en s’appuyant sur la figure 1.29. Entre l’Islande, la Norvège et le Groënland se trouvent logiquement les mers d’Islande, de Norvège et du Groënland qui sont regroupées sous le terme de mers Nordiques. Les mers Nordiques communiquent avec l’Arctique intérieur entre le Groënland et l’archipel du Svalbard par le détroit de Fram (noté FS). En progressant vers l’Est depuis la mer de Norvège, on trouve d’abord la mer de Barents, séparée de la mer de Kara par l’île de Novaïa Zemlya (littéralement Nouvelle Terre). Le détroit de Vilkitsky (noté VS) entre la péninsule de Taymyr et l’archipel de Severnaya Zemlya (Terre du Nord) permet le passage vers la mer de Laptev, elle-même séparée de la mer de Sibérie Orientale par les îles de la nouvelle Sibérie (Novosibirskiye Ostrova). La mer des Tchouktches se situe au nord du détroit de Béring (noté BS) qui permet la communication avec la mer de Béring et l’océan Pacifique. Elle est bordée à l’Est par la mer de Beaufort qui borde les côtes de l’Alaska et du Canada. Les étroits passages entre les îles de l’archipel Arctique Canadien permettent de rejoindre à l’Ouest du Groënland la baie de Baffin. Celle-ci est bordée au Sud par la mer du Labrador qui la relie à l’Océan Atlantique. Il faut aussi mentionner la baie d’Hudson enserrée entre plusieurs provinces du Canada qui est en général considérée comme faisant partie de l’Océan Arctique (mais qui ne l’est pas pour la définition adoptée dans cette thèse).

1.4.1 UNE BRÈVE HISTOIRE DE L’EXPLORATION DE L’OCÉAN ARCTIQUE

Jusqu’à la fin du dix-neuvième siècle, l’Océan Arctique était encore une partie du monde inconnue. Au cours des seizième et dix-septième siècles, plusieurs expéditions maritimes avaient été lancées vers l’Arctique à la recherche d’un passage entre l’Atlantique et le Pacifique par le Nord-Est ou Nord-Ouest, laissant le nom de leurs capitaine à différentes régions (baie de Baffin, baie d’Hudson ou mer de Barents). Mais aucune de ces expéditions ne parvint à franchir la barrière des glaces et les efforts furent progressivement réduits. Au dix-huitième siècle des explorateurs russes cartographierent la côte sibérienne et Vitus Bering (1681–1741) explora le passage entre l’Asie et l’Amérique du Nord connu aujourd’hui sous le nom de détroit de Bering. Au début du dix-neuvième siècle une nouvelle vague d’expéditions est lancée à la recherche d’un passage au nord de l’Amérique du Nord, aucune ne réussit son voyage jusqu’au Pacifique mais elles rapportèrent de nombreuses informations sur les îles et passages de l’archipel Arctique Canadien.

La vision théorique de l’Océan Arctique qui prévalait à cette époque était celle d’une barrière de glace entourant un océan libre de glace. Cette théorie était alors soutenue par plusieurs scientifiques s’appuyant sur des arguments différents. Comme la glace de mer est peu salée, Samuel Engel (1702–1784) pensait qu’elle ne pouvait se former qu’à partir d’eau douce, au-delà d’une bande côtière sous l’influence de l’eau douce provenant des rivières, il ne pouvait donc pas y avoir de glace. Le géographe allemand Petermann (1822–1878) pensait que la chaleur contenue dans les eaux Atlantiques transportées vers le Nord par la dérive Nord-Atlantique suffirait à faire fondre la glace.

À mesure que passent les années et les expéditions qui progressent dans l’Océan Arctique, la zone susceptible d’être libre de glace se rétrécit progressivement. En 1879, le navigateur De Long (1844–1881) fait route dans le Pacifique vers le Nord et le détroit de Bering à la rencontre d’une autre expédition explorant le passage Nord-Est depuis l’Atlantique. Mais au moment où il l’atteint, l’autre navire a déjà franchi le détroit pour rejoindre le Pacifique. De Long tente alors de rejoindre le pôle Nord depuis le Pacifique. Son bateau est pris dans les glaces et est

abandonné en 1881 sans avoir atteint son but. Trois ans plus tard des débris de l'épave sont retrouvés le long de la côte Sud-Ouest du Groenland, la glace doit donc être en mouvement et transportée rapidement depuis la Sibérie vers le passage entre le Groenland et l'archipel du Svalbard.

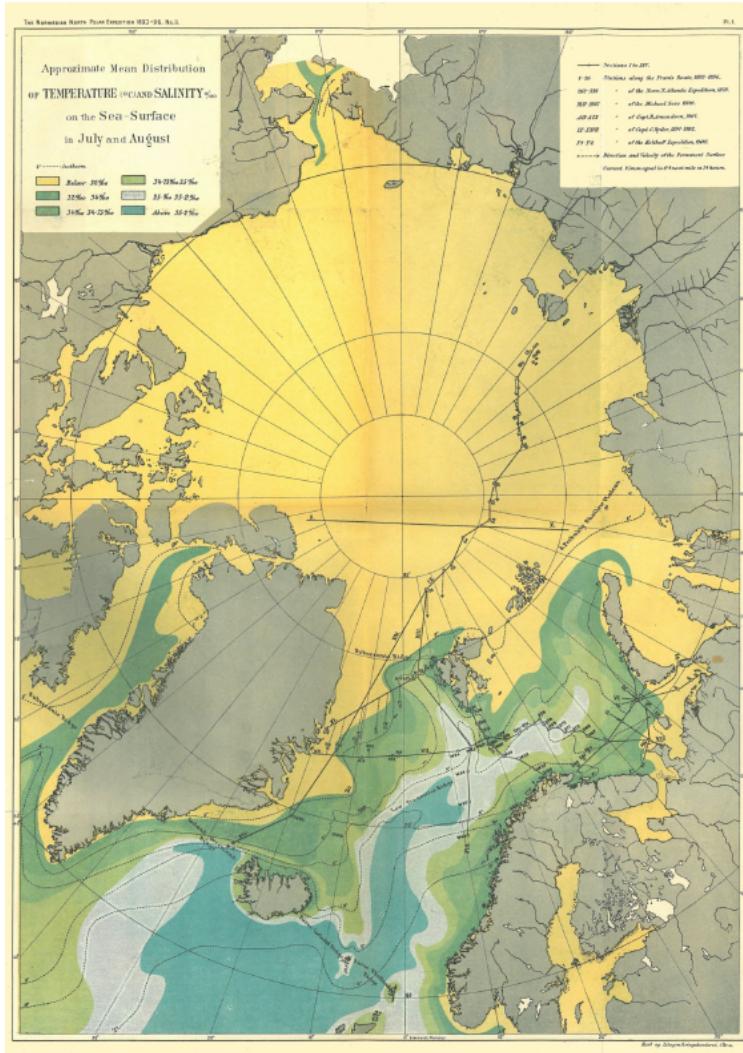
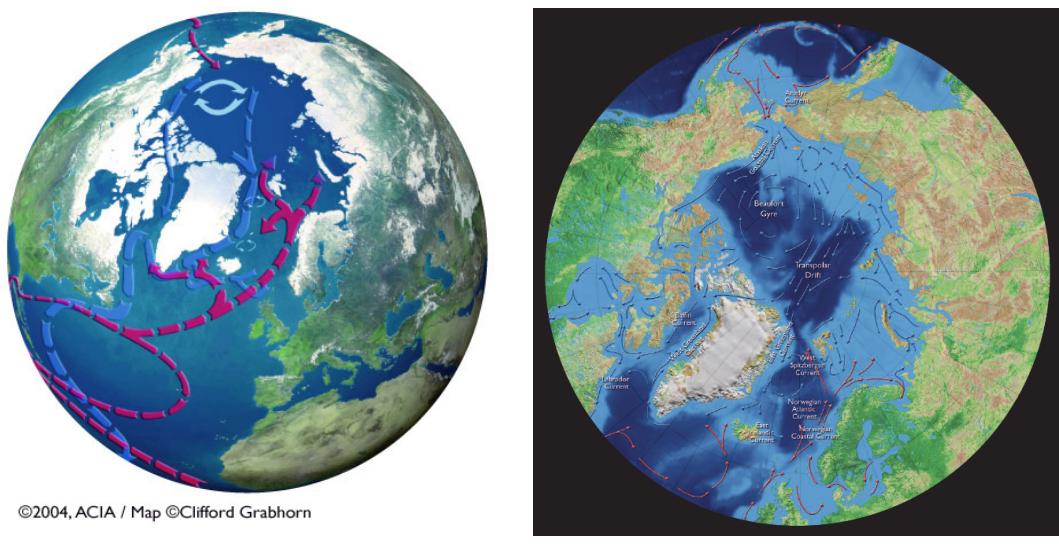


FIG. 1.30 – Carte représentant la trajectoire du *Fram* au cours de sa dérive. La salinité de surface est représentée par les aplats de couleurs et les isothermes par des lignes pointillées. D'après (Nansen, 1902) repris par (Rudels, 2012)

Cette découverte fournit à Fridtjof Nansen (1861–1930) une idée pour explorer l'intérieur de l'Océan Arctique. Il fait construire le *Fram*, un bateau suffisamment robuste pour résister à la pression de la glace et, en 1893 il se laisse prendre dans les glaces au niveau des îles de la Nouvelle Sibérie. Trois ans plus tard, le *Fram* se libère de la glace au Nord de l'archipel du Svalbard et rejoint la Norvège. Là, l'équipage retrouve Nansen qui avait quitté le bateau avec l'un de ses équipiers pour tenter de rejoindre le pôle Nord en traîneau. Le trajet suivi par le *Fram* au cours de ces trois années est représenté en figure 1.30.

Les données recueillies au cours du voyage du *Fram* fournissent les toutes premières informations sur l'intérieur de l'Océan Arctique : c'est un océan profond et entièrement recouvert de glace. Les relevés hydrographiques montrent des maximums de température positifs atteints entre 150 et 250 mètres de profondeur confirmant la théorie de Petermann. Mais cette couche



d'eau relativement chaude est recouverte par une couche d'eau froide de faible salinité et donc

1.4.2 CIRCULATION OCÉANIQUE : GÉNÉRALITÉS

L'Arctique est une région particulière pour la circulation océanique globale. Dans l'océan Atlantique, la circulation thermohaline transporte en surface des eaux chaudes des tropiques vers les hautes latitudes. La chaleur y est alors transférée vers l'atmosphère entraînant la densification des eaux. Dans les zones de convection profonde ces eaux denses plongent, alimentant la branche profonde de la circulation thermohaline. Pour la circulation thermohaline, l'Arctique est un puit de chaleur et une source d'eau douce. Le schéma présenté en figure 1.31a représente la circulation océanique à grande échelle de l'Atlantique Nord et de l'Arctique.

L'Arctique est un bassin océanique méditerranéen¹ relativement fermé. Les échanges avec l'Atlantique et le Pacifique ne peuvent se faire que par d'étroits passages. Le plus large de ces passages est le détroit de Fram qui sépare le Groenland de l'archipel Svalbard profond de 2600 mètres. Par ce détroit transite la plus grande part de l'eau Atlantique qui pénètre dans le bassin Arctique ($\approx 10\text{Sv}$ (Fahrbach *et al.*, 2001)). Une plus faible part de cette eau entre dans l'Arctique par la mer de Barents au Nord de la Norvège où la profondeur n'excède pas 500 mètres ($\approx 3\text{Sv}$ (Maslowski *et al.*, 2004)). Les eaux Atlantiques circulent dans le sens cyclonique en s'enfonçant progressivement du fait de leur densité. L'Arctique est aussi alimenté par le Pacifique via le détroit de Bering ($\approx 0.8\text{Sv}$ (Carmack, 1990)). Ces eaux Pacifiques peu salées s'écoulent le long des côtes Canadiennes et ressortent de l'Arctique principalement par l'archipel Arctique Canadien. L'Océan Arctique est aussi alimenté en eau douce par plusieurs grands fleuves.

Concernant le système de courants de surface, la figure 1.31b illustre deux circulations caractéristiques, le gyre de Beaufort et la dérive transpolaire. En mer de Beaufort au large du Canada, le système de vent force une circulation anticyclonique, le gyre de Beaufort, qui accumule de l'eau relativement douce en son centre. Périodiquement, la circulation atmosphérique

¹Ce terme est ici à prendre dans son sens premier : « au milieu de terres », il ne fait pas référence à la mer Méditerranée.

s’affaiblit et de grandes quantités d’eau douce sont exportées vers l’Atlantique Nord. La dérive transpolaire désigne le courant qui traverse le bassin entre la mer de Sibérie Orientale et le détroit de Fram. Cette dérive transporte la glace formée dans la partie orientale de l’Arctique vers l’Atlantique Nord.

1.4.3 UNE RÉGION SENSIBLE AU CHANGEMENT CLIMATIQUE

En 2007, le rapport de l’IPCC compilait les prévisions de température issues de plusieurs modèles de circulation générale forcés par différents scénarios d’émission. Les cartes publiées dans ce rapport sont représentées en figure 1.32. Pour toutes les périodes et tous les scénarios, l’Arctique semble devoir se réchauffer plus que la moyenne globale. Ce phénomène appelé amplification Arctique est aussi visible dans les observations, par exemple dans les tendances de la température annuelle présentées en figure 1.33 et calculées à partir des données GISSTEMP (Hansen *et al.*, 2010) de la NASA.

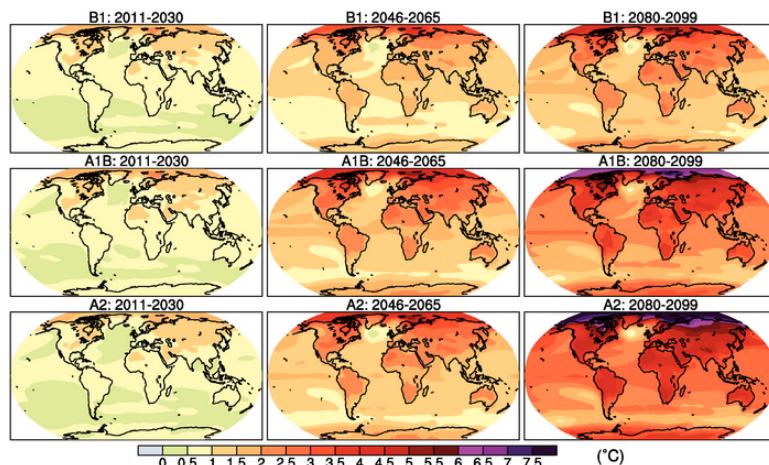


FIG. 1.32 – *Projections de température moyenne de surface de l’atmosphère sous les scénarios d’émissions B1, A1B, B2 et pour trois périodes. Source IPCC 2007*

Une telle amplification dans l’Arctique s’explique par la présence de glace et de neige qui permet l’existence d’une rétroaction glace/albédo positive. Avec la hausse de la température, la glace fond et des surfaces claires et hautement réfléchissante (fort albédo) laissent la place à des surfaces plus sombres qui absorbent plus de rayonnement incident (faible albédo). L’énergie supplémentaire ainsi emmagasinée contribue à éléver la température et ainsi de suite. Si le principe directeur peut ainsi être facilement décrit, les processus à l’œuvre sont en réalité plus complexes (Serreze et Barry, 2011).

La température de l’air n’est pas la seule variable climatique qui connaît des changements rapides dans l’Arctique, une diminution de la couverture neigeuse et une augmentation de la température du permafrost sont également observées. Les modifications environnementales affectent aussi les écosystèmes : la ligne de végétation remonte vers le Nord et la toundra est remplacée par d’autres types de végétation dans certaines régions (Elmendorf *et al.*, 2012).

Mais la modification la plus visible, certainement la plus étudiée et la plus commentée est la fonte de la banquise (*e.g.* Stroeve *et al.* (2012)). L’extension de la glace de mer est surveillée par satellite depuis 1979 et montre une réduction pour toutes les saisons, la plus grande réduction

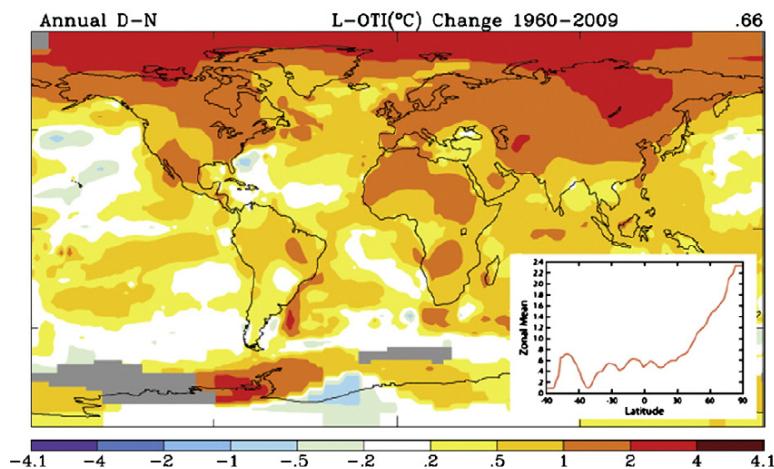


FIG. 1.33 – Tendances des moyennes annuelles de température de surface de l'atmosphère sur la période 1960-2009 estimées à partir des données GISSTEMP. Source (Serreze et Barry, 2011)

étant atteinte en Septembre à la fin de la période de fonte (-12 % par décennie). La figure 1.34 montre la série temporelle de l'extension de la banquise en Septembre.

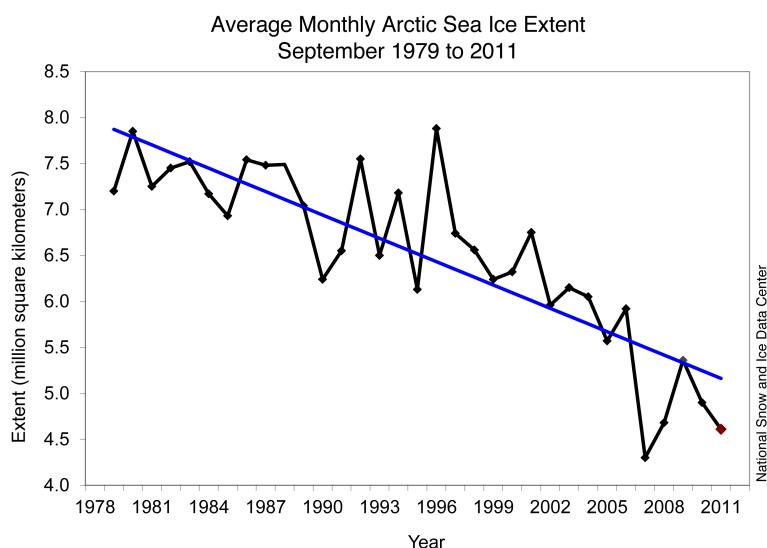


FIG. 1.34 – Série temporelle de l'aire englacée en Septembre. Source NSIDC

Le record d'extension minimale est atteint en 2007 avec 4.17 millions de km² et les cinq extensions minimales ont été atteintes au cours des mois de Septembre des cinq dernières années. Le *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC) fournit deux fois par mois un bulletin de l'état de la glace de mer dans l'Arctique, en juillet 2012, l'extension de la glace de mer était légèrement supérieure à celle de l'année précédente, mais inférieure à celle de Juillet 2007, après avoir établi un record à la baisse pour le mois de Juin. Les dernières données disponibles au moment d'écrire ce manuscrit indiquent que le record a été battu cette année avec une extension de 3.41 millions de km² atteinte le 16 Septembre 2012.

La tendance à la diminution pourrait même s'accélérer, ainsi Stroeve *et al.* (2012) calculent des tendances de -0.032 et -0.154 millions de km² pour l'aire englacée en Septembre pour les périodes 1979-1996 et 1996-2007 respectivement. La réduction dramatique de l'aire couverte par la glace s'accompagne d'une réduction de l'âge et de l'épaisseur de la glace. La banquise devient donc encore plus sensible à des épisodes chauds, tandis que le réchauffement observé rend de moins en moins probable un épisode froid qui permettrait sa régénération.

Du point de vue du niveau de la mer plusieurs facteurs sont susceptibles d'avoir une influence plus ou moins directe. Ainsi des études ont montré que les eaux Atlantiques (Beszczynska-Moller *et al.*, 2012) comme Pacifiques (Woodgate *et al.*, 2010) entrant en Arctique se réchauffent, ainsi que les eaux superficielles du bassin (Steele *et al.*, 2008). Les études récentes montrent que les glaciers entourant l'Arctique fondent en Scandinavie (Nesje *et al.*, 2008), au Svalbard (Haeberli *et al.*, 2005) et en Alaska (Molnia, 2007). Comme mentionné précédemment, la perte de masse de la calotte de glace du Groenland semble aussi s'accélérer (voir la partie 1.2.2). La fonte des glaciers comme celle de la banquise représentent un apport d'eau douce à l'océan. On observe d'ailleurs des modifications du contenu en eau douce dans le bassin (Morison *et al.*, 2012). Toutes ces modifications, via des effets stériques devraient être intégrées dans la variabilité du niveau de la mer.

1.5 LES VARIATIONS RÉCENTES DU NIVEAU DE LA MER DANS LA RÉGION ARCTIQUE

L'évolution de plusieurs variables, présentée dans la partie précédente, montre que l'Arctique est une région qui connaît des changements importants de son climat. Plusieurs de ces changements comme la hausse de la température, la fonte des glaciers ou le modification du contenu en eau douce peuvent impacter le niveau de la mer. Mais que sait-on des variations du niveau de la mer dans l'Océan Arctique ?

1.5.1 REVUE DE LA LITTÉRATURE

Malgré l'intérêt du niveau de la mer comme variable intégrant différentes contributions climatiques, il y a relativement peu d'études consacrées à l'Océan Arctique. Cela s'explique par le peu de données dont on dispose. Il est difficile de maintenir des installations telles que des stations marégraphiques dans des endroits aussi isolés. Et même quand des données existent, encore faut-il que celles-ci soit publiées, un certain nombre de données dans des ports de l'Arctique Russe étant considérées comme stratégiques.

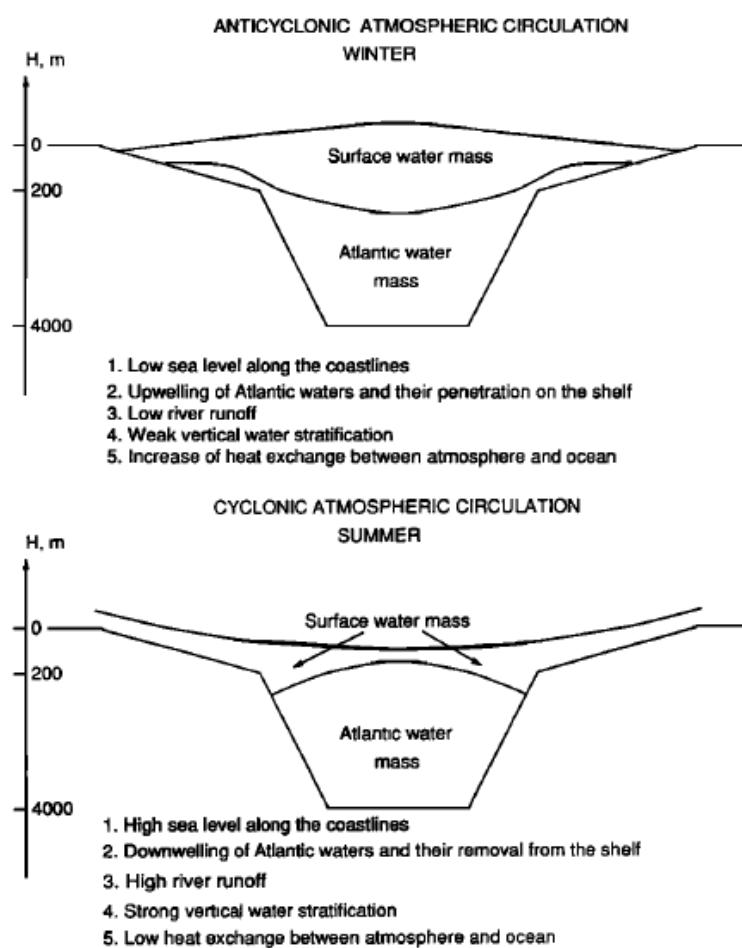


FIG. 1.35 – Représentation schématique des masses d'eau et du niveau de la mer lors des régimes cycloniques et anticycloniques. Source (Proshutinsky et Johnson, 1997)

Dans une étude publiée en 1997, Proshutinsky et Johnson (1997) établissent à partir d'un modèle régional qu'il existe deux régimes de circulation forcée par le vent dans l'Océan Arc-

tique. Ils identifient une alternance entre une circulation plutôt anticyclonique et une circulation plutôt cyclonique avec une période de 10 à 15 ans. Leur modèle prévoit l'effet des changements de ce régime sur le niveau de la mer : lors des phases anticycloniques, l'eau est accumulée au centre du bassin ou le niveau de la mer est haut tandis qu'il est bas à la côte. La situation inverse se produit lors des phases cycloniques. Les deux situations sont schématiquement représentées en figure 1.35. Si les sorties du modèle sont comparées à des données de dérive de glace, aucune comparaison avec des mesures du niveau de la mer n'est effectuée.

En exploitant les données issues de stations marégraphiques le long des côtes de Russie rassemblées par l'*Arctic and Antarctic Research Institute* (AARI), Proshutinsky *et al.* (2001) publient une des premières études sur la hausse du niveau de la mer dans l'Océan Arctique. Dans cette étude, ils utilisent 12 séries temporelles marégraphiques et les sorties du modèle océanique régional déjà utilisé par (Proshutinsky et Johnson, 1997) pour décrire la variabilité du niveau de la mer et en rechercher les causes. Les auteurs séparent l'effet du vent, du baromètre inverse et les effets stériques. Ils concluent que les effets atmosphériques sont dominants devant les effets stériques en mer de Kara et en mer de Laptev mais que les effets stériques sont les plus importants en mer de Sibérie Orientale et en mer des Tchouktches. Même si ce n'est pas le cœur de l'étude, ils estiment la hausse du niveau de la mer à 1.8 mm/an sur la période 1950-1990. La hausse semblant s'accélérer sur la dernière partie de la période avec une tendance de 5.8 mm/an sur 1970-1990. Mais les données marégraphiques ne sont pas corrigées du rebond post-glaciaire et les tendances calculées doivent donc être considérées avec précaution. Les auteurs soulignent aussi que le faible nombre de données disponibles représente une limitation importante.

En utilisant 44 stations marégraphiques sur la période 1950-1990 provenant de la même base de données de l'AARI, Pavlov (2001) étudie la variabilité saisonnière et inter-annuelle du niveau de la mer. Les résultats obtenus sont similaires à ceux de Proshutinsky *et al.* (2001) en termes de variabilité inter-annuelle observée. Il l'attribue plutôt à des effets stériques liés à des modifications de la circulation océanique en remarquant que les corrélations avec l'*North Atlantic Oscillation* (NAO) sont faibles. Concernant le cycle annuel, Pavlov (2001) remarque que de nombreuses stations marégraphiques sont situées dans des estuaires et sont fortement influencées par les variations de débit des rivières notamment en Sibérie.

En Janvier 2003, l'AARI publie de nouvelles données marégraphiques disponibles via le *Permanent Service for Mean Sea Level* (PSMSL). Plus de 70 stations ayant mesuré le niveau de la mer entre 1950 et 1990 sont disponibles le long des côtes de l'Arctique Russe. Cela permet à Proshutinsky *et al.* (2004) d'étudier les changements séculaires du niveau de la mer dans la région. La hausse du niveau de la mer est estimée à 1.85 mm/an sur la période 1954-1989 à partir des données de 71 stations marégraphiques corrigées du rebond post-glaciaire, soit une valeur similaire à la valeur globale sur la même période. Une forte variabilité décennale est observée, correspondant à la variabilité de la NAO, ainsi qu'une importante variabilité spatiale. Ainsi en mer de Barents la tendance est faible (0.7 mm/an) alors qu'elle atteint 2.3 mm/an en mer de Laptev. Leurs résultats sont repris sur la figure 1.36a, pour les différentes stations.

Les auteurs étudient aussi le bilan de cette hausse en estimant les différentes contributions : les effets stériques représentent la plus grande contribution avec 0.64 mm/an avec une grande importance des effets halostériques, l'effet du baromètre inverse contribue pour 0.56 mm/an à la tendance en lien avec une diminution de la pression atmosphérique de surface dans la région, la réponse dynamique au vent contribue pour 0.18 mm/an en moyenne avec toutefois une grande variabilité spatiale. D'autres termes comme la contribution des rivières, l'évaporation et les précipitations sont aussi évalués mais sont faibles. Finalement, il reste 0.48 mm/an non expliqués et les auteurs suggèrent qu'il pourrait s'agir des apports de masse à l'océan.

La série temporelle marégraphique a été mise à jour par Proshutinsky *et al.* (2010) et est reproduite en figure 1.36b. Cette courbe est calculée à partir de 9 stations ayant des enregistre-

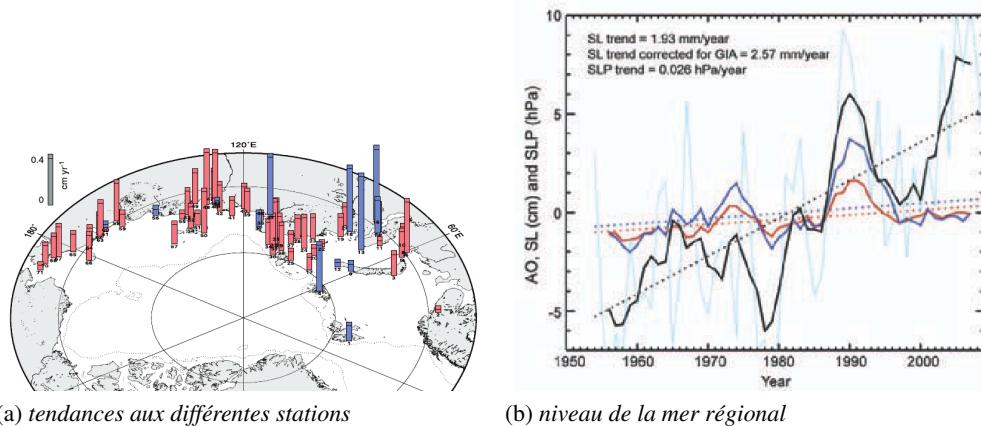


FIG. 1.36 – (a) tendances du niveau de la mer calculées à partir des données marégraphiques par (Proshutinsky *et al.*, 2004) (b) séries temporelles du niveau de la mer annuel (en bleu clair) et moyené sur 5 ans (en noir) à partir de 9 séries marégraphiques continues dans l'Arctique, de l'oscillation Arctique (en rouge, $\times 3$) et de la pression atmosphérique au pôle Nord (en bleu foncé, $\times (-1)$) par (Proshutinsky *et al.*, 2010)

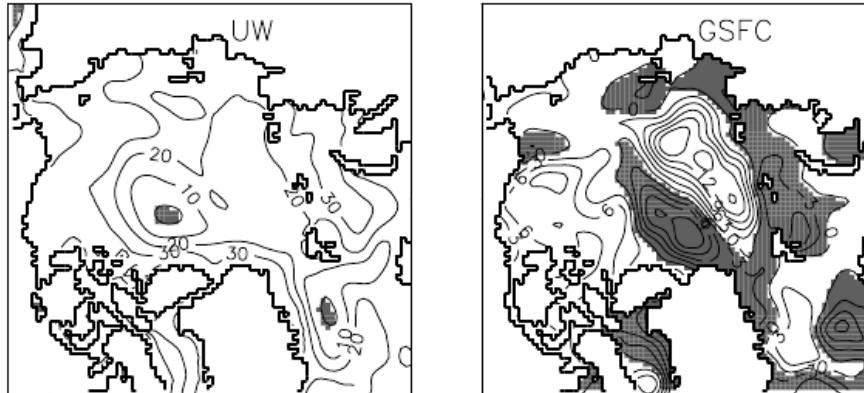


FIG. 1.37 – Cartes des tendances du niveau de la mer dans l'Océan Arctique simulées par le modèle de l'Université de Washington et du GSFC sur la période 1960-2000. Les tendances sont exprimées en cm/siècle, les zones grisées correspondent à des valeurs négatives. Source (Proshutinsky *et al.*, 2007)

ments continus sur toute le période 1954-2009, la tendance, une fois les données corrigées du rebond post-glaciaire, vaut 2.57 mm/an ce qui implique une augmentation importante sur la fin de la période par rapport aux résultats de (Proshutinsky *et al.*, 2004).

Dans le cadre du projet AOMIP d'intercomparaison de modèles dans l'Océan Arctique, (Proshutinsky *et al.*, 2007) utilise encore les données marégraphiques disponibles dans le secteur russe pour valider la variabilité du niveau de la mer simulée par les modèles. Si l'étude porte essentiellement sur la validation des modèles, les auteurs présentent toutefois des cartes des tendances du niveau de la mer modélisées. Les cartes issues de deux de ces modèles sont reproduites sur la figure 1.37. Les différences entre les modèles sont très importantes, tant en valeur absolue que pour la répartition spatiale des tendances.

Les études présentées jusqu'ici n'ont utilisé que des données marégraphiques ou des modèles. Or depuis 1993 l'altimétrie spatiale fournit des données extrêmement utiles pour la mesure de la variabilité du niveau moyen de la mer autour du globe. Les données altimétriques ont été utilisées aux hautes latitudes dans une perspective géodésique (e.g. (Laxon et McAdoo, 1994, McAdoo *et al.*, 2008)), le calcul du champ de gravité permettant l'accès aux caractéristiques tectoniques d'un bassin encore mal connu. Plus récemment, Kwok et Morison (2011)

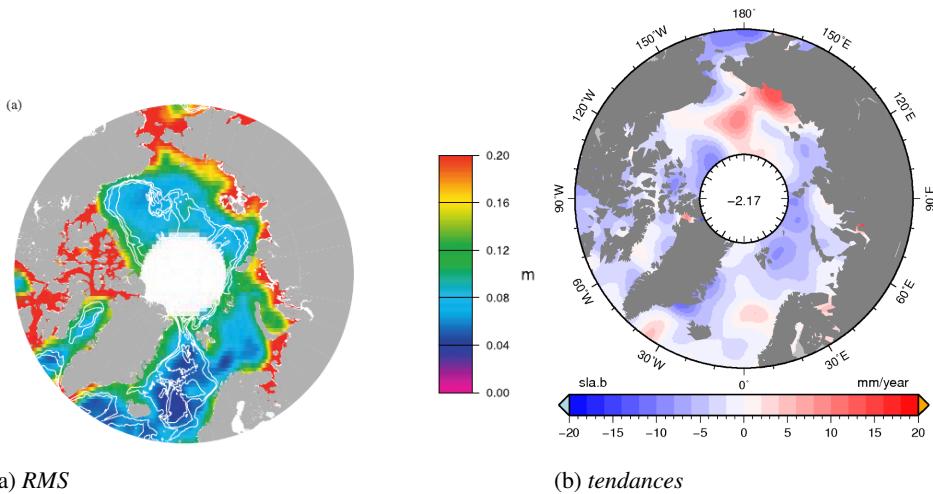


FIG. 1.38 – (a) Carte de la RMS de la SSH estimée par (Peacock et Laxon, 2004) (en m) et (b) Carte des tendances de la SSH sur la période 1993-2005 estimée par (Scharroo et al., 2006) (en mm/an)

utilisent les données d’altimétrie LASER de la mission ICESat sur la période 2004-2008 pour calculer la topographie dynamique de l’océan sous la glace de mer. Les auteurs analysent la circulation océanique déduite de la topographie dynamique mais pas la variabilité du niveau de la mer.

Peacock et Laxon (2004) s’intéressent spécifiquement à l’utilisation de l’altimétrie pour la détermination de la SSH dans l’Océan Arctique. Ils proposent une méthode de retracking des formes d’onde permettant d’identifier les échos provenant de fractures dans la banquise et de calculer à partir de ces échos une valeur du range. Ils appliquent ce traitement aux données du satellite ERS-2 entre Mai 1995 et Mai 1997 et proposent la première carte de la variabilité du niveau de la mer dans l’Océan Arctique, mesurée par la RMS de la SSH, présentée en figure 1.38.

Scharroo *et al.* (2006) applique ce retraitement aux données de la mission ERS-2 entre 1993 et 2005. Grâce à huit années de données, ils peuvent calculer une carte des tendances du niveau de la mer sur la région comprise entre les latitudes 60° et 82° Nord. Cette carte est reproduite en figure 1.38, l’application de l’algorithme de retraitement développé par (Peacock et Laxon, 2004) permettant d’avoir une couverture complète de la région, même dans des zones toujours englacées. En moyenne régionale, les auteurs concluent à une baisse du niveau de la mer de 2 mm/an. Cette étude est, à ma connaissance, la seule tentative d’utilisation de l’altimétrie spatiale pour caractériser la variabilité du niveau de la mer dans l’Océan Arctique sur une longue période.

1.5.2 PROBLÉMATIQUE(S)

Au cours de ce premier chapitre, plusieurs points importants ont été établis.

D’abord que le niveau de la mer est un indicateur important qui varie à des échelles temporelles très différentes. Au cours des deux dernières décennies l’instrument privilégié pour sa mesure est l’altimétrie spatiale permettant une grande précision ainsi qu’un excellent échantillonnage spatial et temporel. Sur cette période la hausse observée du niveau de la mer, estimée en moyenne globale à 3 mm/an, est une variable essentielle des modifications climatiques par son importance scientifique comme sociétale. Le niveau de la mer est intégrateur naturel de différents phénomènes dont les deux contributions principales sont la dilatation des océans,

conséquence de leur réchauffement, et l'apport d'eau continentale à l'océan, soit depuis les grands bassins fluviaux soit par fonte des glaciers et calottes polaires.

Ensuite que la région Arctique connaît des changements climatiques rapides et importants. Le plus visible et commenté de ces changements étant la réduction drastique de la banquise qui fait prédire à certains que l'on pourrait connaître un Océan Arctique totalement libre de glace dès 2050. Mais d'autres changements sont à l'œuvre dans tous les compartiments du système climatique : océan, atmosphère et continent.

Dans un tel contexte il semble évident que le niveau de la mer, étudié à l'échelle de la région Arctique, peut être un outil important pour le suivi de ces modifications. Pourtant la synthèse des études menées au cours des dernières années montre que l'on sait finalement peu de choses sur cette variable dans la région. En particulier les mesures fournies par altimétrie spatiale n'ont quasiment pas été exploitées. Ainsi on ne connaît même pas la valeur de la tendance du niveau de la mer dans la région.

De ce constat découlent de nombreux questionnements auxquels cette thèse va tenter d'apporter des réponses.

D'abord concernant la technique de mesure : pourquoi l'altimétrie spatiale n'a-t-elle été que si peu exploitée ? Les problèmes rencontrés peuvent-ils être corrigés, ou au moins réduits ? Et, *in fine*, l'altimétrie est-elle capable de mesurer le niveau de la mer dans l'Océan Arctique ? Le second chapitre de ce manuscrit est dédié à la question de la mesure altimétrique, centrale dans ce travail. Le processus de génération d'un jeu de données altimétriques dédié à l'observation de la variabilité climatique du niveau de la mer dans l'Océan Arctique y est décrit.

Si les réponses aux questions précédentes sont positives, alors qu'observe-t-on aux échelles climatiques ? pour les signaux annuels, la variabilité inter-annuelle, les tendances ? Quelles sont les échelles caractéristiques de la variabilité du niveau de la mer ? Existe-t-il pour le niveau de la mer comme pour les températures un phénomène d'amplification Arctique ? Le troisième chapitre s'attache à décrire la variabilité climatique du niveau de la mer dans l'Arctique à partir des données altimétriques générées pendant cette thèse. Des comparaisons avec des données marégraphiques sont également effectuées pour valider ce que mesure l'altimétrie.

Enfin la variabilité observée du niveau de la mer peut-elle être expliquée ? Quelles sont les parts respectives du stérique et de la masse ? Est-il possible d'établir un bilan pour la hausse observée ? Le quatrième est dernier chapitre de cette thèse est consacré à cette question des mécanismes de la variabilité du niveau de la mer. Différentes sources de données sont exploitées pour comprendre l'origine de la variabilité observée par l'altimétrie dans l'Océan Arctique.

SYNTHÈSE

A cours de ce premier chapitre nous nous sommes efforcés de replacer ce travail de thèse dans son contexte.

En premier lieu dans celui de la hausse du niveau de la mer, un indicateur essentiel du réchauffement climatique actuel et intégrateur naturel de contributions physiques différentes dont les deux principales sont l'apport d'eau à l'océan par la fonte des glaces continentales et l'expansion de l'océan sous l'influence des changements de température et de salinité. La hausse récente du niveau de la mer est estimée à 3 mm/an sur les deux dernières décennies et à 1.8 mm/an sur la période 1950–2000. Pour la période récente les moyens de mesure permettant d'accéder à la hausse relative (marégraphie) ou absolue (altimétrie) du niveau de la mer ou à certaines de ses composantes (gravimétrie, hydrographie) sont aussi présentées.

Ensuite le théâtre des opérations, l'Océan Arctique, est présenté. Une région qui montre une grande sensibilité au réchauffement climatique et dont les média généralistes se font régulièrement l'écho, soit à l'occasion d'évènements climatiques extrêmes soit pour rendre compte des prétentions territoriales des différents états qui le bordent.

Dans cette région, alors que certaines variables comme la glace de mer sont l'objet de nombreuses attentions, paradoxalement le niveau de la mer n'a été que peu étudié, malgré l'importance qui lui est accordée à l'échelle globale. Cet état de fait s'explique par les difficultés rencontrées lorsque l'on souhaite l'observer. Pendant longtemps les données marégraphiques Russes n'ont pas été publiées et l'utilisation de l'altimétrie est rendue délicate par la présence de glace de mer et l'absence de mesures par les missions dites de référence dont la couverture spatiale est limitée à 66°N.

La problématique de cette thèse dérive de ce constat : l'altimétrie spatiale permet-elle de mesurer les variations du niveau de la mer dans l'Océan Arctique ? Quelle sont alors les caractéristiques de cette variabilité, en particulier aux échelles climatiques ? Finalement quels mécanismes gouvernent de telles variations ?

GÉNÉRATION D'UN JEU DE DONNÉES ALTIMÉTRIQUES POUR L'ÉTUDE DU NIVEAU DE LA MER DANS L'Océan ARCTIQUE

2

SOMMAIRE

2.1	ANALYSE D'UN JEU DE DONNÉES EXISTANT	53
2.1.1	Description des données utilisées	53
2.1.2	Couverture des données	54
2.1.3	Qualité des données altimétriques	59
2.2	ERREURS DE L'ALTIMÉTRIE AUX HAUTES LATITUDES	62
2.2.1	Erreurs de l'altimétrie aux échelles globales et régionales	62
2.2.2	Erreurs spécifiques à l'Océan Arctique	63
2.3	RETRAITEMENT RÉGIONAL DES DONNÉES ALTIMÉTRIQUES	74
2.3.1	Mesures instrumentales	74
2.3.2	Correction des données altimétriques le long de la trace	74
2.3.3	Assurer la stabilité de la série temporelle	85
2.3.4	Cartographie sur une grille régulière	88
2.4	EFFET DES RETRAITEMENTS	91
2.4.1	Une couverture spatio-temporelle améliorée	91
2.4.2	Qualité des données	94
2.4.3	Statistiques des différences	96
	SYNTHÈSE	101

PRÉAMBULE

Les hautes latitudes et l’Océan Arctique sont soumis à des changements climatiques rapides. Le niveau moyen de la mer, un indicateur important de tels changements à l’échelle du globe y reste pourtant mal connu. En particulier les données altimétriques qui permettent depuis une vingtaine d’années une surveillance précise à haute résolution et quasi-globale de cette variable n’ont été que peu exploitées.

L’objet du présent chapitre est d’étudier la capacité de l’altimétrie à fournir des informations exploitables pour l’étude de la variabilité du niveau moyen de la mer dans l’Océan Arctique.

Un jeu de données global fournit le point de départ à partir duquel plusieurs limitations sont identifiées dans l’Océan Arctique.

En remontant le fil des traitements, les erreurs de l’altimétrie sont décrites, à l’échelle globale puis plus spécifiquement aux hautes latitudes. Plusieurs pistes d’amélioration de l’altimétrie sont proposées impliquant plusieurs niveaux du traitement des données.

Un retraitement régional, adaptation des traitements globaux aux caractéristiques régionales, est mis en œuvre. Certaines des pistes exposées y sont appliquées pour générer une série de cartes d’anomalie du niveau de la mer dans l’Océan Arctique améliorées.

L’impact de ce retraitement des données est évalué par comparaison aux produits de référence et permet de mettre en évidence une réduction de certaines des limitations de l’altimétrie aux hautes latitudes.

2.1 ANALYSE D'UN JEU DE DONNÉES EXISTANT

Les données altimétriques n'ont été que peu utilisées pour étudier la variabilité du niveau de la mer dans l'Océan Arctique. En guise de première approche, un jeu de données global est utilisé, depuis lequel on extrait la zone Arctique. Cela permet d'avoir une première vision de la variabilité observée par l'altimétrie aux hautes latitudes.

2.1.1 DESCRIPTION DES DONNÉES UTILISÉES

Plusieurs groupes et organismes calculent et distribuent des produits altimétriques globaux sous forme de cartes d'anomalies du niveau de la mer, à des fréquences quotidiennes, hebdomadaires ou mensuelles, et utilisent ou non des données provenant des différents satellites disponibles à chaque pas de temps. Parmi les différents jeu de données disponibles nous analysons celui issu de la chaîne de traitement DUACS (Data Unification and Altimeter Combination System) opérée par CLS dans le cadre d'un contrat avec le CNES.

Cette chaîne produit entre autres des cartes hebdomadaires quasi-globales d'anomalies de hauteur de mer en temps quasi-réel ou en temps différé et utilisant jusqu'à quatre satellites en même temps. Ces cartes sont distribuées par le service AVISO et librement accessibles pour des utilisations scientifiques à l'adresse suivante : <http://www.aviso.oceanobs.com/en/data/products/index.html>.

Une description complète des traitements appliqués aux données altimétriques est disponible dans le manuel associé aux données (SALP-MU-P-EA-21065-CLS, 2012) et on reviendra un peu plus précisément sur les différentes étapes au cours de ce chapitre. Pour faire une description très succincte de ces traitements, les données d'un satellite sont corrigées, validées et filtrées avant d'être recalées par rapport à une mission de référence. Enfin l'étape d'analyse objective permet d'interpoler toutes les données le long de la trace au sol disponibles sur une grille régulière à une date donnée.

La chaîne de traitement DUACS produit plusieurs types de données, ici la version « Up-To-Date » des cartes d'anomalies de niveau de la mer produites en temps différé est analysée. Les données en temps différé bénéficient d'une meilleure qualité car elles incluent de meilleurs paramètres, les solutions d'orbite en particulier, le calcul en temps différé permet aussi une meilleure analyse objective. Enfin la version « Up-To-Date » utilise l'ensemble des mesures disponibles pour le calcul d'une carte à un instant donné. Ainsi jusqu'à quatre satellites sont utilisés en même temps permettant une meilleure précision. En contrepartie cette précision n'est pas constante au cours du temps puisqu'il n'y a pas toujours 4 missions volant au même moment.

De ce jeu de données, la zone extraite est comprise entre les latitudes 50° Nord et 82° Nord, pour toutes les longitudes et sur la période 1993-2009. 887 cartes hebdomadaires au quart de degré sont alors disponibles, à partir desquelles une première évaluation de la variabilité du niveau de la mer dans l'Océan Arctique est possible. Les évaluations et traitements présentés dans ce chapitre ont été entrepris au cours de l'année 2010, la période 1993–2009 correspondait alors à la plus longue période composée d'années entières disponible.

Comment le niveau moyen de la mer, tel que l'observe ce jeu de données, varie-t-il dans l'Océan Arctique ? Une façon classique parmi d'autres d'aborder cette question est de calculer une carte des tendances. Celles-ci sont représentées sur la figure 2.1. Une première analyse de cette carte conduit à s'interroger sur la pertinence des données dans la région. En effet, à quoi peut bien correspondre la zone en mer de Laptev où les tendances sont supérieures en valeur absolue à 1 m/an ? Pourquoi la majeure partie de l'intérieur du bassin apparaît-il grisé indiquant une absence complète de données dans les grilles ?

Dans ce chapitre, à chaque fois que sont mentionnées les *cartes de référence ou globales*,

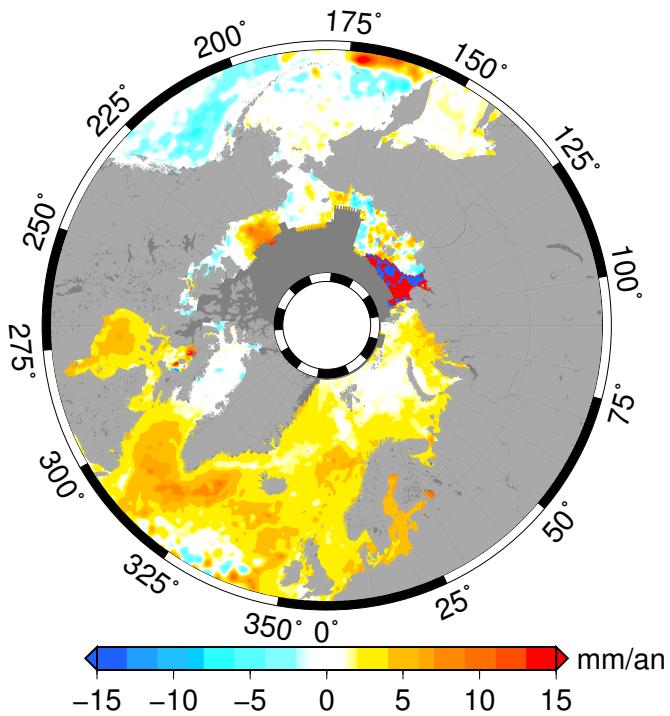


FIG. 2.1 – Carte des tendances du niveau moyen de la mer dans l’Océan Arctique estimées à partir des cartes globales DUACS Up-To-Date

les *produits de référence* ou *globaux* ou encore les *traitements de référence* ou *globaux*, cela désigne la série de cartes issue de la chaîne DUACS et les traitements qui sont appliqués aux données altimétriques au cours des différentes étapes du calcul de ces cartes.

2.1.2 COUVERTURE DES DONNÉES

Du point de vue de la mesure du niveau de la mer par altimétrie spatiale, l’Océan Arctique est une région particulière, qui présente des difficultés d’observation spécifiques : elle n’est pas observée par les mission de référence (*i.e.* TOPEX/Poséïdon, Jason-1 et Jason-2) et l’océan est régulièrement recouvert de glace de mer dont la présence dégrade la précision de la mesure altimétrique. En premier lieu la capacité de ce jeu de données extrait des cartes globales à observer la variabilité du niveau de la mer dans l’Océan Arctique est évaluée. Pour cela nous considérons la couverture de la zone, c’est à dire le nombre de données disponibles.

ORBITES

La mission altimétrique TOPEX/Poséïdon est historiquement la première mission dédiée à la mesure du niveau moyen de la mer avec une exigence de précision centimétrique, elle a été suivie des missions Jason-1 et Jason-2, placées sur la même orbite, qui poursuivent le même objectif et assurent la continuité de la mesure. Les contraintes prises en compte lors du développement de la mission, par exemple la résolution des ondes de marée, ont conduit au choix d’une orbite avec une inclinaison de 66°. Par conséquent les latitudes au delà de 66°, au Nord comme au Sud, ne sont pas observées par ces missions. Il n’y a donc aucune mesure du niveau de la mer par une mission de référence au nord du cercle polaire Arctique.

Heureusement, les missions dites secondaires telles que ERS-1, GeoSat Follow-On, ERS-2

et Envisat fournissent des mesures au delà de cette limite du cercle polaire Arctique : jusqu'à 72°N pour GeoSat Follow-On et jusqu'à 82°N pour ERS-1, ERS-2 et Envisat. Ces missions ne sont pas uniquement dédiées à l'observation du niveau de la mer et, si elles embarquent les instruments qui permettent de le faire, les contraintes de précision et de stabilité de la mesure sont moindres que pour les missions de référence. Elles fournissent les seules données altimétriques disponibles au nord de 66° sur la période 1993–2009 considérée dans ce travail et sont donc indispensables pour l'étude de l'Océan Arctique. Pour les toutes dernières années, la mission CryoSat-2 lancée en Avril 2010 fournit un échantillonnage des hautes latitudes jusqu'à 88°N. Étant donnée la période d'étude, les données de cette mission n'ont pas été exploitées au cours de cette thèse.

Sur cette période, aucune mission d'altimétrie radar conventionnelle ne fournit de mesure au-delà d'une latitude 82°N : c'est la zone du trou polaire. C'est une contrainte extrêmement forte sur notre capacité à observer l'Océan Arctique par altimétrie spatiale : avant toute étude il est certain que nous ne parviendrons pas à rendre compte de l'intérieur du bassin aux très hautes latitudes.

La mission CryoSat-2 dédiée à l'étude de la cryosphère et lancée en Avril 2010 sur une orbite permettant l'observation de la Terre jusqu'à 89.5°N permet de remplir le trou polaire inobservé jusqu'à maintenant. Les mesures de cette mission sont maintenant intégrées à la chaîne de traitement DUACS. Sur la période 1993–2009 utilisée au cours de ce travail de thèse, ces données ne sont pas disponibles. De plus aux très hautes latitudes nouvellement observées par CryoSat-2, les séries temporelles disponibles sont encore trop courtes pour permettre l'estimation de signaux climatiques.

GLACE DE MER

Une seconde contrainte obère la capacité de l'altimétrie à observer le niveau de la mer dans l'Océan Arctique : la glace de mer. Comme présenté au chapitre 1, l'Océan Arctique est partiellement recouvert de glace et la fonte récente de la glace de mer est le sujet de nombreuses études. Si la tendance est à la réduction de la banquise, la variabilité de la glace de mer est marquée par un fort signal saisonnier. L'extension minimale est atteinte en Septembre tandis que le maximum a lieu au mois de Mars.

Pour l'altimétrie radar, la glace de mer est un obstacle car il n'existe pour le moment pas de méthode suffisamment précise permettant de déduire une mesure de hauteur d'eau depuis un écho provenant d'un réflexion sur la surface de la glace. Laxon *et al.* (2003) proposent une carte de l'épaisseur de la banquise estimée à partir des mesures d'ERS-1 et ERS-2, mais avec des incertitudes importantes sur la couverture neigeuse, et les densités relatives de la neige, de la glace et de l'eau de mer. Les travaux de Peacock et Laxon (2004) sur le retraitement des formes d'ondes permettent d'isoler des échos provenant de fissures dans le pack de glace laissant apparaître de l'eau libre et de déduire de ces échos une mesure de la hauteur. Cette technique permet de récupérer de l'information mais au prix d'un traitement des formes d'onde (la forme de l'écho renvoyé par la surface au satellite) qui n'a pas été mis en œuvre au cours de ce travail de thèse. La détermination précise de la hauteur de mer à partir d'échos radars réfléchis à la surface de la glace de mer pourrait occuper une thèse entière, dans ce travail, l'Océan Arctique n'est donc observé que quand il est libre de glace.

La figure 2.2 présente les valeurs médianes de la concentration de la glace sur la période 2003-2007 en Mars (2.2a) et en Septembre (2.2b), lors du maximum et minimum annuel de l'extension de la glace. Certaines régions comme les mers Nordiques et la mer de Barents qui sont alimentées en eau chaude Atlantique sont toujours libres de glace. D'autres comme les régions côtières se découvrent chaque été, pour une période plus ou moins longue de l'année. D'autres encore ne sont découvertes que lors d'événements exceptionnels comme lors du mi-

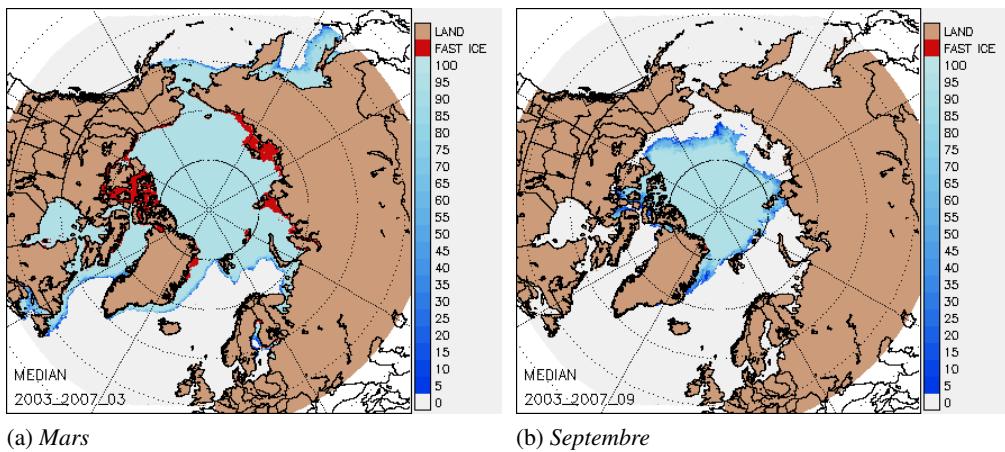


FIG. 2.2 – Valeurs médianes de la concentration en glace de mer aux mois de Mars et de Septembre calculée sur la période 2003-2007. Source National Snow and Ice Data Center (<http://nsidc.org/>)

nimum historique d'extension de glace de l'été 2007 (qui sera certainement battu en 2012) par exemple. Enfin certaines zones restent, pour le moment, perpétuellement englacées. Dans ces zones, le niveau moyen de la mer n'est pour l'heure pas mesuré et sa variabilité n'est pas connue.

COUVERTURE DES DONNÉES DANS LE JEU DE RÉFÉRENCE

L'observation et l'analyse du niveau de la mer dans l'Océan Arctique se heurte donc d'emblée à deux limitations importantes et que l'on ne pourra pas lever : le trou polaire et la glace de mer. Toutefois de larges parties du bassin sont, au moins périodiquement, libres de glace et donc observables. Afin de vérifier que ces régions libres de glace sont bien observées on calcule la couverture des données dans les cartes de référence. À chaque point de grille correspond une série temporelle de 887 observations hebdomadaires couvrant la période 1993-2009. Le pourcentage de ces 887 pas de temps correspondant à une mesure valide de la SLA définit la couverture des données. La carte de couverture des données des produits de référence dans l'Océan Arctique est représentée en figure 2.3.

On remarque que la couverture des données est très bonne dans l'Atlantique Nord, dans les mers Nordiques et dans la mer de Barents, ainsi que dans le Pacifique Nord. En pénétrant dans l'intérieur du bassin Arctique, le nombre d'observations chute brutalement, passant de valeurs supérieures à 90% à des valeurs inférieures à 40%. Cette brusque chute de la couverture a lieu au niveau de l'île de Novaïa Zemlya côté Atlantique et au niveau du détroit de Béring côté Pacifique. Un tel comportement est attendu et semble cohérent avec la variabilité de l'extension de la glace de mer.

Mais on observe aussi une zone de très faible couverture (inférieure à 10%) en mer de Laptev alors que cette région est souvent libre de glace en été comme la mer de Kara. La perte de données le long des côtes de l'Alaska semble aussi ne pas correspondre au comportement de la glace de mer. Dans l'intérieur du bassin, les zones grisées correspondent à des régions qui ne sont jamais observées. La non-observation complète de l'océan, même très proche de la côte en mer de Sibérie Orientale ne correspond pas non plus à la réalité de la présence de glace de mer. Pour vérifier si cette absence de données est ou non le résultat de la présence permanente de glace de mer, les cartes d'anomalies de niveau moyen de la mer au mois de Septembre 2007 sont représentées. Cette période correspond au minimum historique de l'extension de la

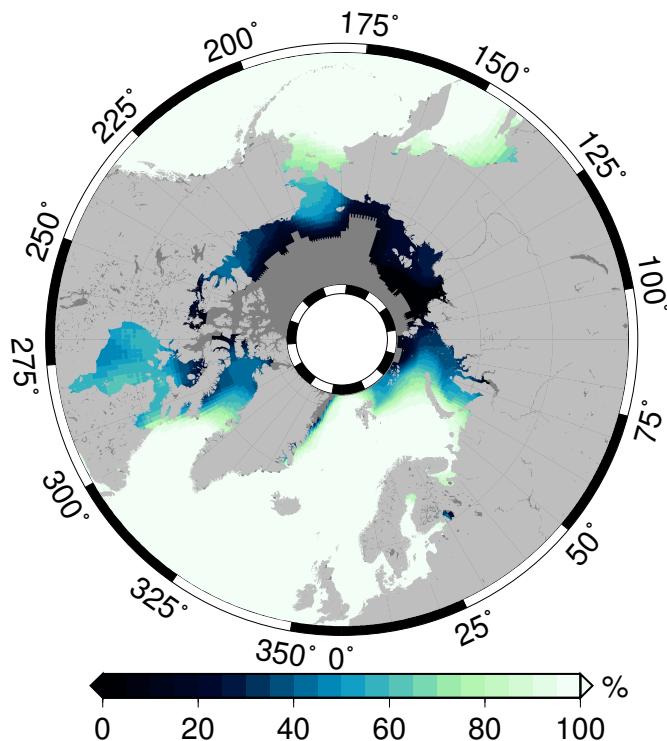


FIG. 2.3 – Couverture des données altimétriques dans l’Océan Arctique calculées depuis le jeu de données de référence sur la période 1993–2009

banquise. En théorie c'est donc à cette période que la plus grande surface possible de l'océan est observable par l'altimétrie. Que montrent donc les cartes de référence à ce moment ?

Le minimum d'extension de glace a été atteint le 16 Septembre 2007. La figure 2.4 représente les cartes de référence calculées les 12 (2.4a) et 19 (2.4b) Septembre 2007. Les contours à 0, 10 et 20% de concentration en glace de mer sont superposés, estimés à partir des grilles de la réanalyse NCEP/NCAR (Reynolds *et al.*, 2002).

Sur les deux cartes, de très larges zones de l’Océan Arctique intérieur sont libres de glace. Pourtant ces régions apparaissent grisées, indiquant qu’elles ne sont pas du tout cartographiées et donc pas observables dans les cartes de référence. Un comportement similaire est observé chaque été sur toute la période d'étude. Ce jeu de données global ne voit donc pas du tout de larges portions de l’Océan Arctique, même dans des régions situées à des latitudes inférieures à 82°N et, au moins à certaines périodes, libres de glace.

Deux raisons peuvent être proposées afin d'expliquer la non-observation des zones identifiées ci-dessus :

- un problème de mesure ; le satellite ne mesure pas l'océan dans cette région et il n'y a donc pas de données en entrée de la chaîne de traitement qui aboutit à la cartographie,
- un problème de traitements : le satellite fournit bien des mesures, qui ne sont pas prises en compte, ou bien rejetées lors de l'une des étapes des traitements.

Pour discriminer entre ces deux causes possibles, une solution est de remonter aux données d'entrée de la chaîne de cartographie. En septembre 2007 dans l’Océan Arctique, c'est la mission Envisat qui fournit les données qui sont traitées par la chaîne. La carte de la SLA correspondante, représentée sur la figure 2.5 est estimée à partir des données validées uniquement, par un moyennage par boîte des mesures collectées par l'altimètre d'Envisat pendant le mois de

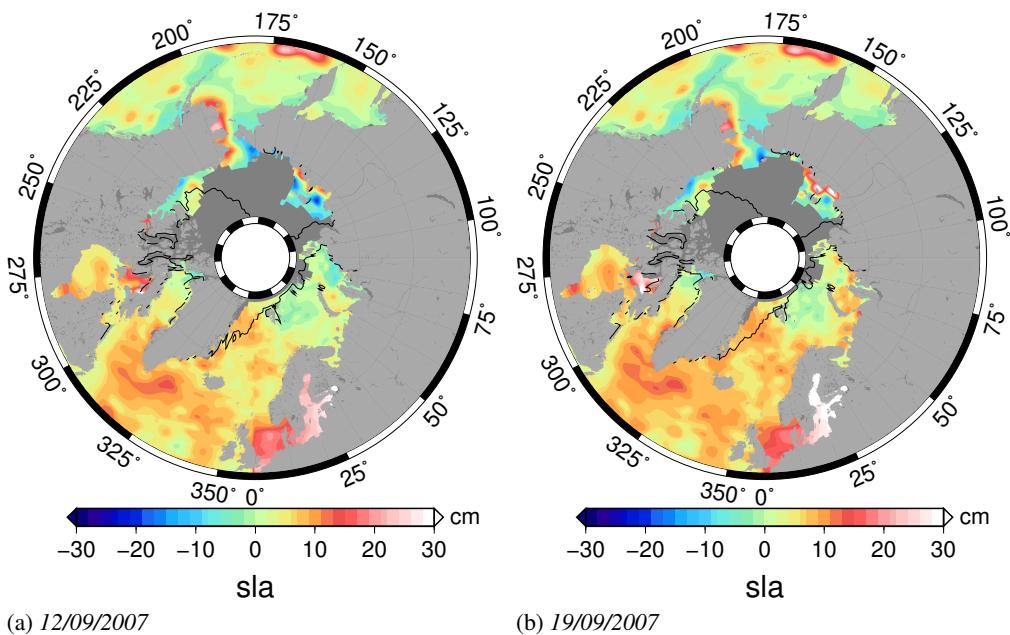


FIG. 2.4 – Cartes d'anomalies du niveau de la mer calculées par les traitements de référence lors du minimum d'extension de glace de Septembre 2007. Le contour à 0% de concentration en glace de mer est superposé en noir

Septembre 2007. Les corrections utilisées dans l'expression de la SLA correspondent à celles des traitements standards.

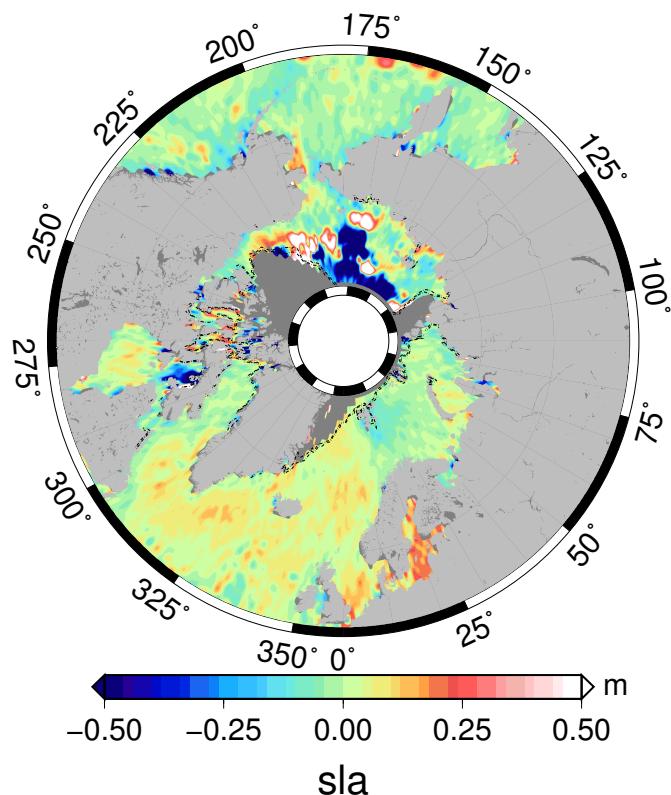


FIG. 2.5 – Carte de la SLA Envisat au mois de Septembre 2007 estimée par moyennage par boîte des données le long de la trace au sol

Sur cette carte, le satellite mesure bien tout l'océan libre de glace, avec une bonne adéquation entre la présence de mesures altimétriques et l'absence de glace et réciproquement. Une investigation sur l'ensemble de la période montre que le même phénomène se reproduit presque chaque année en été, dans des zones différentes en fonction de la distribution spatiale de la banquise.

Il existe donc des zones libres de glace, sur lesquelles on dispose de mesures et qui ne sont pourtant pas cartographiées à l'issue des traitements. C'est donc qu'à une étape des traitements, ces mesures sont rejetées ou non prises en compte. Cette perte d'information conduit à la faible couverture du jeu de données DUACS de référence dans l'Océan Arctique, une limitation sérieuse à l'utilisation de ce jeu de données pour caractériser la variabilité du niveau de la mer dans la région Arctique.

2.1.3 QUALITÉ DES DONNÉES ALTIMÉTRIQUES

VALEURS ABERRANTES

Pour étudier la source des problèmes de couverture, les données altimétriques le long de la trace pour chaque mission prise individuellement sont analysées. La figure 2.5 représente la carte de la SLA estimée à partir des données de la mission Envisat au mois de Septembre 2007 en utilisant les traitements globaux de référence. Sur cette carte, dans une large zone au large des mers de Laptev, de Sibérie Orientale, des Tchouktches et de Beaufort les valeurs de la SLA sont douteuses. Dans ces régions la carte présente des valeurs largement supérieures à 50 cm avec de très forts gradients. En général on considère que 30 cm est une borne supérieure pour la SLA.

En analysant d'autres périodes temporelles et les données d'autres missions, il apparaît que cette zone présente toujours le même problème et signe dès qu'elle est observée par des valeurs aberrantes pour la SLA. Un tel constat conduit à poser la question de la qualité des données dans cette région.

ANALYSE EN VARIANCE

Afin de qualifier la qualité des données altimétriques, la variance de la SLA est analysée le long de la trace. La variance de la SLA est habituellement utilisée comme un moyen d'évaluer la qualité des données altimétriques, une forte variance pouvant indiquer une dégradation de la qualité de la donnée. Pour la variance de la SLA, 100 cm^2 correspond à une valeur moyenne attendue.

L'ensemble des données de la mission Envisat sur la période allant d'Octobre 2002 à Décembre 2009 sont utilisées pour le calcul de la variance. La carte obtenue est présentée en figure 2.6. Les niveaux de variance sont plus importants à la côte et diminuent vers le large, sous l'effet combiné d'une variabilité et d'erreurs plus importantes à la côte. En revanche des niveaux importants sont également observés dans les zones hauturières précédemment identifiées. Si la variance de la SLA mesure aussi la variabilité naturelle de l'océan, les niveaux observés ici semblent anormaux. Dans certaines zones comme les courants de bord Ouest, de forts niveaux de variance de la SLA sont attendus, à cause la forte variabilité de la circulation océanique. Comme ce n'est pas le cas ici, cela conduit à privilégier des erreurs des traitements altimétriques comme origine des niveaux de variance mesurés.

Pour illustrer encore la dégradation de la qualité des mesures altimétriques dans l'Océan Arctique, la variance de la SLA est représentée en fonction de la latitude. Seules les données des missions ERS-1, GeoSat Follow-On, ERS-2 et Envisat qui permettent l'observation des latitudes supérieures à 66°N sont analysées. Les résultats sont présentés sur la figure 2.7.

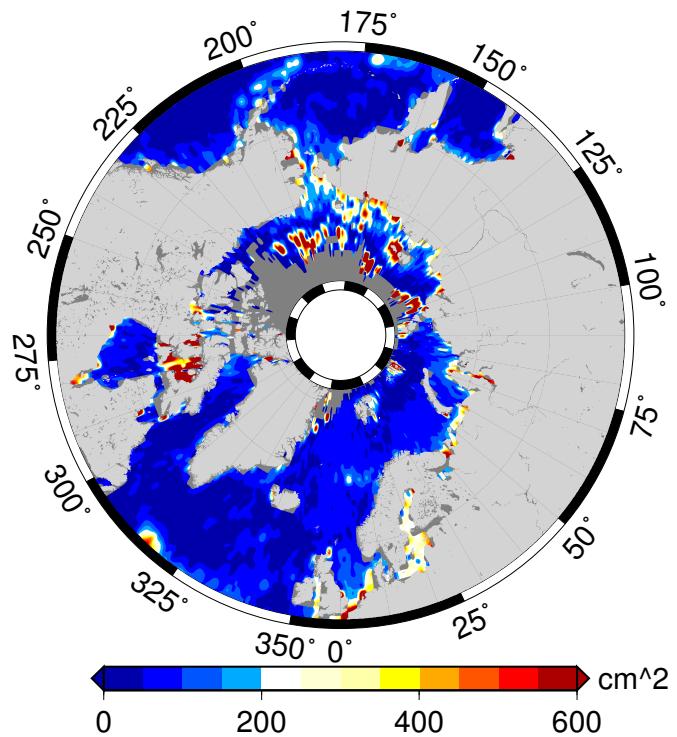


FIG. 2.6 – Carte de la variance de la SLA estimée à partir des données de la mission Envisat entre Octobre 2002 et Décembre 2009, avec les corrections de référence

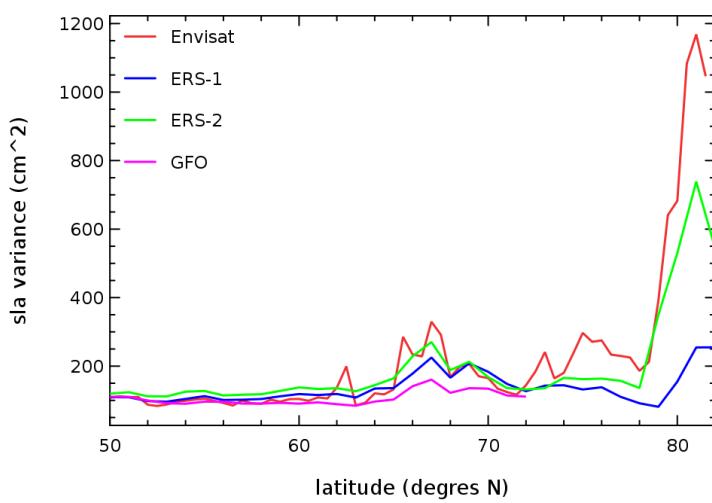


FIG. 2.7 – Variance de la SLA de référence en fonction de la latitude pour les mission ERS-1, ERS-2, GeoSat Follow-On et Envisat

Aux latitudes inférieures à 60°, toutes les missions présentent des valeurs de la variance de la SLA cohérentes, proches de 100 cm², une valeur conforme à la valeur attendue. Toutes les missions montrent une augmentation localisée de la variance de la SLA plus ou moins importante vers 66°N–68°N. Pour les missions ERS-2 et Envisat, la variance de la SLA augmente ensuite fortement : dès 72 °N pour Envisat, puis à nouveau à partir de 78 °N Nord pour Envisat et ERS-2. Les données d'ERS-1 montrent elles aussi une augmentation de la variance aux très hautes latitudes, mais d'amplitude plus faible que pour Envisat ou ERS-2. La mission Geo-Sat Follow-On n'observe l'océan que jusqu'à 72°N, les très hautes latitudes ne sont donc pas mesurées et l'augmentation de la variance de la SLA avec la latitude n'est pas observée.

Même si la variance de la SLA est un indicateur imparfait de la qualité de la mesure puisqu'elle intègre sans pouvoir les distinguer la variabilité naturelle du niveau de la mer et des erreurs éventuelles, les niveaux observés aux très hautes latitudes pour les missions ERS-2 et Envisat proviennent certainement d'erreurs de la mesure ou des traitements altimétriques. Il est en effet très peu probable que la variabilité réelle du niveau de la mer atteignent de tels niveaux, avec des valeurs maximales supérieures à 1100 cm² et 700 cm² pour Envisat et ERS-2 respectivement. Il est en revanche probable que de tels niveaux de variance résultent d'erreurs des traitements altimétriques qui se traduisent aussi sur la valeur de la SLA par des aberrations telles que celles mises en évidence sur la figure 2.5.

Mais la figure 2.7 montre aussi un comportement différent des trois missions ERS-1, ERS-2 et Envisat qui pourtant observent l'Océan Arctique jusqu'à 82°N sur des orbites identiques. L'augmentation de la variance de la SLA avec la latitude est faible pour les données d'ERS-1, plus marquée par les données d'ERS-2 et encore plus importante pour les données de la mission Envisat. Pour expliquer les différences entre ces missions qui devraient voir le même océan et donc être affectées des mêmes erreurs sur les traitements on fait l'hypothèse que l'effet de la glace de mer et sa réduction est prépondérant.

Avec la réduction progressive de l'extension de la glace de mer des zones de l'Arctique intérieur qui n'étaient jamais découvertes et donc jamais observées au début de la période par ERS-1 sont maintenant régulièrement libres de glaces et mesurées par Envisat. Dans de telles zones, certaines corrections, par exemple la marée océanique sont susceptibles d'être dégradées et sont responsables des niveaux de variance observés. Comme la part de ces zones augmente au cours du temps avec la réduction de la surface de la glace de mer, leur impact sur les statistiques régionales est de plus en plus important, expliquant ainsi que la variance aux hautes latitudes augmente plus pour les données Envisat que pour les données ERS-1.

RÉSUMÉ

Au cours de cette partie, il a été démontré que les traitements altimétriques de référence présentent un certain nombre de limitations pour l'étude de la variabilité du niveau moyen de la mer dans l'Océan Arctique aux échelles climatiques.

En particulier, une faible couverture spatiale et temporelle a été identifiée dans certaines régions, associée à une dégradation de la qualité des mesures aux très hautes latitudes. Il faut préciser que les traitements DUACS sont dédiés à l'étude de l'océan hauturier et ne sont pas optimisés pour l'étude de l'Océan Arctique.

Avant de pouvoir caractériser la variabilité du niveau moyen de la mer, il faut en premier lieu tenter de réduire ces limitations. Dans cet objectif les erreurs de l'altimétrie aux hautes latitudes sont d'abord décrites dans la partie suivante, aux différents niveaux des traitements.

Une fois ces erreurs identifiées, il sera alors possible d'essayer de corriger les plus importantes afin de construire un jeu de données amélioré.

2.2 ERREURS DE L'ALTIMÉTRIE AUX HAUTES LATITUDES

Deux limites importantes à l'utilisation des données altimétriques simplement extraites d'un jeu de données global pour l'étude du niveau de la mer dans l'Océan Arctique ont été identifiées : une faible couverture des données associée à une dégradation de la qualité de ces données dans certaines régions de l'océan.

Dans cette partie, les erreurs affectant l'altimétrie sont décrites, d'abord succinctement pour des analyses globales puis pour des analyses régionales. Enfin les erreurs spécifiques à l'Océan Arctique sont détaillées.

2.2.1 ERREURS DE L'ALTIMÉTRIE AUX ECHELLES GLOBALES ET RÉGIONALES

Bien que les mesures altimétriques soient précises, elles sont toutefois affectées par différentes erreurs ayant des signatures à des échelles spatiales et temporelles différentes (Dorandeu, 2009).

ERREURS SUR LA TENDANCE GLOBALE

En moyenne globale, Ablain *et al.* (2009a) recensent les principales erreurs de l'altimétrie et évaluent l'impact sur l'incertitude sur la tendance du niveau moyen de la mer global. Ils estiment que l'erreur principale provient de la correction de troposphère humide, avec une incertitude de 0.3 mm/an. Les erreurs lors du calcul des biais permettant de recalier les missions entre elles représentent le deuxième poste d'erreur et l'incertitude sur la tendance qui en résulte est évaluée à 0.25 mm/an. Les dérives des solutions d'orbites sont responsables d'une incertitude de 0.2 mm/an.

D'autres sources d'erreurs comme la correction de troposphère sèche et les corrections instrumentales sont également décrites mais leur effet sur l'incertitude associée à la tendance est plus faible, inférieur ou égal à 0.1 mm/an.

La prise en compte de l'ensemble des erreurs conduit Ablain *et al.* (2009a) à estimer l'incertitude totale sur la tendance du niveau moyen de la mer global à 0.6 mm/an.

LE CAS DES ÉTUDES RÉGIONALES

Quand l'étude ne concerne plus l'océan global mais une région particulière, le bilan d'erreur augmente sensiblement. Ainsi Ablain *et al.* (2009b) montrent que les erreurs sont très dépendantes de la région d'étude. L'incertitude liée à l'orbite par exemple dépend fortement de la latitude avec des valeurs variant entre -1.5 et 1.5 mm/an, l'erreur étant plus grande aux hautes latitudes qu'au niveau de l'équateur. Pour l'étude de l'incertitude sur les tendances locales du niveau moyen de la mer, une modélisation de l'erreur de dérive liée à l'orbite dépendant de la latitude est adoptée par Prandi (2009) et est reproduite sur la figure 2.8a. Cette évaluation dérive d'une comparaison entre deux modèles d'ITRF¹, l'ITRF 2000 (Altamimi *et al.*, 2002) et l'ITRF 2005 (Altamimi *et al.*, 2007). Avec les dernières générations de cet ITRF, les différences sont réduites, les valeurs présentées ici sont donc des estimations prudentes de l'incertitude.

L'incertitude sur la correction de troposphère humide est elle aussi inégalement répartie à la surface du globe. À partir de comparaisons entre les mesures radiométriques et les données de modèles, Prandi (2009) adoptent les valeurs représentées sur la figure 2.8b pour l'erreur de dérive de cette correction. Celle-ci vaut 2 mm/an à l'équateur et est quasiment nulle aux pôles.

¹l'International Terrestrial Reference Frame est le repère dans lequel les orbites sont exprimées, voir <http://itrf.ensg.ign.fr>

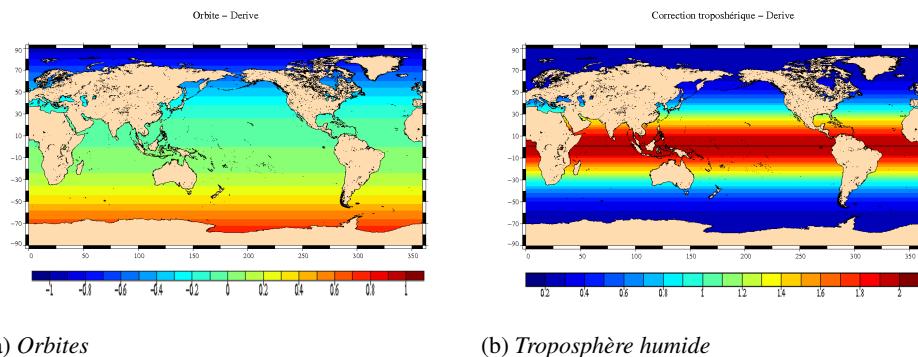


FIG. 2.8 – Cartes de l'erreur de dérive de l'orbite et de la troposphère humide adoptées par Prandi (2009) pour le calcul de l'incertitude sur les tendances locales du niveau moyen de la mer, en mm/an

Une autre source importante d'incertitude à l'échelle régionale provient du raccordement entre plusieurs missions. Pour disposer de séries temporelles suffisamment longues pour l'étude des signaux climatiques, il est nécessaire d'utiliser les mesures provenant de plusieurs satellites qui doivent être raccordées entre elles. Même si le principe physique de la mesure est le même pour toutes les données utilisées, et que les corrections instrumentales sont a priori connues, il existe des biais parfois importants entre les différentes missions. Ces biais sont généralement évalués en moyenne globale mais leur distribution spatiale est inégale (Beckley *et al.*, 2004, 2010). En fonction de la région étudiée, le raccordement entre deux missions peut donc être inexact puisque c'est le biais global qui est corrigé, pas celui évalué régionalement.

Enfin il faut également considérer la variabilité naturelle de la surface océanique. Celle-ci n'est bien sur pas une erreur au sens strict du terme. Pourtant la performance de l'ajustement d'une tendance à une série de points dépend du ratio entre la variabilité du signal et la longueur de la série. Une partie de cette variabilité est naturelle et correspond bien à un signal physique mais son amplitude a un impact sur l'incertitude associée à la tendance. En moyenne globale, les écarts des observations à la prédition linéaire sont faibles, en partie parce les cycles annuels ont des phases opposées dans l'hémisphère Nord et Sud et se compensent, mais également parce qu'un moyennage global lisse les zones de forte variabilité avec les zones de faible variabilité de la SLA. La tendance ajustée est donc robuste. Aux échelles régionales, les effets de lissage par moyennage sont réduits. Ablain *et al.* (2009b) montrent ainsi que dans des zones de forte variabilité comme les courants de bord Ouest ou le Pacifique tropical, celle-ci peut mener à des niveaux d'incertitudes supérieurs à 5 mm/an, soit presque dix fois le niveau d'incertitude sur la moyenne globale.

2.2.2 ERREURS SPÉCIFIQUES À L'OCÉAN ARCTIQUE

Les erreurs de l'altimétrie décrites précédemment affectent les estimations du niveau moyen de la mer dans l'Arctique. L'erreur de dérive sur l'orbite y est importante, au contraire de celle sur la correction de troposphère humide par exemple.

Mais des erreurs supplémentaires sont susceptibles d'affecter spécifiquement les données altimétriques dans l'Océan Arctique. C'est en effet un océan méditerranéen² à la géométrie côtière complexe dont la bathymétrie est encore mal connue par endroits. C'est aussi un océan recouvert d'une couche de glace qui complique la mesure. L'extension de la banquise variant au cours du temps avec une tendance à la diminution en plus d'un fort cycle annuel.

²voir la note page 41

EFFET DE LA GLACE DE MER SUR LES MESURES INSTRUMENTALES

Le premier niveau de la mesure, appelé *niveau 1*, consiste à convertir ce que mesure effectivement par l'instrument embarqué sur la plate-forme en une grandeur physique d'intérêt. Pour l'altimètre il s'agit de passer de la forme d'onde à la distance ou pour le radiomètre des températures de brillance au contenu en vapeur d'eau et à la correction de troposphère humide. Dans cette partie, c'est l'effet de la présence de glace de mer sur les mesures instrumentales qui est investigué.

Dans la situation où la trajectoire du satellite le fait passer d'un océan libre de glace à un océan recouvert par la banquise, le satellite survole une zone de transition qui peut-être partiellement recouverte de glace. L'altimètre, ainsi que le radiomètre embarqué sur la plate-forme du satellite, effectue sa mesure sur une tâche au sol d'un diamètre d'environ 20 km. La présence de glace de mer dans le champ de vision de ces instruments est susceptible d'en dégrader les performances, soit parce que la réflexion des échos radars est perturbée par des surfaces englacées dont la surface est très différente de la surface libre de l'océan ou parce que le radiomètre mesure aussi de la glace dont les propriétés d'émissivité sont très différentes de l'océan.

Pour évaluer l'impact de la présence de glace de mer dans le champ de vision des instruments embarqués sur le satellite, la distance de chaque mesure à la glace est calculée à l'aide d'un algorithme développé au cours de cette thèse. La présence de glace de mer est identifiée par le flag de glace présent dans les produits. Si ce champ est différent de zéro, c'est qu'à la date et à la position de la mesure correspondante, de la glace de mer est présente. Le calcul de distance à la glace consiste à rechercher, pour chaque mesure valide, la mesure la plus proche qui est identifiée comme étant effectuée sur la glace. La recherche est limitée à un certain intervalle de temps autour de la mesure considérée afin d'obtenir une distance réaliste et tenant compte de la variabilité temporelle des zones englacées. Il s'agit donc d'un algorithme relativement simple dont les résultats ne sont pas parfaits, il fournit toutefois des cartes cohérentes qui permettent d'utiliser la distance à la glace comme variable explicative pour le comportement de la SLA aux hautes latitudes. Il s'agit d'un calcul relativement coûteux en temps et l'étude effectuée se limite donc aux données de la mission Envisat entre les cycles 10 et 81, soit sur la période allant de Septembre 2002 à Août 2009.

EFFET SUR LES MESURES ALTIMÉTRIQUES

La courbe de l'écart-type de la SLA sur cette période en fonction de la distance à la glace est représentée sur la figure 2.9. L'écart-type de la SLA augmente progressivement au fur et à mesure que l'on se rapproche de la glace.

Si l'unique effet de la glace de mer sur les données altimétriques est de polluer les mesures instrumentales, alors son effet ne devrait être ressenti qu'à des distances faibles de la frontière eau/glace, de l'ordre de grandeur du diamètre de la tâche au sol soit une vingtaine de kilomètres pour l'altimètre et une cinquantaine de kilomètres pour le radiomètre. Or l'augmentation de l'écart-type commence à des distances bien plus importantes et sans que l'on puisse établir une frontière bien marquée entre une zone « normale » et une zone dégradée.

L'interprétation de la courbe de la figure 2.9 se révèle délicate et ne permet pas d'identifier avec certitude l'effet de la glace de mer sur la mesure altimétrique et de le séparer de la dégradation aux hautes latitudes déjà identifiée lors de l'analyse de la variance en fonction de la latitude de la figure 2.7.

Il est probable que plusieurs effets se conjuguent pour aboutir à la dégradation mesurée en fonction de la latitude comme de la distance à la glace : effet de la glace sur l'altimètre en champ proche qu'il est difficile de distinguer d'éventuels effets côtiers et dégradation de certaines corrections géophysiques en champ lointain.

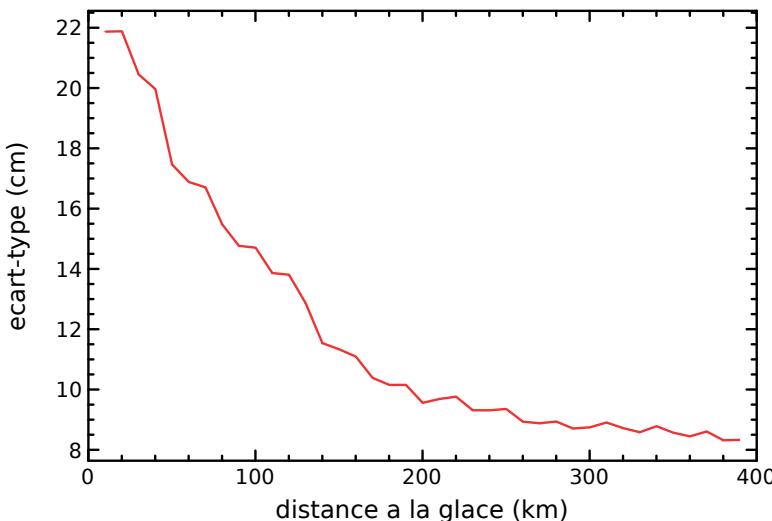


FIG. 2.9 – écart-type de la SLA Envisat en fonction de la distance à la glace évalué sur les cycles 10 à 80 en utilisant les traitements de référence

EFFET SUR LE RADIOMÈTRE ET LA CORRECTION DE TROPOSPHÈRE HUMIDE

La correction de troposphère humide utilisée pour corriger les données est déduite des mesures effectuées par le radiomètre embarqué sur le satellite. Le radiomètre est un instrument passif dont l'empreinte au sol est plus grande que celle de l'altimètre et il est lui aussi potentiellement impacté par la présence de glace de mer.

Afin de vérifier on s'intéresse à la variance de la SLA expliquée par cette correction. Si les mesures du radiomètre sont effectivement impactées par la glace de mer alors on devrait observer un changement dans la variance expliquée par la correction puisque celle-ci, déduite de mesures polluées par la présence de glace dans la tâche au sol, ne représente alors plus le contenu en vapeur d'eau atmosphérique. Par comparaison, la correction déduite des sorties du modèle ECMWF ne devrait pas être impactée de la même manière, bien que la prise en compte de la glace de mer dans le modèle soit susceptible d'avoir un effet.

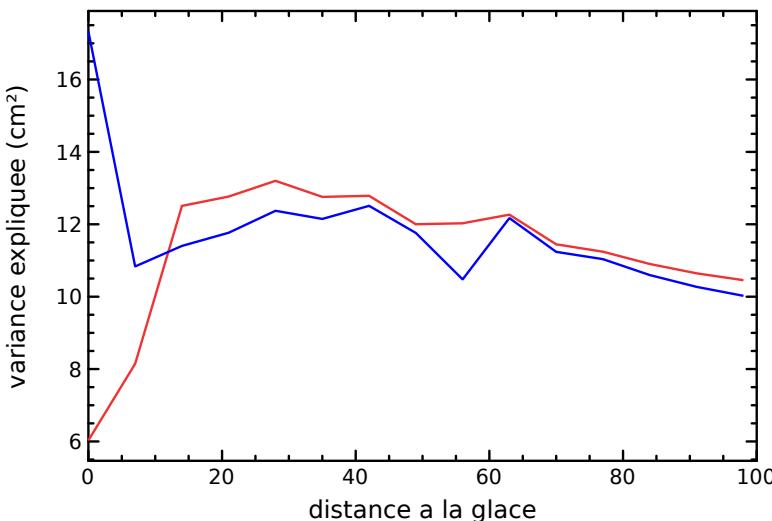


FIG. 2.10 – Variance de la SLA Envisat expliquée par la correction de troposphère humide déduite des mesures du radiomètre (en rouge) et des sorties du modèle ECMWF (en bleu)

Les courbes de variance de la SLA expliquée par la correction de troposphère humide radiomètre et modèle en fonction de la distance à la glace sont représentées en figure 2.10. Au

delà de 20 kilomètres de la glace, la courbe rouge correspondant aux données corrigées de la troposphère humide déduite des mesures du radiomètre est au-dessus de la courbe bleue correspondant au modèle. La correction issue du radiomètre est donc légèrement meilleure que celle du modèle puisqu'elle explique une plus grande part de la variance du signal. En dessous de 20 kilomètres la variance expliquée par la correction radiométrique diminue fortement et les deux courbes s'inversent, indiquant une dégradataion de la correction déduite des mesures du radiomètre.

PISTES D'AMÉLIORATION POUR LE NIVEAU 1

À l'issue des évaluations présentées ici, plusieurs pistes se dégagent pour proposer des améliorations des traitements de bas niveau susceptibles de réduire les erreurs aux hautes latitudes.

Pour les données altimétriques, les méthodes de retracking des formes d'ondes provenant de l'eau qui apparaît dans les fissures de la banquise (Peacock et Laxon, 2004) permettent de récupérer de l'information. Concernant les mesures altimétriques sur océan polluées par la présence de glace de mer dans l'empreinte au sol de l'instrument, il y a une certaine similarité avec la dégradation observée en côtière. Les résultats du projet PISTACH du CNES (Mercier *et al.*, 2010) montrent qu'avec de nouveaux algorithmes de traitement de la forme d'onde, les performances altimétriques sont améliorées. L'adaptation des techniques développées dans le cadre de ce projet à la frontière eau/glace pourrait permettre d'améliorer la qualité des données.

Comme pour les données altimétriques, les mesures radiométriques se dégradent à l'approche de la glace, et avec elles la correction de troposphère humide. Dans les quinze derniers kilomètres, celle déduite du modèle ECMWF devient plus performante alors que ce n'est pas le cas plus loin de la glace. La encore la situation est similaire à ce qui est observé en côtière : quand l'instrument commence à observer une autre surface que l'océan (glace ou continent) ses mesures sont polluées. Le développement d'une correction de troposphère humide composite pour la glace, à l'image de ce qui existe pour la zone côtière permettrait de remédier à cette situation (Mercier *et al.*, 2010, Desportes *et al.*, 2007).

DÉGRADATION DES CORRECTIONS

Dans l'Océan Arctique et à l'approche des glaces la mesure de la hauteur de mer par altimétrie se dégrade. D'une part les mesures instrumentales sont directement affectées mais l'intégralité de la dégradation ne peut être attribuée à ce seul effet. Une fois que la mesure altimétrique a été convertie en une information de distance, celle-ci est corrigée pour obtenir la SLA, la quantité dont on cherche à connaître la variabilité. Cette étape est appelée *niveau 2* des traitements altimétriques. Les différents types de corrections appliquées à la mesure de la distance altimétriques ont été présentées dans la partie 1.3.4.

Parmi ces corrections, les corrections d'environnement et les corrections géophysiques sont les plus susceptibles d'être dégradées aux hautes latitudes. Les corrections instrumentales résultent de calibrations et l'on fait ici l'hypothèse (justifiée) que celles-ci sont stables.

La dégradation des corrections d'environnement a déjà été mise en évidence aux paragraphes précédents pour la correction de troposphère humide qui dérive peu aux hautes latitudes (2.2.1) mais est dégradée à l'approche de la glace de mer si elle est déduite des mesures du radiomètre. L'orbite est en quelque sorte assimilable à une correction et l'erreur de dérive associée est grande aux hautes latitudes (figure 2.8a).

Les corrections géophysiques sont aussi susceptibles d'être dégradées aux hautes latitudes, soit parce que leur estimation dépend des mesures altimétriques ou que leur modélisation est rendue délicate par les caractéristiques du bassin. Les corrections géophysiques comprennent les effets du forçage atmosphérique sur la SSH (baromètre inverse et correction d'atmosphère dynamique) et de la marée (polaire, terrestre, océanique et effet de charge associé). On y ajoute

ici la MSS utilisée pour la conversion des SSH en SLA. Au cours de cette thèse, la correction de marée océanique et la MSS ont plus particulièrement été étudiées.

LA CORRECTION DE MARÉE OCÉANIQUE

Le calcul de la marée océanique n'est pas l'objectif de ce travail de thèse et la présentation théorique complète de ce phénomène est hors du propos de ce manuscrit. Pour la correction des mesures de SSH altimétriques, il suffit de préciser que la marée est la variation périodique de hauteur de mer résultant des phénomènes d'attraction par la Lune et le Soleil sur la Terre.

Les variations de la hauteur de mer dues à la marée océanique représentent plus de 80% de la variabilité totale du niveau de la mer. Les signaux de marée sont des signaux périodiques dont l'origine et les mécanismes sont connus. Une correction précise des effets de la marée océanique est nécessaire afin de retirer aux observations altimétriques une large variabilité, et pour permettre une meilleure caractérisation des signaux climatiques qui sont en général de faible amplitude.

Le signal de marée peut être décomposé en plusieurs ondes, en général huit constituants majeurs sont directement calculés par les modèles. La correction de la marée océanique est d'autant plus importante que l'échantillonnage temporel réalisé par les altimètres (une observation tous les 9.91 jours pour TOPEX/Poséidon) conduit à un aliasing des ondes à haute fréquence (dont la période est inférieure à deux fois la durée du cycle orbital) à des fréquences plus basses, alors difficilement séparable de signaux d'intérêt. Par exemple la mission TOPEX/Poséidon observe les ondes semi-diurnes à des périodes proches de 2 mois (58.74 jours exactement pour S_2 par exemple). Les périodes d'aliasing des principales ondes de marée par les orbites de satellites TOPEX/Poséidon, ERS-1 et GeoSat Follow-On sont résumées dans le tableau 2.1.

onde	période (heures)	période d'aliasing (en jours)		
		TOPEX/Poséidon	ERS-1	GeoSat Follow-On
M_2	12.42	62.11	94.49	317.11
S_2	12.00	58.74	∞	168.82
N_2	12.66	49.53	97.39	52.07
K_2	11.98	86.60	182.62	87.72
K_1	23.93	173.19	365.24	175.45
O_1	25.82	45.71	75.07	112.95
P_1	24.07	88.89	365.24	4466.67

TAB. 2.1 – fréquence d'aliasing de 7 ondes de marée par les missions TOPEX/Poséidon, ERS-1 et GeoSat Follow-On, d'après (Le Provost, 2001)

Avant l'avènement de l'altimétrie spatiale, la prédiction de la marée reposait sur la modélisation hydrodynamique numérique assimilant des mesures in-situ majoritairement côtières. L'altimétrie spatiale fournit maintenant aux modélisateurs un immense jeu de données utilisable pour le calcul précis de la marée en tout point du globe. L'orbite de la mission TOPEX/Poséidon (et donc Jason-1 et Jason-2) en particulier a été choisie pour permettre la meilleure observation possible de la marée. On peut séparer en deux grands familles les modèles de marée, d'une part les modèles hydrodynamiques, assimilant ou non des observations altimétriques et d'autre part les modèles empiriques qui reposent sur une analyse plus ou moins directe des mesures altimétriques.

CORRECTION DE MARÉE DANS L'Océan Arctique

Dans l'Océan Arctique la précision de la prédition de marée apparaît comme extrêmement importante. Contrairement aux latitudes inférieures à 66°N, les mesures de SSH proviennent des missions GeoSat Follow-On et ERS-1 (et ERS-2 et Envisat). ERS-1 est positionnée sur une orbite hélio-synchrone et l'onde semi-diurne S_2 est alors toujours observée à la même phase, elle est théoriquement aliasée à une période infinie. Les ondes K_1 et P_1 quant à elles sont aliasées à une période d'un an et sont donc non séparables du signal annuel. GeoSat Follow-On dont le cycle est de 17 jours voit les ondes M_2 et S_2 à des périodes proches d'une année et d'une demi année respectivement, tandis que l'onde P_1 est aliasée à une période de 11 ans.

Sans une correction la plus précise possible des signaux de marée, l'estimation des signaux climatiques est compliquée puisque ceux-ci sont en partie masqués par les résidus à basse fréquence résultant de l'aliasing des ondes de marée par les missions altimétriques.

L'Arctique concentre les difficultés de modélisation (Lyard, 1997) : sa géométrie est complexe comme sa bathymétrie qui est encore imprécise dans certaines régions, la présence d'une couche de glace modifie la hauteur réelle de la colonne d'eau et induit de la friction à la surface. Lyard (1997) en conclut que les performances du modèle hydrodynamique FES (Finite Element Solution, Le Provost *et al.* (1994)) utilisé dans l'étude sont moins bonnes que celles de modèles empiriques globaux. L'absence de données provenant de la mission TOPEX/Poseïdon aux hautes latitudes impacte aussi ces modèles empiriques qui doivent utiliser les missions de type ERS moins favorables.

En comparant plusieurs modèles globaux appliqués aux données gravimétriques GRACE, Ray *et al.* (2009) observe que les plus grandes différences entre les modèles se trouvent dans les régions polaires. Les auteurs attribuent ces différences aux erreurs des différents modèles et concluent que l'erreur sur la prédition de marée est plus importante aux hautes latitudes.

SURFACE MOYENNE OCÉANIQUE

Les corrections géophysiques permettent de calculer la SSH à partir des mesures altimétriques. Pour estimer la SLA, la quantité qui nous intéresse ici, il faut retrancher à la SSH la hauteur de la surface moyenne océanique (MSS) au point de mesure. Mais le calcul d'une surface moyenne océanique repose elle aussi sur les données altimétriques disponibles. Dans l'Océan Arctique la couverture par la glace fait que dans certaines zones il y a très peu de données disponibles, ce qui impacte directement l'estimation de la MSS.

En première approche, il semble que le choix de la MSS n'a que peu d'impact sur l'évaluation de signaux climatiques. En un point de mesure $M(lon, lat)$ le long de la trace, la valeur de la MSS est constante. Pour la série temporelle de la SLA extraite au point M , un changement de MSS ne se traduit que par un décalage vertical, sans effet sur les signaux climatiques (tendances, cycle annuel, variabilité inter-annuelle ou même variabilité de haute fréquence). Ce constat reste valable si l'on considère une analyse régionale plutôt que ponctuelle pour peu que la région observée soit constante au cours du temps. Cette hypothèse n'est pas vérifiée dans l'Océan Arctique et le choix d'une « bonne » MSS y est plus important qu'ailleurs.

EFFET D'UN CHANGEMENT DE SURFACE MOYENNE

Pour les traitements de référence considérés ici c'est la MSS dite CLS01 qui est utilisée, son calcul et son évaluation sont décrits par Hernandez et Schaeffer (2000). Le calcul utilise des données des missions TOPEX/Poseïdon, ERS-1 et ERS-2 entre 1993 et 1999 ainsi que deux années de données GEOSAT de 1987 à 1988. Sa couverture est quasi-globale : de 80°S à 82°N. La MSS CLS01 dans l'Arctique est représentée en figure 2.11a.

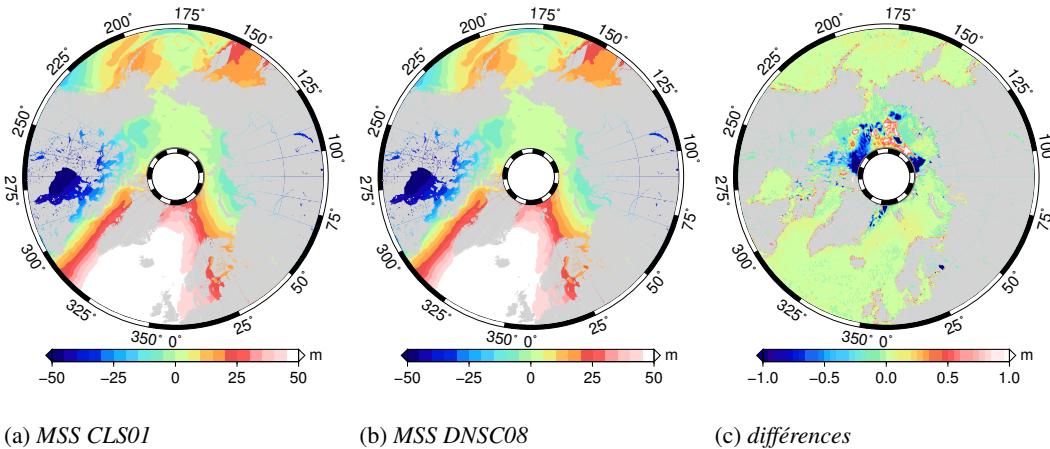


FIG. 2.11 – Carte (a) de la MSS CLS01, (b) de la MSS DNSC08 et (c) des différences entre les deux dans l'Arctique

Dans les zones où les données altimétriques ne sont pas disponibles c'est le modèle de géoïde EGM96 (Lemoine *et al.*, 1998) qui est utilisé. Les zones non-mesurées par l'altimétrie correspondent principalement aux zones continentales. Mais dans l'Arctique, il existe des parties de l'océan, situées au sud de la limite à 82°N et perpétuellement recouvertes de glace sur la période 1993-1999 utilisée pour le calcul de la MSS. Dans ces zones c'est le modèle de géoïde qui est utilisé.

Avec la diminution de la couverture de glace si ces zones sont découvertes lors des dernières années, l'utilisation de la MSS CLS01 revient à faire une erreur sur la SLA. En effet, on calculerait alors une anomalie par rapport au géoïde qui n'est pas cohérente avec la définition de la MSS qui est la somme du géoïde et de la circulation océanique moyenne.

Depuis la publication en 2001 de la MSS CLS01 d'autres MSS ont été calculées : en 2009 Andersen et Knudsen (2009) ont calculé une nouvelle MSS appelée DNSC08. Leur calcul utilise cette fois les mesurées fournies par 8 satellites sur la période 1993-2004. C'est aussi la première MSS sans trou polaire grâce à l'intégration des données de la mission ICESat. La figure 2.11b représente la MSS DNSC08 dans l'Arctique. Représentées de cette manière les deux surfaces ne semblent pas réellement différentes. Cependant le calcul de la différence entre les deux, représentée en figure 2.11c, fait apparaître des zones dans l'intérieur de l'Océan Arctique où les différences sont supérieures à un mètre.

Les différences apparaissent justement dans les zones identifiées dans les sections précédentes, soit parce que des valeurs aberrantes de la SLA y sont observées (figure 2.5) ou identifiées par des analyses en variance (figure 2.6). Les différences observées suggèrent qu'il y a bien un problème de définition de la MSS dans l'intérieur de l'Océan Arctique mais pour l'instant on ne peut pas conclure quant à la validité d'une MSS plutôt qu'une autre.

Pour estimer si l'une de ces deux MSS est meilleure dans l'Océan Arctique, les diagnostics qui ont mené à la mise en évidence de ces problèmes sont repris, afin de mesurer les effets d'un changement de la MSS utilisée. La figure 2.5 représente la carte de la SLA Envisat calculée par rapport à la MSS CLS01 en Septembre 2007 et montre des régions où les valeurs sont improbables. Si l'on calcule sur la même période et à partir des mêmes données une carte en utilisant cette fois la MSS DNSC08 comme surface de référence, on obtient la carte de la figure 2.12. Sur cette carte, dans la zone de l'Arctique intérieur au Nord du détroit de Béring qui présentait des valeurs étranges, la SLA semble maintenant bien plus cohérente. Dans cette zone, une amélioration similaire est observée pour d'autres périodes temporelles et d'autres missions.

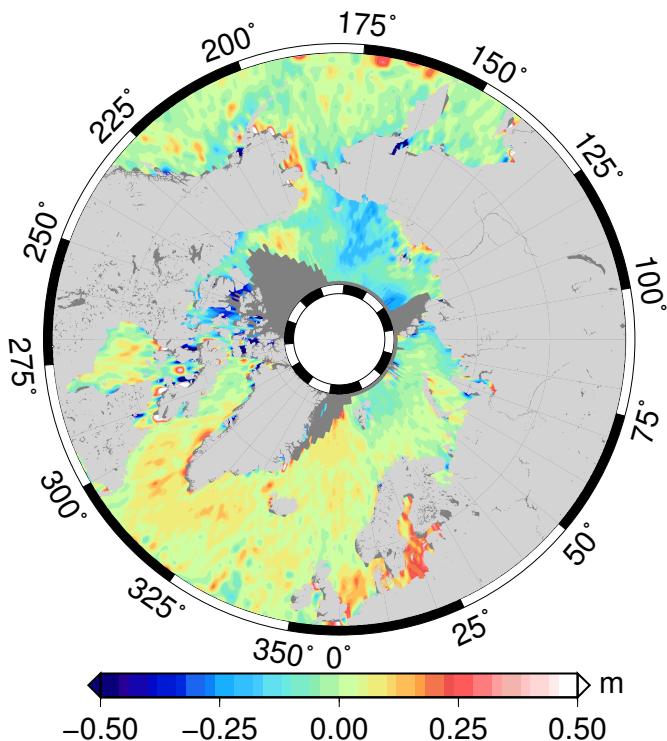


FIG. 2.12 – Carte de la SLA Envisat calculée par rapport à la MSS DNSC08 en Septembre 2007

Pour l'estimation des signaux climatiques régionaux dans l'Océan Arctique, cela signifie qu'en utilisant la MSS CLS01, à certaines périodes, on prend en compte dans la moyenne des zones où les valeurs de la SLA sont fausses de plus d'un mètre car pas référencées par rapport à la même surface. Comme ces zones ne sont pas observées tout au long de la période, elles sont susceptibles de fausser l'estimation des signaux climatiques. Par exemple la variabilité inter-annuelle peut être impactée si la zone précédemment identifiée est découverte de glace lors d'un été sans l'être les autres années. En utilisant la MSS DNSC08, cet effet est réduit et une meilleure estimation des signaux climatiques est alors possible.

La MSS est une correction statique : en un point donné sa valeur reste constante au cours du temps. À résolution spatiale identique, le changement de MSS n'a donc pas d'impact sur l'estimation de la variance de la SLA. Mais en utilisant plus de mesures pour estimer la MSS, des échelles spatiales plus fines peuvent être résolues. La MSS DNSC08 est ainsi calculée sur une grille au soixantième de degré contre une grille au trentième de degré pour la MSS CLS01 de référence. C'est la capacité de la MSS à résoudre les courtes échelles spatiales qui est mise en évidence lors de l'analyse de l'impact d'un changement de MSS sur la variance de la SLA.

Sur la variance de la SLA Envisat, l'effet du changement de MSS est important. La figure 2.13 présente la carte de la réduction de variance obtenue en utilisant la MSS DNSC08 à la place de la MSS CLS01 pour le la calcul de la SLA, les valeurs positives (rouges) correspondant à une réduction de la variance.

À l'exception de quelques points de mesure, la variance de la SLA est réduite dans l'ensemble de l'Océan Arctique. Dans la zone identifiée comme problématique, la réduction de la variance est très importante, supérieure à 100 cm^2 . En moyenne pour l'océan compris entre 66°N et 82°N de latitude la variance est réduite de 39 cm^2 , passant de 211 à 172 cm^2 .

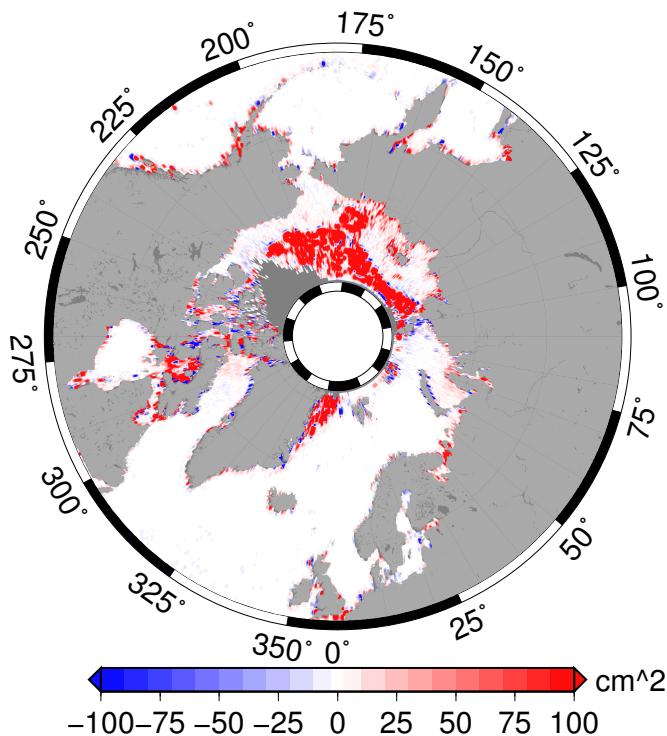


FIG. 2.13 – Carte de la réduction de la variance de SLA Envisat obtenue en utilisant la MSS DNSC08 à la place de la MSS CLS01

PERSPECTIVES D’AMÉLIORATION DU niveau 2

Dans la partie précédente, deux termes du calcul de la SLA ont été décrits du point de vue de leurs limitations dans l’Océan Arctique, la correction de marée océanique et la MSS. À l’issue des évaluations réalisées et dans l’objectif de générer un jeu de données dédié à l’étude des signaux climatiques dans l’Arctique les évaluations présentées suggèrent déjà deux pistes d’amélioration possibles.

La mise en évidence des erreurs de la MSS CLS01 indique que le choix d’une autre surface moyenne océanique, mieux définie dans l’Océan Arctique, permet de réduire sensiblement des artefacts visibles sur les données de la mission Envisat.

Les difficultés liées à la modélisation de la marée océanique dans l’Arctique ont été mises en évidence, de même que l’impact potentiel des erreurs de la marée sur l’estimation des signaux climatiques.

En plus de ces deux points, d’autres corrections sont également susceptibles d’être particulièrement dégradées dans l’Océan Arctique.

C’est par exemple le cas des orbites pour lesquelles il a été établi dans la partie 2.2.1 que les plus grandes erreurs de dérive se trouvent aux hautes latitudes. Le calcul de nouvelles solutions d’orbites améliorées est largement en dehors du champ de ce travail de thèse, toutefois pendant la durée de ce travail de thèse, de nouvelles solutions d’orbites ont été calculées dans le cadre du projet SALP du CNES pour les missions Jason-1, Jason-2 et Envisat ou dans celui du projet REAPER (REprocessing of Altimeter Products for ERS) de l’Agence Spatiale Européenne pour les missions ERS-1 et ERS-2.

L’évaluation de ces nouvelles solutions d’orbites effectuée dans le cadre du projet CCI (Climate Change Initiative) de l’Agence Spatiale Européenne montre que ; d’une part les solutions CNES-GDR-D améliorent l’estimation des tendances long-terme aux échelles régionales

et reduisent des incohérences Est/Ouest entre les missions Jason et Envisat, et d'autre par l'utilisation des solutions du projet REAPER pour ERS-1 et ERS-2 permet d'améliorer la résolution de la méso-échelle et réduit des différences hémisphériques Nord/Sud aux échelles climatiques.

La correction d'atmosphère dynamique, extraite des sorties du modèle Mog2d est, pour des raisons similaires à celles avancées pour la modélisation de la marée (difficultés de modélisation liées aux caractéristiques du bassin), susceptible d'être dégradée aux hautes latitudes.

ÉDITION DES MESURES, RECALAGE ET CARTOGRAPHIE

Une fois que les mesures altimétriques ont été traitées et corrigées afin d'obtenir des SLA, les données doivent encore être validées (*niveau 2p*). Cette étape appelée édition ou editing des mesures est destinée à rejeter les mesures invalides. Plusieurs critères d'édition sont appliqués aux mesures :

- édition par seuils sur différents paramètres permettant de rejeter des valeurs manifestement fausses,
- édition le long de la trace permettant de rejeter des mesures de SLA trop éloignées des mesures avoisinantes.

Le choix des critères pour l'édition des mesures altimétriques revient à faire un compromis entre une perte d'information résultant du rejet de certains points et une augmentation du niveau d'erreur sur les mesures conservées. Dans l'océan Arctique, les travaux de Andersen et Knudsen (2012) suggèrent que les critères des traitements de référence sont probablement trop stricts et que des points de mesures pourraient être utilement conservés en les relâchant. Toutefois ils ne font aucune évaluation de l'impact qu'auraient ces nouvelles mesures sur l'estimation des signaux climatiques.

Le *niveau 3* des traitements altimétriques est l'étape permettant l'utilisation de plusieurs missions différentes pour la constitution de longues séries temporelles. C'est une étape importante permettant de garantir la stabilité des mesures au cours du temps et donc leur utilisation pour l'estimation des signaux climatiques. La problématique du recalage régional a été présentée dans la partie 2.2.1. Pour les très hautes latitudes, la situation est compliquée par l'absence des missions de référence TOPEX/Poseïdon, Jason-1 et Jason-2 au-delà de 66°N. Le calcul précis des biais, à l'échelle régionale, entre toutes les missions utilisées est une étape incontournable de la génération d'un jeu de données régional amélioré dans l'Océan Arctique. Dans la cadre du projet CCI de l'ESA, une nouvelle méthode de raccordement entre les missions de référence a été proposée, le biais estimé est alors dépendant de la latitude.

La dernière étape des traitements, ou *niveau 4* correspond à l'étape de cartographie. Les données altimétriques corrigées, validées et recalées disponibles le long de la trace au sol du satellite sont interpolées sur une série de grilles régulièrement espacées dans le temps. Les erreurs de ce processus de cartographie dans l'Arctique ont été mises en évidence par l'analyse des grilles DUACS effectuée dans la partie 2.1, la plus flagrante étant la perte d'information dans l'intérieur du bassin Arctique. La conservation de cette information, actuellement perdue, devrait être une priorité d'un jeu de donnée amélioré.

RÉSUMÉ

Dans cette partie certaines erreurs de l'altimétrie ont été décrites, d'abord pour les analyses globales puis régionales. Un intérêt supplémentaire est porté aux erreurs spécifiques à une étude du niveau moyen de la mer dans l'Océan Arctique pour les différents niveaux de traitements de la mesure altimétrique.

Dans la suite de ce chapitre, le retraitement régional des données altimétriques effectué au cours de la thèse est présenté. L'objectif de ce retraitement étant de générer un jeu de données

amélioré permettant l'étude de la variabilité du niveau moyen de la mer aux hautes latitudes, les solutions adoptées pour réduire le niveau d'erreur sont présentées.

2.3 RETRAITEMENT RÉGIONAL DES DONNÉES ALTIMÉTRIQUES

Si les cartes globales et les traitements appliqués aux données permettant de générer ces cartes souffrent de certaines erreurs, les études menées dans la partie précédente ont mis en évidence certaines pistes d'amélioration permettant de corriger une partie de ces erreurs. Fort des analyses effectuées, la génération d'un jeu de données de SLA qui prendrait en compte les améliorations potentielles identifiées apparaît comme un objectif important. Un jeu de données régional ainsi généré présenterait des améliorations sensibles par rapport à la référence, et permettrait ensuite de caractériser la variabilité du niveau de la mer dans l'Océan Arctique avec une plus grande fiabilité.

Pour parvenir à cette objectif, une approche similaire à celle générant les grilles globales est adoptée, basée sur la réutilisation des méthodes et algorithmes existants. La paramétrisation des différentes étapes est néanmoins adaptée aux besoins des hautes latitudes identifiés précédemment. Cette partie décrit les différentes étapes du traitement des données altimétriques permettant d'aboutir à un jeu de données régional amélioré.

Les études menées dans la partie 2.2 sont exploitées afin de sélectionner les meilleures corrections aux hautes latitudes. Toutes les pistes d'améliorations identifiées n'ont pas pu être implémentées lors des retraitements présentés ici, les choix de les traiter ou non dépendent de la compléxité de leur mise en œuvre et de leur impact espéré.

2.3.1 MESURES INSTRUMENTALES

Pour ce travail de thèse les données altimétriques de départ correspondent au niveau 2 des traitements altimétriques. À ce niveau la mesure est déjà « prête à l'emploi » pour le calcul de la hauteur de mer : celle-ci est datée, localisée, les corrections instrumentales ont été appliquées et une édition des mesures invalides à déjà été réalisée. Il ne reste plus qu'à appliquer les corrections d'environnement et les corrections géophysiques pour obtenir à partir de chaque mesure de range valide une mesure de la SLA.

Le choix de partir du niveau 2 altimétrique et pas d'un niveau inférieur (*i.e.* de la forme d'onde) exclut tout retracking tel que celui développé par (Peacock et Laxon, 2004) et mis en œuvre par (Scharroo *et al.*, 2006). En dépit de l'intérêt que peut représenter la mise en place d'un algorithme de retracking des données altimétriques permettant par exemple de récupérer des mesures à partir d'échos complexes provenant de fissures dans la banquise, un tel traitement est hors du champ de cette étude. De plus les méthodes disponibles souffrent encore d'un niveau d'erreur important et n'atteignent pas le niveau de qualité requis pour cette étude.

L'adaptation d'algorithmes de retracking développés pour des applications côtières par exemple dans le cadre du projet PISTACH (Mercier *et al.*, 2010) au cas de la glace de mer n'est pas mise en œuvre ici. Si les améliorations potentielles sont importantes dans les régions proches de la glace cela nécessite un important travail de développement et de validation qui n'a pas pu être entrepris au cours de cette thèse.

2.3.2 CORRECTION DES DONNÉES ALTIMÉTRIQUES LE LONG DE LA TRACE

Afin de sélectionner les corrections à appliquer aux données altimétriques, des comparaisons ont été effectuées entre différents modèles pour la correction de marée océaniques et la MSS, considérées comme les causes largement prépondérantes de l'erreur. La « meilleure » correction est sélectionnée selon un critère de réduction de la variance. Comme les variances sont considérées ici le long de la trace du satellite, réduire la variance de la SLA revient à réduire

les différences entre la SSH et la MSS. En réduisant la variance de la SLA, c'est la diminution de l'incertitude sur l'estimation des signaux climatiques qui est recherchée.

SURFACE MOYENNE OCÉANIQUE

Dans la partie précédente, les défauts de la surface moyenne utilisée lors des traitements de référence aboutissant au jeu de données global DUACS ont été mis en évidence. De même, il est établi que le remplacement de cette MSS CLS01 par une autre, la DNSC08 (Andersen et Knudsen, 2009) pour le calcul de la SLA permet de résoudre certains des problèmes observés sur les données de la mission Envisat : réduction de certaines valeurs aberrantes dans les données de la mission Envisat, importante réduction de la variance aux très hautes latitudes dans l'Océan Arctique intérieur associée à une réduction plus faible mais générale de la variance de la SLA au nord de 50°N.

Afin de couvrir l'ensemble de la période 1993-2009, les données provenant d'autres missions altimétriques vont être utilisées et il faut vérifier que les conclusions déduites des études menées sur les données de la mission Envisat restent valides.

Les cartes de différence de variance de la figure 2.14 sont obtenues en appliquant aux données des missions ERS-1 et ERS-2 une procédure identique à celle appliquée aux données d'Envisat pour l'utilisation d'une autre MSS. Des impacts identiques sont observés avec une réduction de variance dans l'intérieur de l'Océan Arctique. La diminution de l'extension de la glace de mer avec le temps fait que les zones où la réduction de variance est la plus importante sur la carte 2.13 n'apparaissent quasiment pas sur les données d'ERS-1 et un peu plus sur les données d'ERS-2. L'impact en variance du changement de MSS devrait donc être plus faible sur les données d'ERS-1 et d'ERS-2 que sur celles d'Envisat, ce qui est déjà suggéré par la figure 2.7.

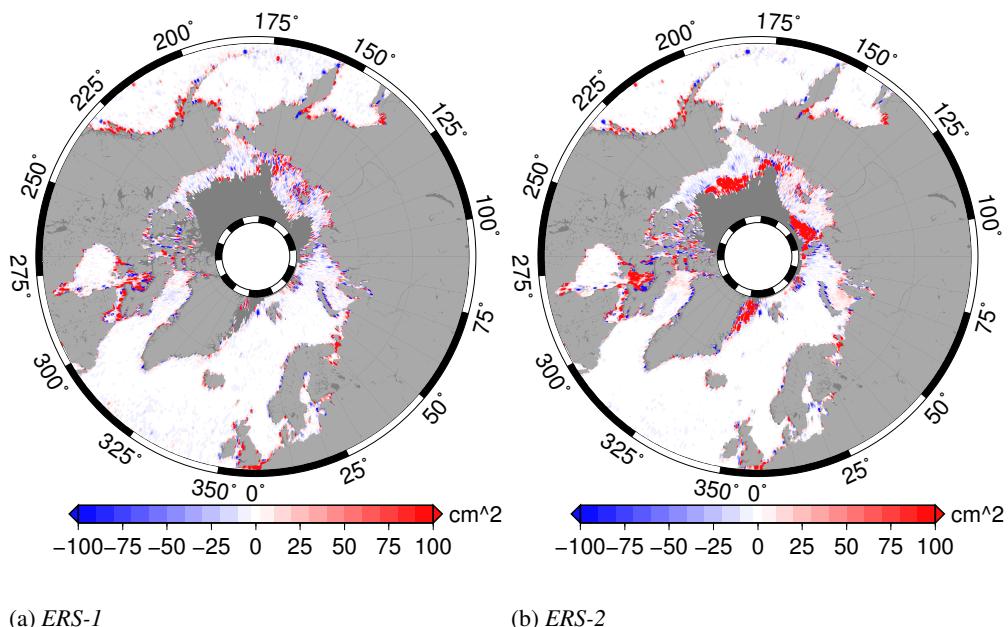


FIG. 2.14 – Carte de la réduction de la variance de SLA obtenue en utilisant la MSS DNSC08 à la place de la MSS CLS01 pour corriger les données des missions ERS-1 et ERS-2

Ce diagnostic permet de vérifier que pour les trois principales missions permettant d'observer les hautes latitudes jusqu'à 82°N, l'adoption de la MSS DNSC08 permet de réduire la variance de la SLA dans l'Arctique et procure une amélioration de la qualité des mesures.

Quatre autres missions sont utilisées au cours de ce travail de thèse (TOPEX/Poseïdon, Jason-1, Jason-2 et GeoSat Follow-On) et par souci de cohérence, les mêmes traitements doivent leur être appliqués. Même si elles n'observent pas directement les très hautes latitudes, on veut vérifier que le changement de la MSS utilisée ne conduit pas à une dégradation de la qualité de la mesure qui compenserait aux basses latitudes les améliorations observées aux hautes latitudes. Le tableau 2.2 résume les valeurs variance de la SLA obtenues en utilisant l'une ou l'autre MSS sur différentes bandes de latitudes et pour toutes les missions considérées. On constate que l'utilisation de la MSS DNSC08 apporte pour toutes les missions et toutes les bandes de latitude considérées une réduction de la variance de la SLA. Cette réduction est toutefois plus prononcée aux très hautes latitudes qu'aux latitudes plus basses.

	50°N–66°N		50°N–72°N		66°N–72°N		50°N–82°N		66°N–82°N	
	CLS01	DNSC08								
Envisat	154	146	187	179	315	305	177	156	211	172
ERS-2	175	169	220	215	396	395	223	207	295	265
ERS-1	158	148	192	182	328	320	186	178	235	229
GFO	126	120	169	163	335	332	—	—	—	—
T/P	213	201	—	—	—	—	—	—	—	—
Jason-1	187	166	—	—	—	—	—	—	—	—
Jason-2	183	167	—	—	—	—	—	—	—	—

TAB. 2.2 – Variance de la SLA en cm^2 pour l'ensemble des missions calculée en utilisant la MSS CLS01 ou DNSC08 sur différentes bandes de latitudes

Dans le cadre du retraitement des données altimétriques dans la région Arctique, on adoptera donc la MSS DNSC08 pour le calcul de la SLA plutôt que la MSS CLS01.

Au moment où les retraitements ont été entrepris, la MSS DNSC08 était la plus performante. Il faut mentionner que de nouveaux calculs de surface moyenne océanique ont été entrepris, tant à CLS que dans l'équipe danoise à l'origine de la DNSC08. En particulier trois modèles plus récents sont maintenant disponibles : ce sont les MSS CNES–CLS10 & 11 (Schaeffer *et al.*, 2010) et DTU10 (Andersen, 2010). Il faut également citer la MSS Arctique ICEn définie sur la bande de latitude 66°N–86°N (Farrell *et al.*, 2012). N'étant pas disponibles aux moments où les investigations ont été menées, ces modèles n'ont pas été évalués selon le même processus. Des comparaisons rapides suggèrent que ces nouveaux modèles apportent des améliorations aux hautes latitudes et sont susceptibles d'améliorer encore les données, sans toutefois que l'amélioration attendue atteigne celle obtenue en passant de la MSS CLS01 à la DNSC08. La publication de ces modèles a eu lieu après que la série de carte utilisant la MSS DNSC08 ait été générée. Le temps de calcul nécessaire à la génération d'une nouvelle série de carte utilisant, par exemple, la MSS DTU10 a alors été jugé incompatible avec les contraintes du planning de thèse.

MODÈLE DE MARÉE

Les investigations menées concernant les erreurs de l'altimétrie aux hautes latitudes ont montré qu'aux hautes latitudes, les performances des modèles de marée océanique est dégradée. Afin de sélectionner un modèle performant, différents modèles pour la correction de la marée océanique sont comparés dans cette partie.

ÉVALUATION DES MODÈLES DE MARÉE

Dans le jeu de données altimétriques global utilisé comme référence, c'est le modèle GOT (Goddard Ocean Tide, Ray (1999)) dans sa version 4.7 qui est utilisé pour corriger les mesures.

C'est un modèle empirique analysant les mesures altimétriques pour en déduire les caractéristiques des différentes ondes de marée.

Dans le but de choisir le meilleur modèle de marée sur la zone, différents modèles de marée disponibles dans l'Océan Arctique sont comparés, en prenant GOT 4.7 comme référence. La variance de la SLA est utilisée comme critère de sélection, une réduction de variance étant assimilée à une amélioration de la donnée et donc à une meilleure performance du modèle de marée. L'évaluation est effectuée sur 70 cycles de données Envisat, du cycle 10 au cycle 80 soit du 30 Septembre 2002 au 20 Juillet 2009.

De très nombreux modèles de marée permettant de corriger les données altimétriques sont disponibles, 6 seulement ont été évalués aux hautes latitudes dans le cadre de ce travail. Sur la carte de la figure 2.15, et sur les figures suivantes de cette partie, les zones rouges correspondent à une réduction de la variance et les zones bleues à une augmentation par rapport au modèle de référence.

GOT00v2 Le modèle GOT00v2 est simplement le modèle GOT dans sa version précédant la version actuelle prise comme référence. Il s'agit également d'un modèle empirique. Ce modèle était déjà disponible dans les bases de données altimétriques de CLS et il est donc aisément d'applicatif et d'évaluer. La carte des différences de variance de la SLA obtenues en utilisant GOT00v2 à la place de GOT4.7 pour la correction de marée océanique est présentée sur la figure 2.15.

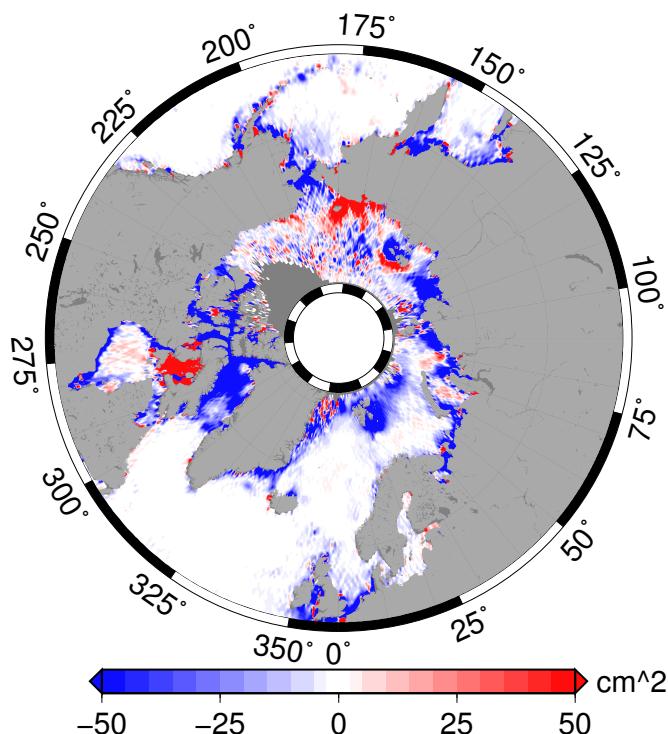


FIG. 2.15 – Carte de réduction de variance de la SLA obtenue à partir des données Envisat en utilisant le modèle GOT00v2 plutôt que GOT4.7 pour la correction de marée océanique

Les différences entre les deux modèles sont faibles dans l'Atlantique et le Pacifique et plus importantes dans l'Océan Arctique. L'utilisation du modèle GOT00v2 permet une réduction de la variance en mer de Sibérie Orientale, ainsi qu'au Nord de la Baie d'Hudson. Presque partout ailleurs on observe une augmentation de la variance de la SLA, en particulier dans

l'Arctique Canadien et le long des côtes de l'Arctique Russe. En moyenne régionale on observe une augmentation de la variance de la SLA de presque 16 cm^2 sur la zone 50°N – 82°N et de 29 cm^2 sur 66°N – 82°N .

FES04 Le modèle FES04 (Lyard *et al.*, 2006) est un modèle hydrodynamique qui assimile des observations altimétriques et in-situ. Il s'agit de la dernière version d'une série de modèles FES (pour Finite Element Solution) dont le développement a été entrepris par Le Provost et Vincent (1986). Il s'agit d'un modèle couramment utilisé pour la correction des données altimétriques et il constitue avec GOT4.7 une référence.

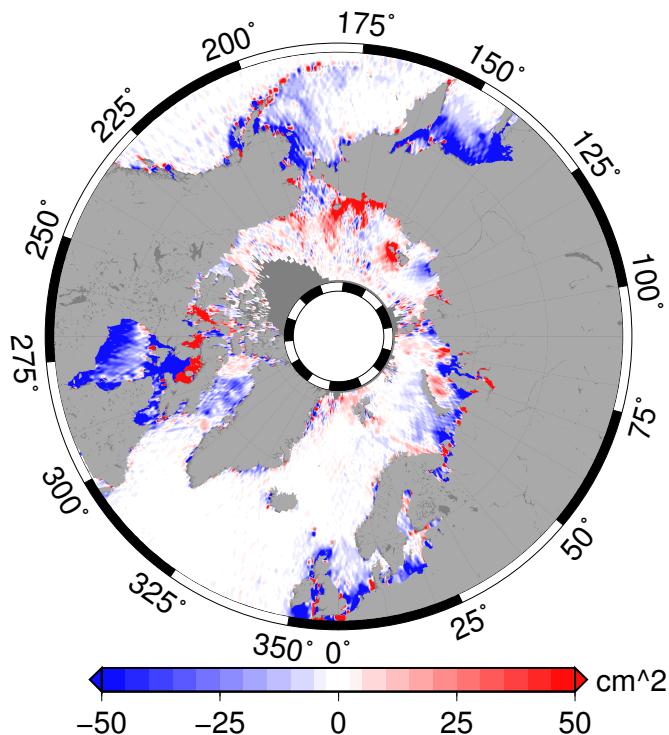


FIG. 2.16 – Carte de réduction de variance de la SLA obtenue à partir des données Envisat en utilisant le modèle FES04 plutôt que GOT4.7 pour la correction de marée océanique

On observe des zones dans lesquelles la variance de la SLA est réduite par l'utilisation du modèle FES04 en mer de Sibérie Orientale, dans certaines zones côtières de la mer de Barents et dans l'archipel Arctique Canadien. La variance de la SLA augmente en mer de Barents, en mer de Kara et de Laptev, ainsi que dans la baie d'Hudson et de Baffin. En moyenne la variance de la SLA augmente de 44 cm^2 sur la bande de latitudes 50°N – 82°N mais elle est réduite de 18 cm^2 sur 66°N – 82°N .

AOTIM L'Arctic Ocean Tidal Inverse Model (AOTIM, Padman et Erofeeva (2004)) est un modèle barotrope de marée régional pour l'Océan Arctique. Il est basé sur l'assimilation de données altimétriques et marégraphiques dans un modèle inverse (Egbert et Erofeeva, 2002). Seules quatres ondes sont simulées par le modèle qui est complété par les solutions d'un modèle régional direct (AODTM) pour quatre autres harmoniques de marée. Une résolution spatiale de 5 km est atteinte par la grille régionale utilisée. Les données du modèle sont distribuées avec un code permettant la prédiction de la hauteur de marée à une date et une position donnée. Ce

code a été adapté au format de stockage des données altimétriques utilisé à CLS pour permettre leur correction.

A priori ce modèle présente un certain nombre d'avantage : c'est un modèle régional et l'on peut supposer qu'il a été finement paramétré pour obtenir de bons résultats dans la zone, et il assimile un grand nombre de données marégraphiques côtières et benthiques en plus des données altimétriques (entre 250 et 310 stations par onde). La carte des différences de variance obtenue est représentée en figure 2.17.

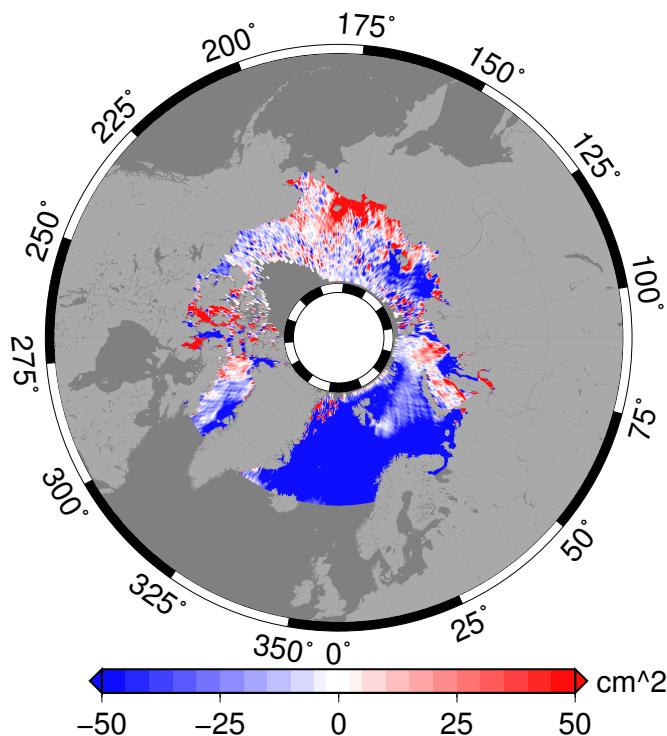


FIG. 2.17 – Carte de réduction de variance de la SLA obtenue à partir des données Envisat en utilisant le modèle AOTIM plutôt que GOT4.7 pour la correction de marée océanique

Tout d'abord le domaine du modèle est limité aux latitudes supérieures à 66°N. Cela signifie que les données de missions de type TOPEX/Poseïdon ne pourront pas être corrigées en utilisant ce modèle. Pour pouvoir les utiliser, il faudra donc mettre en place un raccord entre deux modèles de marée, l'un pour les hautes latitudes et l'autre pour les basses latitudes.

Dans l'intérieur de l'Océan Arctique, le modèle AOTIM semble performant par rapport au modèle de référence GOT4.7 puisque la figure 2.17 montre que la variance de la SLA est réduite au nord du détroit de Béring, en mer de Sibérie Orientale, en mer de Kara et dans l'archipel Arctique Canadien. Par contre dans les mers Nordiques et en mer de Barents, on observe une augmentation importante de la variance de la SLA qui compense largement les réductions précédemment décrites. Cela correspond à la zone dans laquelle des données altimétriques sont assimilées par le modèle.

En moyenne sur la zone 66°N–82°N, la variance est augmentée de 56 cm² et atteint une valeur moyenne un peu supérieure à 260 cm².

TPXO7.2 TPXO7.2 (Egbert et Erofeeva, 2002) est un modèle inverse global, dernière version du modèle TPXO dont la première version, numérotée .1, est initialement présentée par Egbert *et al.* (1994). Les données assimilées par le modèle proviennent de l'altimétrie (TO-

PEX/Poséidon, ERS), de la missions GRACE et de stations marégraphiques. En particulier, des stations marégraphiques dans l'Arctique sont utilisées afin d'améliorer les solutions dans cette région. Le modèle est distribué sur une grille au quart de degré pour 8 constituants principaux, deux harmoniques de longue période et trois harmoniques non-linéaires. Les grilles sont au même format que le modèle AOTIM présenté précédemment et les routines de prédition de la hauteur de marée sont identiques et ont été utilisées pour la correction des données altimétriques. La carte des différences de variance de la SLA Envisat obtenue en utilisant le modèle TPXO7.2 plutôt que GOT4.7 pour la correction de la marée océanique est présentée sur la figure 2.18.

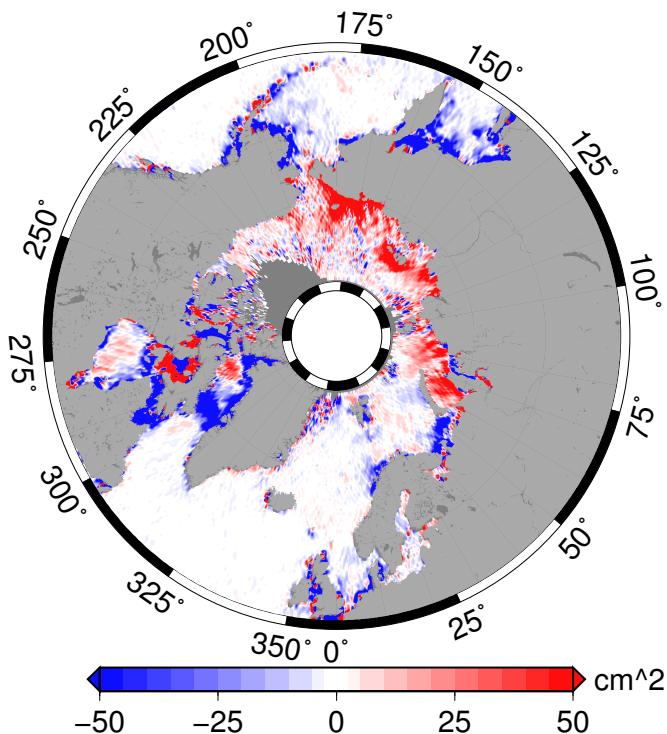


FIG. 2.18 – Carte de réduction de variance de la SLA obtenue à partir des données Envisat en utilisant le modèle TPXO7.2 plutôt que GOT4.7 pour la correction de marée océanique

Dans L'Atlantique, les mers Nordiques ainsi que la mer de Barents, les différences de variance sont faibles. Dans une petite région le long de la côte Nord de la Norvège et au sud de la mer de Barents, la variance augmente. L'augmentation est beaucoup plus importante dans la baie de Baffin, à l'ouest du Groenland ainsi que dans l'archipel Arctique Canadien. On observe aussi une augmentation dans les zones côtières du Pacifique Nord mais celles-ci ne font pas partie de l'Océan Arctique tel qu'on l'a défini ici. Dans l'intérieur de l'Océan Arctique, la variance de la SLA diminue presque partout, surtout à la côte mais aussi au large.

Toutefois en moyenne sur 50°N–82°N, la variance de la SLA augmente de 57 cm² et de 16 cm² entre 66°N et 82°N, sous l'effet de la forte augmentation de variance observée dans l'archipel Arctique Canadien.

Andersen06 Ce modèle de marée est développé par une équipe du centre spatial national danois (Andersen, 2006). Il s'agit d'un modèle empirique global basé sur les sorties du modèle hydrodynamique FES94.1 corrigé par l'assimilation de données altimétriques provenant des missions TOPEX/Poséidon, Jason-1, GeoSat Follow-On et ERS/Envisat. Les solutions sont

distribuées sous forme de grilles globales au quart de degré pour 8 ondes de marée. Comme les grilles d'effet de charge ne sont pas distribuées, on utilise l'effet de charge du modèle FES.

En étudiant ce modèle nous nous sommes aperçus qu'en l'utilisant à la place de GOT4.7 pour la correction des données altimétriques, la variance de la SLA augmentait presque partout dans des proportions importantes (entre -1 et 1 m^2). De telles valeurs suggèrent une erreur, dans le modèle ou dans son utilisation. Dans la première livraison d'une version suivante du modèle (DTU10, Cheng et Andersen (2010)) un décalage de 180 degrés de la phase de l'onde M2 a été détecté puis corrigé. Nous ne pouvons conclure quant à l'origine de l'augmentation anormale de variance observée, n'ayant pas mené d'investigations plus détaillées. En moyenne, l'augmentation de variance obtenue est supérieure à 3000 cm^2 .

EOT08a Le modèle EOT08a est calculé et distribué par le DGFI allemand (Savcenko et Bosch, 2008). Il s'agit d'un modèle empirique basé sur le calcul de corrections par rapport au modèle FES04. Une analyse harmonique des résidus altimétriques est effectuée à partir des données des missions TOPEX/Poseïdon, ERS-1, ERS-2, Envisat, GeoSat Follow-On et Jason-1 acquises pendant les 13 années de vie de la mission TOPEX/Poseïdon pour 9 ondes de marée. Les corrections déduites de l'analyse des mesures altimétriques sont interpolées sur une grille à $7'5$ de résolution et ajoutées au modèle de référence. Les données sont distribuées sous forme de grilles d'amplitude et de phase pour la marée océanique et l'effet de charge.

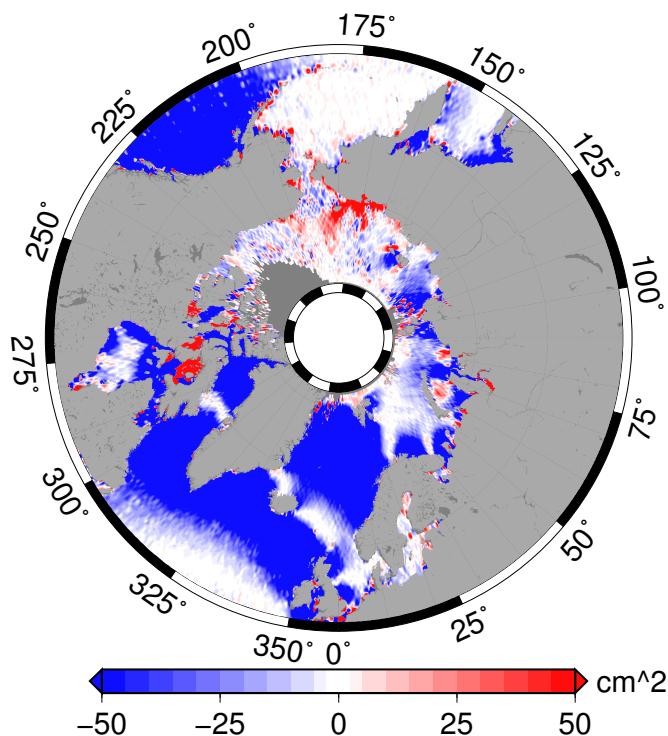


FIG. 2.19 – Carte de réduction de variance de la SLA obtenue à partir des données Envisat en utilisant le modèle EOT08a plutôt que GOT4.7 pour la correction de marée océanique

Si le modèle EOT08a permet bien de réduire la variance dans certaines régions de l'Arctique comme la mer de Sibérie Orientale et au Nord du détroit de Béring ; dans les mers Nordiques l'augmentation de variance est très importante, comme dans l'Atlantique Nord et l'océan Pacifique au sud de l'Alaska. En particulier, il existe deux bandes au Nord et au Sud de l'Islande dans lesquelles une augmentation importante de la variance est observée.

En moyenne la variance de la SLA est augmentée de 89 cm² et de 56 cm² sur les zones 50°N–82°N et 66°N–82°N respectivement.

SÉLECTION D'UN MODÈLE

À l'issue de cette évaluation de différents modèles de marée océanique, on constate qu'il est difficile de trouver le « meilleur » modèle de marée. Tous les modèles étudiés présentent des zones pour lesquelles la variance de la SLA est réduite par rapport à la référence et inversement. Des différences importantes sont toujours observées dans l'archipel Arctique Canadien, ailleurs les différences sont en général plus faibles.

Si l'on se base uniquement sur le critère de la variance moyenne de la SLA, c'est le modèle FES04 qui apparaît comme le plus performant, étant le seul des modèles testés à réduire en moyenne la variance de la SLA. Mais les zones où la variance est effectivement réduite sont très limitées dans l'espace. Au contraire, le modèle TPXO7.2 dégrade légèrement la variance en moyenne sur la zone mais la réduit dans une plus grande zone de l'Arctique Russe, cette diminution étant compensée par des augmentations importantes dans la baie de Baffin et l'archipel Arctique Canadien.

Le choix d'un modèle plutôt qu'un autre repose donc sur un compromis à trouver permettant d'obtenir une réduction de la variance dans une zone que l'on juge intéressante, même au prix d'une dégradation des données dans une autre.

Même si en moyenne et sur le critère de réduction de la variance de la SLA TPXO7.2 n'est pas le modèle le plus performant, la distribution spatiale représentée en figure 2.18 montre une forte diminution de la variance le long des côtes de l'Arctique Russe. Même si cette diminution est contre-balancée par les erreurs du modèle dans la baie de Baffin et l'archipel Arctique Canadien, TPXO7.2 apparaît comme le modèle le plus performant.

Les modèles de marée n'ont été pour l'instant évalués que sur les données de la mission Envisat, avant d'adopter définitivement le modèle TPXO7.2, il faut vérifier que les conclusions obtenues à partir des données Envisat sont toujours valides pour les autres missions. On réalise donc le même type de diagnostics en réduction de variance pour les autres missions, comparant le modèle GOT4.7 au modèle TPXO7.2.

Pour les missions ERS-1 et ERS-2, les cartes de réduction de variance obtenues en utilisant TPXO7.2 plutôt que GOT4.7 sont présentées par les figures 2.20a et 2.20b respectivement. Pour ces deux missions, essentielles dans l'observation de l'Océan Arctique, le même type de réponse en variance de la SLA au changement du modèle de marée océanique est obtenu : une réduction de la variance le long des côtes de l'Arctique Russe accompagnée d'une augmentation dans l'Arctique Canadien et dans la baie de Baffin.

Comme il s'agit dans tous les cas d'un compromis, nous décidons de privilégier l'amélioration obtenue dans l'Arctique Russe pour les missions ERS-1, ERS-2 et Envisat sur la dégradation observée dans d'autres zones de l'Arctique ou à des latitudes plus basses et l'on adopte le modèle TPXO7.2 comme modèle de marée océanique pour la correction des toutes les mesures altimétriques.

Il faut noter que pour la marée comme pour la MSS, les modèles évoluent et de nouvelles versions apparaissent. On peut notamment citer GOT4.8 appelé à remplacer GOT4.7 dans les traitements de référence, ou FES2012. Le modèle Andersen06 a lui aussi été mis à jour par le modèle DTU10 (Cheng et Andersen, 2010). Ces modèles n'ont pas été évalués au cours de ce travail de thèse mais l'on peut supposer que des modèles plus performants que celui utilisé ici seront disponibles dans le futur.

Les évaluations réalisées, pour les hautes latitudes en 2012, après celles présentées ici, dans le cadre du projet CCI (Climate Change Initiative) de l'Agence Spatiale Européenne confirment

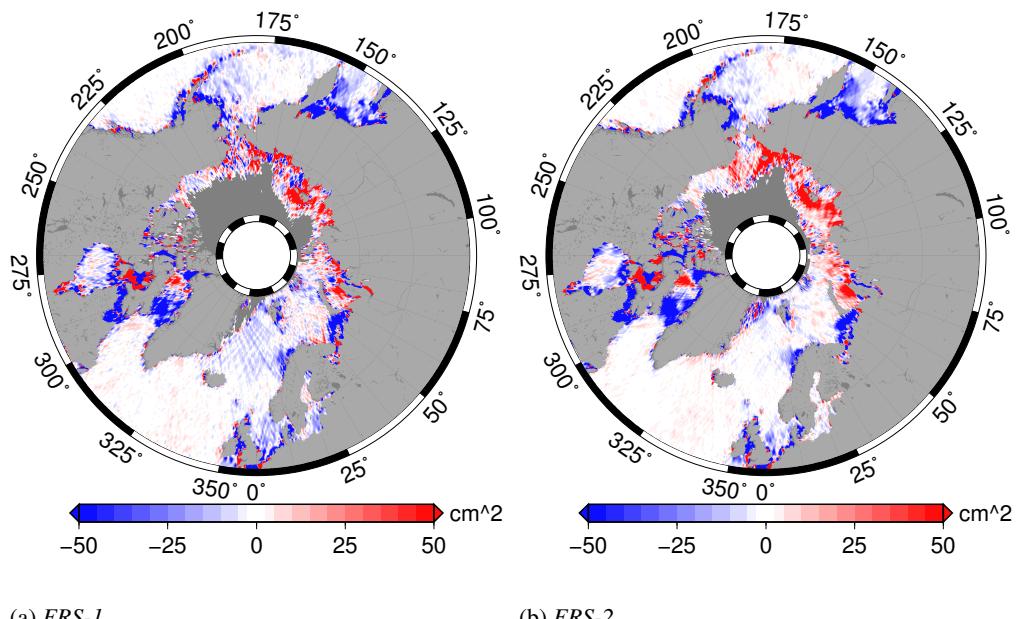


FIG. 2.20 – Cartes des différences de variance (en cm^2) de la SLA en utilisant le modèle de marée TPXO7.2 à la place du modèle GOT4.7.

que TPXO7.2 est un « bon » modèle de marée dans l’Océan Arctique mais que le modèle DTU10 semble légèrement plus performant (Andersen et Knudsen, 2012).

CALCUL DE LA SLA

Dans la partie 2.2, d'autres améliorations potentielles de la mesure au niveau 2 avaient été proposées. Seules les changements de MSS et de modèle de marée ont été mis en œuvre dans le cadre de ce travail de thèse.

Les autres n'ont pas été développées et appliquées, soit parce que l'amélioration attendue est faible, soit parce que leur développement est trop complexe pour pouvoir être fait correctement au cours de la thèse. Par exemple, le développement d'une correction de troposphère humide composite combinant les données du radiomètre et du modèle nécessite un coûteux calcul de la distance à la glace pour une amélioration sur une faible bande à la frontière eau/glace.

Les différentes corrections appliquées aux mesures altimétriques sont résumées pour chacune des missions utilisées dans la table 2.3. Par rapport aux traitements de référence, on ne modifie que la MSS et le modèle de marée océanique. Les autres corrections étant reprises sans modifications mais il reste important de les mentionner ici.

Une fois les mesures de la distance altimétrique converties en SLA par l'application des différentes corrections, il faut encore les valider c'est à dire supprimer les mesures erronées. Au cours de ce travail nous avons repris tels que les résultats des procédures globales d'édition des mesures altimétriques.

Les critères utilisés pour sélectionner les mesures valides et rejeter les mesures fausses n'ont pas été adapté à la zone d'étude, ce qui représente une limitation du travail effectué ici. L'édition des mesures est un compromis entre le niveau d'erreur acceptable et le nombre de mesures qui sont sous ce niveau. Certaines investigations réalisées notamment par Andersen et Knudsen (2012) suggèrent que dans certains cas les critères retenus semblent trop conservateurs, sans toutefois que l'impact de l'ajout des données concernées sur les statistiques régionales ne soit évalué. Dans ce contexte, les critères globaux, bien que conservateurs, ont été préférés.

	TOPEX/Poséïdon	Jason-1	Jason-2	ERS-1	ERS-2	Envisat	GeoSat Follow-On		
Orbite	GSFC POE	CNES POE		DGME-04		CNES POE	GSFC		
Ionosphère	bi-fréquence pour Topex, Doris pour Poséïdon	bi-fréquence		modèle BENT	modèle BENT puis GIM à partir du cycle 50 (Iijima <i>et al.</i> , 1999)	bi-fréquence jusqu'au cycle 64, GIM + 8 mm ensuite	modèle GIM		
Troposphère sèche	modèle ECMWF								
Troposphère humide	radiomètre avec correction de dérive et correction empirique des manœuvres de lacet	radiomètre		radiomètre	radiomètre corrigé de la dérive des températures de brillance	radiomètre corrigé des lobes secondaires à partir du cycle 41	radiomètre		
Biais d'état de mer	Biais non paramétrique pour Topex (Tran <i>et al.</i> , 2010), BM4 pour Poséïdon	Biais non paramétrique des GDR		BM3 (Gaspar et Ogor, 1994)	non paramétrique (F. <i>et al.</i> , 2005)	non paramétrique	non paramétrique		
marée polaire	(Wahr, 1985)								
marée terrestre	réponse élastique au potentiel de marée (Cartwright et Tayler, 1971, Cartwright et Edden, 1973)								
correction atmosphérique dynamique	modèle MOG2D forcé par les champs de vent et de pression ECMWF + baromètre inverse déduit des grilles rectangulaires								
marée océanique	modèle TPXO7.2 (Egbert et Erofeeva, 2002)								
MSS	DNSC08 (Andersen et Knudsen, 2009)								
corrections spécifiques	biais d'ionosphère Doris/bi-fréquence, biais Topex/Poséïdon, biais Topex-A/Topex-B	-	-	-	-	biais d'USO, biais pour side-B	-		

TAB. 2.3 – Corrections appliquées aux données des différentes missions pour le calcul de la SLA dans l'Arctique

Il faut toutefois mentionner qu'en conservant les mêmes critères, l'amélioration des corrections des données altimétriques fait que des points rejetés dans les traitements de référence sont susceptibles d'être retenus lors des retraitements. De plus l'adoption de critère strictes permet d'augmenter la qualité des estimations finales du niveau moyen de la mer.

2.3.3 ASSURER LA STABILITÉ DE LA SÉRIE TEMPORELLE

L'étude réalisée au cours de cette thèse est limitée à une période de 17 années entre 1993 et 2009. Aucune mission altimétrique n'ayant une telle durée de vie, les données provenant de plusieurs missions doivent être utilisées ensemble. Comme l'objectif de ce jeu de données est d'améliorer les échelles climatiques, assurer la stabilité dans le temps est primordial (Beckley *et al.*, 2004, 2010).

Il est nécessaire de calculer les biais entre les missions et de s'assurer que l'on procède à un raccordement précis pour ne pas introduire des sauts dans les séries temporelles. La procédure adoptée est une adaptation de la procédure standard et comprend deux étapes :

- la création d'une série temporelle stable et homogène à partir des données des missions principales,
- le raccordement des missions secondaires sur les missions principales via l'ajustement d'un modèle d'erreur à grande longueur d'onde minimisant les erreurs aux points de croisements.

RACCORDEMENT DES MISSIONS PRINCIPALES

TOPEX/Poséidon, Jason-1 et Jason-2 sont les trois missions principales qui couvrent l'ensemble de notre période d'étude. Elles ont été spécifiquement spécifiées pour répondre à des critères de stabilité sévères. Les données de ces trois missions sont utilisées pour construire une série temporelle stable au cours du temps servant de référence.

Pour construire la série de référence, on utilise d'abord TOPEX/Poséidon entre le 23 Octobre 1992 et le 24 Avril 2002 puis Jason-1 jusqu'au 19 Octobre 2008, date à laquelle la mission de référence devient Jason-2. À chaque transition on dispose d'une phase d'intercalibration qui permet un calcul précis des biais entre deux missions successives. Pendant cette phase les deux missions sont sur la même orbite légèrement décalées dans le temps (70 secondes entre TOPEX/Poséidon et Jason-1, 55 secondes entre Jason-1 et Jason-2) et mesurent donc le même océan.

Le biais est estimé par la moyenne des différences de SLA entre deux missions sur la période d'inter-calibration. En moyenne globale (soit entre 66°S et 66°N) et pour les corrections de référence, le biais entre TOPEX/Poséidon et Jason-1 est estimé à 84.8 mm. Celui entre Jason-1 et Jason-2 est de 74.5 mm. Dans le cadre de cette étude aux hautes latitudes la valeur du biais est susceptible de changer sous deux effets : la modification des corrections appliquées aux données et la régionalisation du calcul.

En effet les valeurs moyennes masquent des disparités régionales qui peuvent être importantes. La figure 2.21 représente la distribution spatiale des différences de SLA entre les mission TOPEX/Poséidon et Jason-1 calculée à partir des données de 9 cycles de la période d'intercalibration entre les deux satellites, après que le biais estimé globalement ait été retiré aux données de Jason-1. En plus de différences parfois importantes mais très localisées en côtier, on observe un motif hémisphérique Nord/Sud avec une amplitude centimétrique. Cela signifie qu'en corrigeant les données de la mission Jason-1 d'un biais moyen de 84.8 mm, spatialement constant, un saut qui peut atteindre un centimètre sur une série temporelle extraite aux hautes latitudes est introduit.

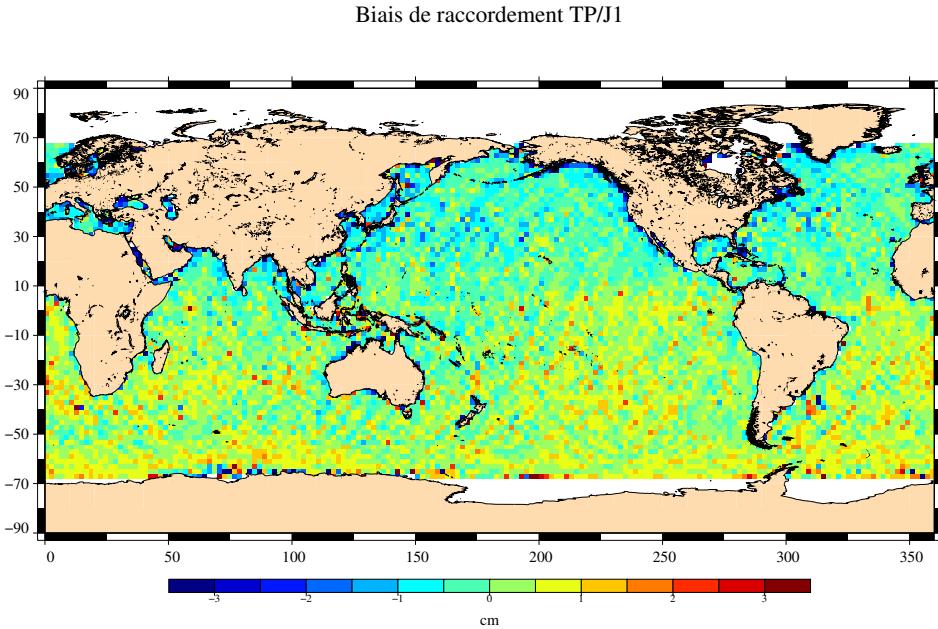


FIG. 2.21 – Carte des différences de SLA entre TOPEX/Poséidon et Jason-1 calculée sur 9 cycles pendant la période d'intercalibration, l'échelle varie entre -3 et 3 cm

Pour réduire les erreurs liées aux corrélations spatiales observées, le biais entre deux missions de référence est calculé en moyennant les données sur la bande de latitude comprise entre 50°N et 66°N , limite supérieure fixée par l'orbite. Pour chacune des deux transitions on considère 9 cycles de la période d'intercalibration. Il s'agit des cycles 350 à 358 de TOPEX/Poséidon correspondant aux cycles 7 à 15 de Jason-1 (soit la période allant du 15 Mars au 12 Juin 2002) ; et des cycles 249 à 254 de Jason-1 correspondant aux cycles 7 à 15 de Jason-2 (du 9 Septembre au 7 Décembre 2008). Pour chaque cycle on calcule la différence de la SLA vue par les deux missions. Les séries temporelles de ces différences sont présentées pour la transition TOPEX/Poséidon/Jason-1 et Jason-1/Jason-2 en figure 2.22 pour les standards des traitements globaux et pour ceux adoptés pour l'Arctique et pour des estimations globale et régionale des biais.

Les différences entre deux missions varient dans le temps pour les deux transitions, avec toutefois une plus grande variabilité pour la transition entre TOPEX/Poséidon et Jason-1 qu'entre Jason-1 et Jason-2. La table 2.4 résume les différentes valeurs des biais calculés, ainsi que l'écart-type des différences qui permet d'évaluer l'incertitude associée à la valeur du biais. Dans ce tableau, les effets de la modification de la zone de moyennage (d'une estimation globale à une estimation régionale) et des corrections appliquées sont séparés.

D'une manière générale le passage d'une estimation globale à une estimation régionale implique une modification de la valeur du biais (1.2 et 2.3 mm entre TOPEX/Poséidon et Jason-1 et entre Jason-1 et Jason-2 respectivement) et surtout une augmentation de l'incertitude associée avec un écart-type qui augmente sensiblement dans les deux cas. De telles modifications des biais peuvent paraître faibles, elles sont en fait significatives pour l'estimation des signaux climatiques. Dans le pire des cas les deux transitions sont impactées dans le même sens et l'erreur commise est de 3.5 mm sur 17 ans, l'ordre de grandeur de la tendance est d'un mm/an, soit

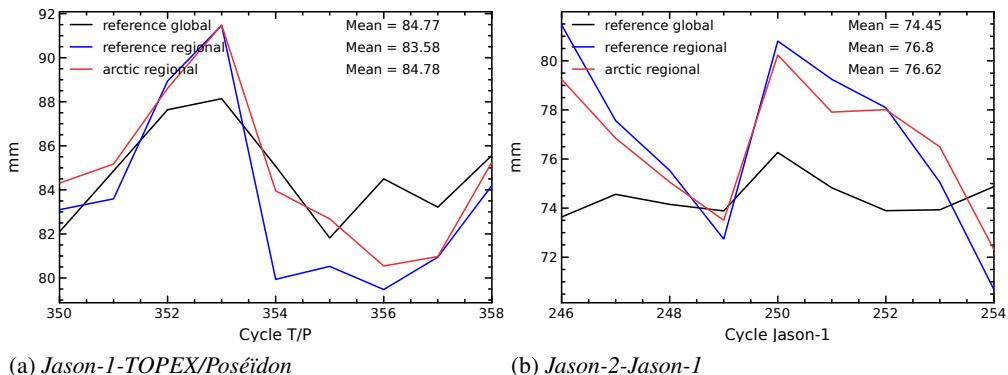


FIG. 2.22 – Séries temporelles des différences de SLA par cycle entre les missions (a) TOPEX/Poseïdon et Jason-1 et (b) Jason-1 et Jason-2 ; noir : en moyenne globale avec les corrections de référence, bleu : moyenne régionale avec les corrections de référence, rouge : moyenne régionale avec les corrections du produit Arctique.

une hausse de 17 mm sur la période d'étude. Les 3.5 mm d'erreur représentent alors plus de 20 % de la hausse totale.

L'application des nouveaux standards impacte à nouveau les biais qui sont ramenés à une valeur proche du biais global pour la transition entre TOPEX/Poséidon et Jason-1 tandis que l'effet est faible sur la transition entre Jason-1 et Jason-2. Il est intéressant de remarquer qu'en utilisant les standards régionaux, l'écart-type est réduit dans les deux cas. Les corrections adoptées pour les retraitements permettent donc un meilleur accord à l'échelle régionale entre deux missions successives.

	référence/global		référence/régional		Arctique/régional	
	moyenne	σ	moyenne	σ	moyenne	σ
(Jason-1)–(TOPEX/Poseïdon)	84.5	2.1	83.6	3.9	84.8	3.3
(Jason-2)–(Jason-1)	74.6	0.8	76.8	3.4	76.6	2.5

TAB. 2.4 – Valeur moyenne et écart-type (en mm) des biais entre les missions principales pour les traitements de référence et Arctique et pour des estimations globales et régionales.

LE CAS DE LA TRANSITION TOPEX-A/TOPEX-B

Au cycle 236 de la mission TOPEX/Poseïdon, suite à des problèmes sur l'altimètre A celui-ci est éteint et c'est l'altimètre B qui prend le relais. Ce passage d'un altimètre à l'autre introduit une discontinuité dans la série de référence qui doit être prise en compte. Pour cette transition soudaine entre deux altimètres il n'y a pas de phase pendant laquelle les deux instruments observent l'océan en parallèle, par conséquent l'évaluation du biais entre les deux altimètres est difficile. Le biais est estimé globalement à 5.8 mm.

Plusieurs tentatives ont été menées pour tenter d'améliorer l'estimation de ce biais, en particulier pour des études aux échelles régionales (Prandi, 2009). Toutes les méthodes mises en œuvre restent fortement impactées par la variabilité de méso-échelle de l'océan indiquant qu'elles ne parviennent pas à isoler le biais entre les deux altimètres.

Par conséquent, la valeur du biais global est reprise sans modification pour les retraitements.

RECALAGE DES MISSIONS SECONDAIRES ET ERREUR D'ORBITE

Les missions principales n'observent pas l'océan au-delà de 66°N. Pour avoir des mesures dans l'Océan Arctique on exploite les données des missions dites secondaires ERS-1, GeoSat

	ERS-1	ERS-2	GeoSat Follow-On	Envisat
Biais par rapport à TOPEX/Poseïdon	41.5	7.49	1.67	46.7

TAB. 2.5 – Valeur du biais (en cm) appliquée aux missions secondaires pour les recalier sur la série temporelle formée à partir des missions de référence

Follow-On, ERS-2 et Envisat. Tout comme les missions principales, les missions secondaires doivent être raccordées à la mission de référence TOPEX/Poseïdon.

Toutefois en l'absence de phase d'inter-calibration entre une mission principale et une mission secondaire la méthode présentée au-dessus et utilisée pour calculer le biais entre deux missions principales successives n'est pas applicable. En effet les missions de type ERS-1 ou GeoSat Follow-On ne se trouvant pas sur la même orbite que les missions principales de type TOPEX/Poseïdon, il n'existe pas de période pendant laquelle elles observent strictement le même océan.

La procédure standard pour raccorder les missions secondaires aux missions principales comprend deux étapes : l'estimation du biais et le calcul d'une erreur d'orbite empirique. Dans ce processus, on considère que la mission principale observe la vérité et l'on cherche à faire coller la mission secondaire sur cette vérité.

Un biais moyen est d'abord estimé en moyennant les différences de SLA aux points de croisement entre mission principale et secondaire.

Les missions secondaires, particulièrement les plus anciennes, présentent des performances inférieures aux missions principales notamment en termes de stabilité à long terme. D'éventuelles dérives ne sont pas prises en compte par le biais précédemment calculé qui est constant dans le temps. En plus du biais, une erreur d'orbite empirique est calculée et appliquée aux missions secondaires. L'algorithme de calcul de l'erreur d'orbite est basé sur la minimisation des différences aux points de croisement entre mission secondaire et principale (Le Traon *et al.*, 1995, 2003). Cette erreur absorbe des erreurs de type erreur d'orbite (à plusieurs dizaines de milliers de kilomètres) mais aussi les dérives à long terme de façon à ce que les missions secondaires voient la même évolution du niveau moyen de la mer que les missions de référence. Les biais de recalage des missions secondaires sur la mission de référence obtenus par cette méthode sont résumés dans la table 2.5

Pour l'évolution du niveau de la mer dans la bande de latitudes 50°N à 66°N l'application des biais dont la méthode d'estimation a été décrite ici permet de passer de la situation représentée sur la figure 2.23a à la situation représentée sur la figure 2.23b. Sur la figure 2.23a les différentes missions voient des niveaux très différents. Après application des différents biais dont le calcul a été décrit dans cette partie, toutes les missions voient des valeurs et des variabilités du niveau moyen de la mer régional similaires. L'application des biais régionaux permet donc de corriger correctement les différences entre les missions utilisées au cours de ce travail.

2.3.4 CARTOGRAPHIE SUR UNE GRILLE RÉGULIÈRE

En sortie des deux étapes de traitement précédentes et pour chaque mission, les données altimétriques ont été corrigées des standards sélectionnés et recalées sur les missions de référence, donc corrigées des dérives éventuelles. Ces données sont disponibles le long de la trace altimétrique de chaque mission. L'objectif de cette dernière étape des traitements est d'interpoler les données sur une série de grilles cartésiennes, régulièrement espacées dans le temps.

Pour l'étude de l'Océan Arctique, la méthode de cartographie par analyse objective utilisée de manière opérationnelle à CLS pour la production des cartes de la chaîne de traitement DUACS a été adaptée à la configuration régionale spécifique aux hautes latitudes.

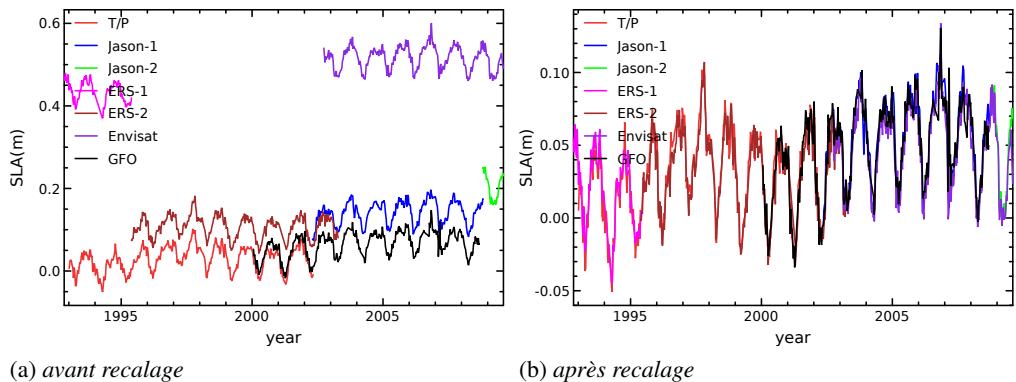


FIG. 2.23 – Séries temporelles de la SLA moyenne dans la région 50°N-66°N par mission avant (a) et après (b) recalage sur la mission TOPEX/Poseïdon

DE LA THÉORIE

Le problème que cherche à résoudre l'analyse objective est le suivant : connaissant n observations ponctuelles ϕ_i^{obs} inégalement réparties dans l'espace et le temps, d'un champ continu Φ , quelle est la valeur de ce champ ϕ_j^{est} en p autres points de coordonnées \vec{x}_j ?

On fait l'hypothèse que l'estimation est une combinaison linéaire des observations donc

$$\phi^{est}(\vec{x_j}) = \sum_{i=1}^n \alpha_{\vec{x_j}, i} \phi_i^{obs} \quad (2.1)$$

Le problème consiste donc en la détermination des « meilleurs » coefficients α qui minimisent la variance de l'erreur d'estimation, $Var[\phi(\vec{x}_j) - \phi^{est}(\vec{x}_j)]$ soit la variance des différences entre la valeur du champ et son estimation en un point donné.

Moyennant la connaissance a priori de la fonction de covariance du champ Φ et des erreurs de mesure sur les observations, ainsi que des hypothèses sur les propriétés du champ, le théorème de Gauss-Markov fournit la solution au problème :

$$\phi^{est}(\vec{x_j}) = \sum_{i=1}^n \sum_{k=1}^n A_{i;k}^{-1} C_{\vec{x_j};k} \phi_i^{obs} \quad (2.2)$$

où A est la matrice d'autocovariance des observations et C la matrice de covariance entre le champ et les observations. Pour limiter la taille des matrices, toutes les mesures disponibles ne sont pas utilisées pour l'estimation du champs en un point donné. Seules sont sélectionnées les données dans une certaine zone spatio-temporelle autour de la position d'estimation. La taille de cette zone dépend des échelles de corrélation spatiales et temporelles du signal océanique.

À SA MISE EN PRATIQUE

Dans cette thèse nous avons adapté les chaînes de traitement produisant les produits globaux de référence à la région Arctique. Le champs de SLA est cartographié sur la bande de latitude comprise entre 50°N et 82°N. Ce choix permet de conserver une zone (50°N–66°N) observée par les missions de référence (TOPEX/Poséidon, Jason-1 et Jason-2) et pouvant servir de zone de validation. La limite nord est dictée par l'orbite des missions ERS-1, ERS-2 et Envisat. Une résolution d'un huitième de degré est adoptée, une résolution déjà utilisée pour des études régionales comme en mer Méditerranée. Il faut toutefois dire que la région Arctique est essentiellement observée par un seul satellite à la fois et la résolution réelle de la mesure altimétrique est d'environ 0.3° en latitude. Le choix d'une résolution au huitième de degré permet cependant une meilleure prise en compte de la géométrie côtière du bassin.

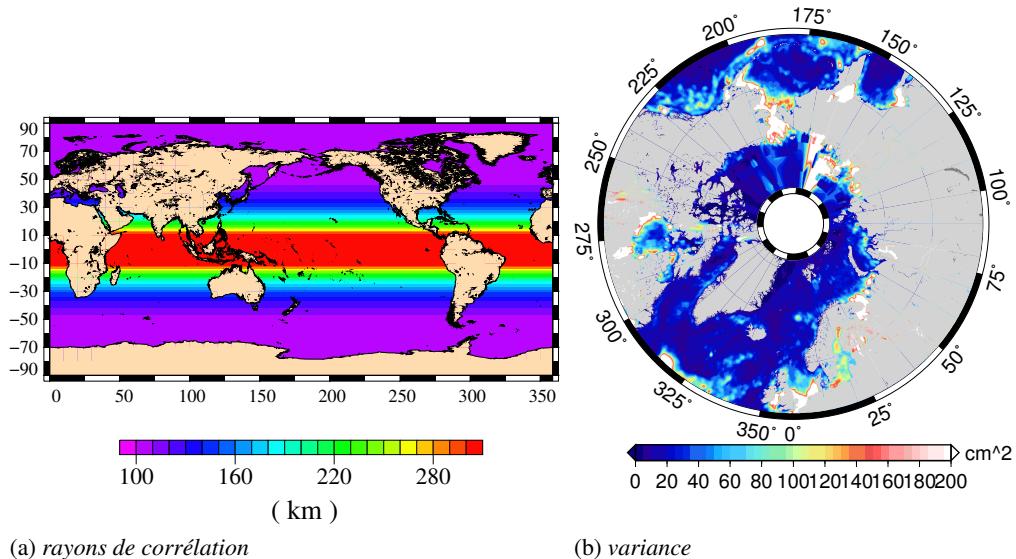


FIG. 2.24 – Cartographie des rayons de corrélation et de la variance a priori du signal utilisés pour la cartographie

Avant d'être cartographiées, les données altimétriques sont filtrées le long de la trace pour retirer la très haute fréquence. Pour les retraitements Arctique la longueur de coupure du filtre est fixée à 6 mesures, soit environ 40 km le long de la trace. Pour les traitements de référence, cette longueur de coupure est de 9 mesures. Cela revient à conserver plus de variabilité haute fréquence le long de la trace dans les retraitements régionaux que dans les traitements de référence.

L'analyse objective requiert une connaissance a priori de la variance du signal. Nous avons réutilisé les grilles globales. Comme ces grilles ne sont pas définies dans certaines zones de l'Océan Arctique, ce qui explique la forme très « carrée » des zones jamais observées sur la carte 2.3, nous les avons extrapolées sur l'ensemble de la zone d'étude. Les valeurs de variance a priori du signal sont représentées en figure 2.24b. Le bruit de mesure pour toutes les missions est lui aussi repris des traitements globaux sans modifications.

Les rayons de corrélations utilisés dans la définition de la taille de la zone spatio-temporelle de sélection des mesures pour l'estimation du champ en un point donné sont eux aussi repris des traitements globaux. Ils dépendent de la latitude et sont représentés sur la figure 2.24a. Dans l'Arctique, le rayon de corrélation spatial est constant, égal à 100 km, le rayon de corrélation temporel est de 6 pas de temps soit 42 jours.

Les biais dits Biais à Grande Longueur d'Onde (BGLO) sont corrigés préalablement à la cartographie. La correction des ces biais permet de réduire les différences qui peuvent apparaître entre deux traces altimétriques adjacentes et qui résultent de l'aliasing des signaux haute fréquence ou de résidus de la correction d'erreur d'orbite. Un examen attentif de certaines cartes montre toutefois que certains de ces biais sont mal corrigés ce qui nous a amené à supprimer manuellement certaines traces qui provoquaient de larges artefacts lors de la cartographie.

Les traitements décrits dans cette partie permettent de générer une série de 887 cartes régionales hebdomadaires de la SLA, couvrant les latitudes comprises entre 50°N et 82°N à une résolution de 1/8^{ème} de degré. Les moyennes mensuelles déduites de ces cartes hebdomadaires sont représentées en annexe A.

2.4 EFFET DES RETRAITEMENTS

À l'issue du retraitement régional mis en œuvre et dont les différentes étapes ont été décrites dans la section précédente, un nouveau jeu de données de niveau de la mer pour l'Océan Arctique a été généré. Ce jeu de données est constitué d'une série de cartes hebdomadaires au huitième de degré pour toutes les latitudes comprises entre 50°N et 82°N. Deux limitations majeures à l'utilisation du jeu de données global DUACS pour l'étude de la variabilité du niveau moyen de la mer dans l'Océan Arctique avait été identifiées. Ces limitations étant le déclencheur du travail de retraitement entrepris.

Les travaux menés, pour l'identification de l'origine des problèmes de l'altimétrie aux hautes latitudes et pour la génération du jeu de données régional ont-ils permis de lever ou de réduire les limitations identifiées ? En d'autres termes, ce nouveau jeu de données améliore-t-il la situation et peut-il servir utilement à l'étude des variations du niveau moyen de la mer dans l'Océan Arctique ?

2.4.1 UNE COUVERTURE SPATIO-TEMPORELLE AMÉLIORÉE

La première et plus importante limitation identifiée dans l'Océan Arctique depuis les produits DUACS globaux est la très faible couverture de l'océan. Cette situation est illustrée par la figure 2.3. Si une couverture partielle est attendue à cause de la présence périodique de glace de mer recouvrant l'océan, les comparaisons effectuées ont montré (voir la figure 2.4) que certaines zones libres de glace n'étaient pas observées, révélant un comportement anormal des données traitements de référence.

La figure 2.25a présente la couverture des données dans le jeu de données régional traité. La couverture est complète aux basses latitudes dans les océans Atlantique et Pacifique. En progressant vers le nord et vers l'intérieur de l'Océan Arctique elle diminue rapidement. Les zones grisées de la figure 2.3 indiquant des points de grille jamais observée ont été réduites sur la figure 2.25a. Elles ne sont plus présentes que dans une faible zone au nord de l'archipel Arctique Canadien.

Le calcul de la différence avec la couverture des cartes de référence permet de mieux mettre en évidence l'effet des retraitements. Le résultat est représenté sur la figure 2.25b, où les différences de couverture sont exprimées en nombre de mesures plutôt qu'en pourcentage. Les zones apparaissant en rouge correspondent à une amélioration de la couverture : dans ces zones l'océan est observé plus souvent sur la période considérée. Dans les zones où la couverture était déjà parfaite (océans Atlantique et Pacifique Nord, mer de Barents) les différences sont nulles, indiquant que les retraitements maintiennent le même nombre d'observations. Dans l'Océan Arctique intérieur, l'augmentation de la couverture est quasiment générale et le nouveau jeu de données contient des données à plus de pas de temps que le jeu de données de référence dans toutes les régions de l'Arctique. En moyenne régionale pour les latitudes comprises entre 50°N et 82°N la couverture est améliorée de 38 points de mesure et de 63 points dans l'Océan Arctique compris entre 66°N et 82°N, soit respectivement 5% et 7% de la longueur de la série temporelle. L'augmentation maximale est obtenue en mer de Laptev où la couverture augmente de près de 180 points soit 20% de la longueur de la série temporelle.

Dans quelques zones, l'échantillonnage diminue. C'est le cas dans la baie d'Hudson par exemple mais surtout le long de la côte Est de l'île de Novaïa Zemlya qui sépare la mer de Barents de la mer de Kara. Ceci est analysé dans la section suivante.

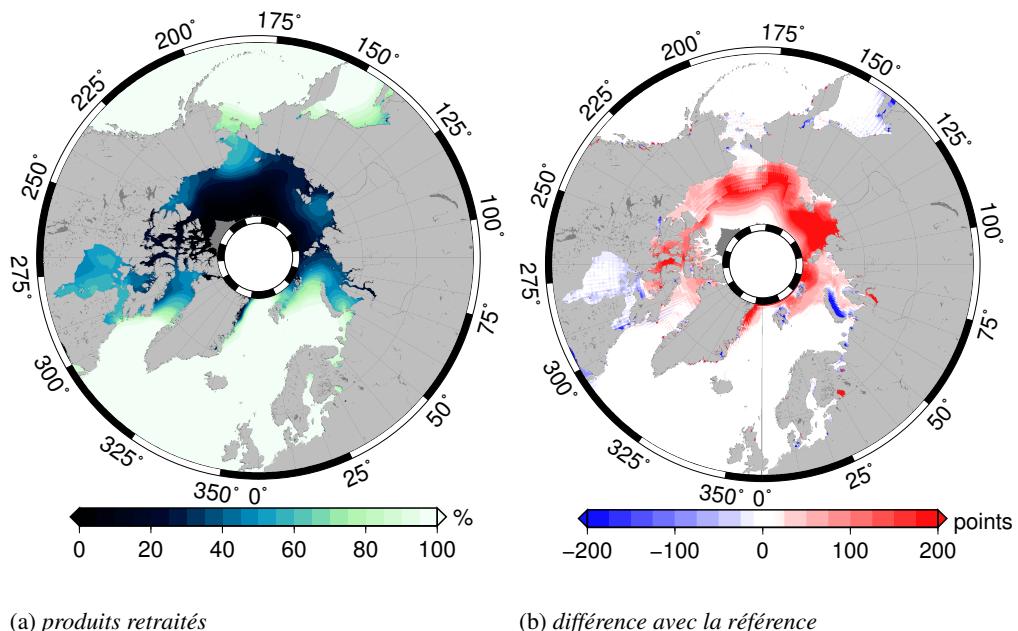


FIG. 2.25 – Couverture des données altimétriques dans l’Océan Arctique (a) calculées depuis le nouveau jeu de données régional en pourcentage et (b) différence avec le jeu de données DUACS de référence en nombre de points

COMPARAISON À LA GLACE DE MER DANS LA MER DE KARA

Cette petite région côtière est l'endroit où la perte de points de mesures est de loin la plus importante, elle y est par endroits supérieure à 150 points (soit plus de 17% de la longueur totale des séries). Un moyen de tester le comportement des deux jeu de données dans cette région est de comparer la couverture aux données de concentration en glace de mer. Dans une première approche très simplificatrice, on peut en effet considérer qu'il existe deux situations : soit l'océan est englacé et pas observé, soit l'océan est libre de glace et mesuré. Même si la situation est en réalité plus complexe car entre couverture complète par la glace et eau libre, l'océan passe par toutes les valeurs intermédiaires de concentration en glace, la comparaison fournit dans cette région des résultats intéressants. La concentration en glace de mer est extraite de l'analyse OI_SST de la NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>, Reynolds *et al.* (2002)) qui fournit des champs hebdomadaires de concentration en glace de mer que l'on moyenne sur toute la période 1993-2009.

La figure 2.26 compare la couverture des données altimétriques dans les deux jeux de données aux valeurs de la concentration moyenne en glace de mer. Il apparaît sur cette figure que les comportements des deux jeux de données autour de l'île de Novaïa Zemlya sont sensiblement différents. Les données DUACS ne semblent pas « voir » l'île : les valeurs de couverture décroissent lorsque l'on progresse vers l'Est mais sans que la position de l'île ne soit marquée. Des valeurs similaires sont observées de part et d'autre de cette frontière naturelle dans une décroissance en anneaux concentriques. Au contraire avec le jeu de données retraité la couverture est sensiblement différente entre la mer de Barents à l'Ouest et la mer de Kara à l'Est. Vers 72°N la couverture est proche de 100% à l'Ouest et chute aux environs de 50% à l'Est. Sur toute la hauteur de l'île on observe une diminution brusque du nombre de données disponibles entre la côte Ouest et la côte Est. C'est certainement le changement de la résolution choisie pour la cartographie qui explique cette différence de comportement. Enfin les données de glace de mer, représentées à droite sur la figure 2.26, montrent un régime de glace très différent entre

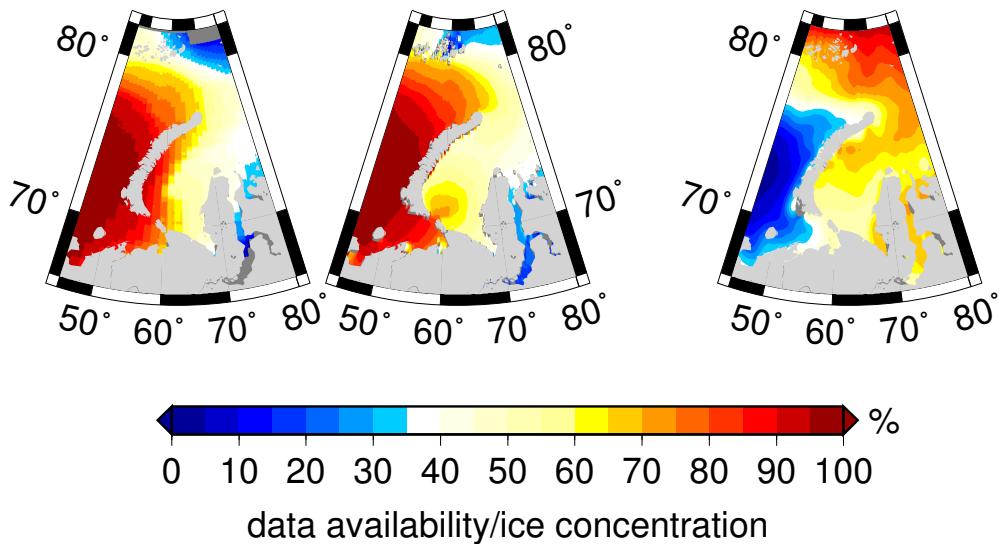


FIG. 2.26 – Carte de la région autour de l’île de Novaïa Zemlya de la couverture des données dans le jeu de données de référence (à gauche) et dans le jeu de données retraitées (au centre). La carte de la concentration moyenne en glace de mer déduite de l’analyse OI_SST est représentée à droite

la mer de Kara et la mer de Barents avec des concentrations moyennes supérieures à 50% à l’Est et inférieures à 30% à l’Ouest.

Le rôle de la frontière que joue l’île de Novaïa Zemlya pour la glace de mer est plus visuellement illustré par la photographie de la figure 2.27 prise par le capteur MODIS le 10 juin 2001. Sur cette image l’île agit comme un barrage pour la glace qui s’accumule à l’Est tandis que l’océan est libre de glace dans la mer de Barents à l’Ouest.

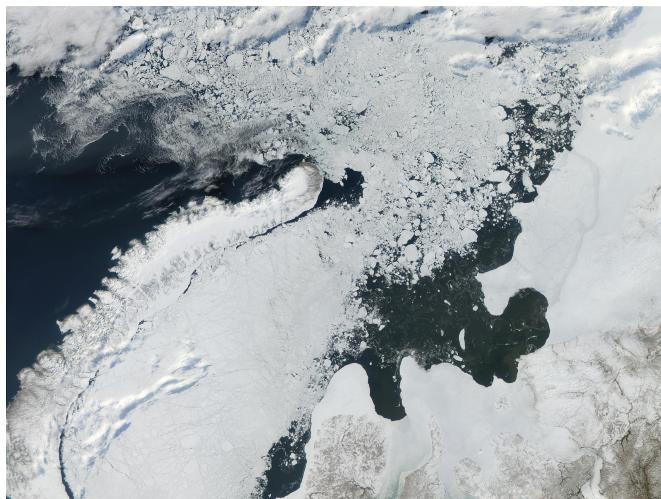


FIG. 2.27 – Image prise par le capteur MODIS en mer de Kara le 10 juin 2001. À gauche de l’image, on distingue l’île Novaïa Zemlya . Source NASA Visible Earth, <http://visibleearth.nasa.gov/>

Les retraitements effectués permettent donc de récupérer de nombreux points de mesure dans l’Océan Arctique dans presque tout le bassin. La principale exception étant la perte de couverture le long de la côte Est de l’île de Novaïa Zemlya. Mais les comparaisons à la glace de mer montrent une meilleure correspondance avec le régime de glace dans la région. Ce comportement, plutôt que d’être une erreur des données retraitées apparaît comme plus cohérent que celui des données de référence. L’échantillonnage de l’Océan Arctique est donc sensiblement amélioré par les retraitements dans l’ensemble de l’intérieur du bassin Arctique.

2.4.2 QUALITÉ DES DONNÉES

Il a été établi, lors de l'analyse des traitements altimétriques de référence précédant la génération des cartes globales DUACS, que la qualité des données altimétriques mesurée par la variance de la SLA est dégradée aux hautes latitudes. Cette dégradation est notamment illustrée en figure 2.7 et limite la capacité de l'altimétrie à observer la variabilité du niveau moyen de la mer aux hautes latitudes. Comment la situation a-t-elle changée avec les retraitements ? A-t-on réussi à améliorer la qualité des données altimétriques, réduisant ainsi une des limitations identifiées ?

DONNÉES MONO-MISSION

Nous reprenons le diagnostic de variance en fonction de la latitude dont les résultats sont présentés en figure 2.7, en adoptant les nouveaux standards plutôt que ceux des traitements de référence. Les résultats obtenus sont représentés sur la figure 2.28. En ordonnées, les mêmes bornes sont utilisées sur les deux tracés pour les valeurs de la variance. Aux très hautes latitudes la différence de comportement est flagrante : là où les missions ERS-1, ERS-2 et Envisat montraient une forte augmentation de la variance, celle-ci reste maintenant quasi-constante sur l'ensemble des latitudes considérées, proche d'une valeur climatologiquement crédible. Il est important de souligner que dans les deux cas les statistiques sont estimées à périmètre constant : les mêmes mesures altimétriques sont utilisées et la réduction de variance ne provient donc pas de l'élimination de points aberrants.

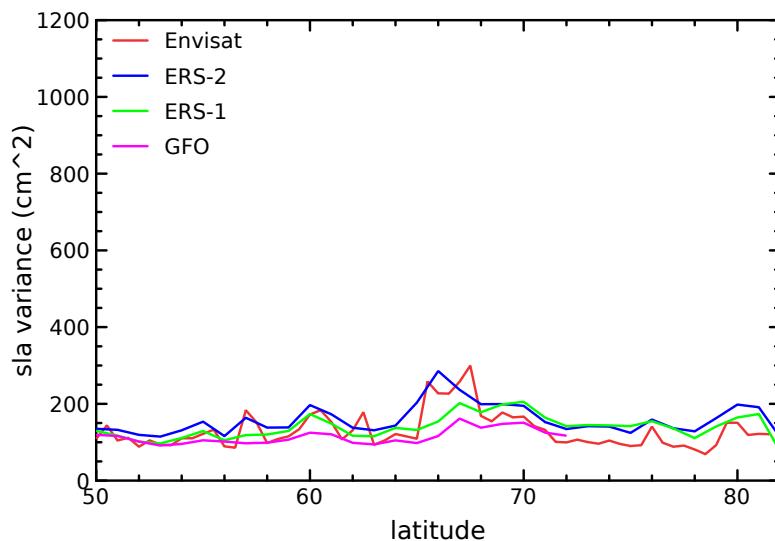


FIG. 2.28 – Variance de la SLA altimétrique pour les missions Envisat, ERS-2, ERS-1 et GeoSat Follow-On avec les nouveaux standards en fonction de la latitude

EFFET SUR LES CARTES

Les données utilisées en entrée de l'analyse objective semblent donc être de meilleure qualité. Comment cela se traduit-il dans les cartes hebdomadaires de la SLA ? Comme la variance de la SLA a été utilisée comme moyen de mesure de la qualité des données jusqu'à maintenant, c'est également ce critère qui est utilisé pour estimer l'impact des modifications des traitements sur les données finales.

La carte de la variance de la SLA est estimée pour chaque série de cartes, les résultats sont représentés sur la figure 2.29. Les deux jeux de données montrent des niveaux et une répartition spatiale de la variance similaire. Dans les zones nouvellement cartographiées par le

jeu de données retraitées, on observe des niveaux de variance faibles, en bon accord avec ce qui est observé dans le reste du bassin.

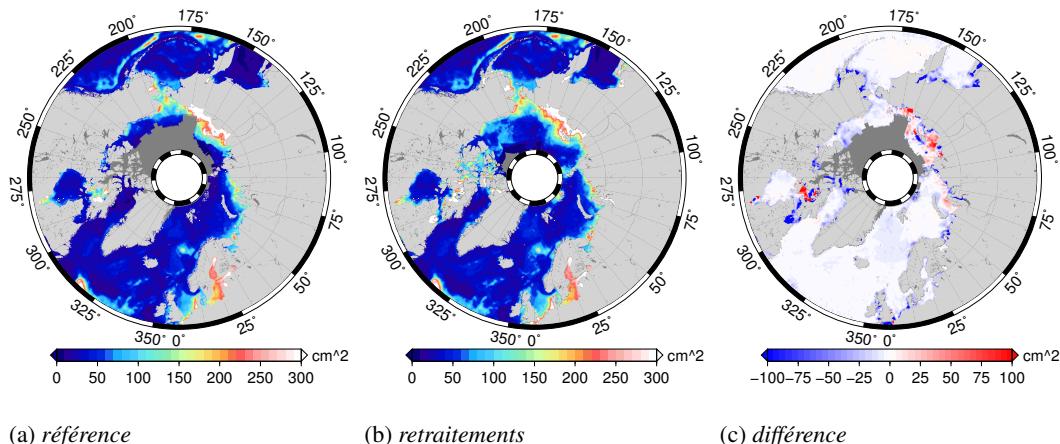


FIG. 2.29 – Cartes de la variance de la SLA dans l’Océan Arctique estimée à partir (a) du jeu de données de référence et (b) du jeu de données retraitées. La carte des différences de variance entre les deux est représentée en (c)

La carte des différences de variance est évaluée à partir des mêmes points de grille exactement, elle n’intègre donc pas l’effet de l’augmentation du nombre de points de mesure dans certaines régions du bassin. Les plus grandes différences sont obtenues dans l’archipel Arctique Canadien et le long des côtes de l’Arctique Russe, en particulier dans les mers de Laptev et de Sibérie Orientale. Au vu de l’impact du changement de modèle de marée sur la variance de la SLA mono-mission, cette distribution spatiale est cohérente.

En moyenne la variance de la SLA augmente légèrement avec les retraitements. À région observée identique, l’augmentation est de 11 cm^2 , sur la bande 50°N – 82°N comme sur 66°N – 82°N . En considérant le plus grande nombre de points disponibles dans la bande 66°N – 82°N , la variance passe de $59,2$ à $69,3 \text{ cm}^2$ pour les produits de référence et retraités respectivement.

Cette augmentation de la variance apparaît à première vue comme étrange au vu des efforts mis en place pour réduire la variance des données en amont de l’étape de cartographie. Deux effets permettent de l’expliquer. Tout d’abord la réduction de variance dans les données mono-mission provient essentiellement d’une zone aux très hautes latitudes située au large des côtes de la Sibérie et de l’Alaska, comme cette région n’est pas cartographiée par les produits de référence, la dégradation visible sur les données mono-mission n’est pas transmise aux cartes. De plus, si l’on a cherché à réduire la variance de la SLA mono-mission le long de la trace, on a aussi choisi de moins filtrer les données lors de la cartographie, conservant ainsi plus de variabilité. L’augmentation de la variance observée, associée à une augmentation du nombre de points de grille observés apparaît donc comme raisonnable.

COMPARAISON AUX MISSIONS DE RÉFÉRENCE

Pour vérifier que la série de carte ne dérive pas dans le temps, elle est comparée à la série temporelle déduite des missions de référence TOPEX/Poseïdon, Jason-1 et Jason-2 uniquement. Cette comparaison n’est possible que sur la bande de latitudes 50°N – 66°N sur laquelle les missions de référence sont disponibles. Les séries temporelles des différences obtenues sont présentées sur la figure 2.30, pour les cartes de référence et les cartes issues des retraitements.

Pour la comparaison aux cartes retraitées, les données TOPEX/Poseïdon–Jason-1–Jason-2 sont corrigées de la marée TPXO7.2, les biais entres missions principales sont ceux recalculés

et la MSS DNSC08 est utilisée. Pour la comparaison aux cartes de référence, on utilise les standards de référence pour la construction de la série TOPEX/Poséïdon–Jason-1–Jason-2.

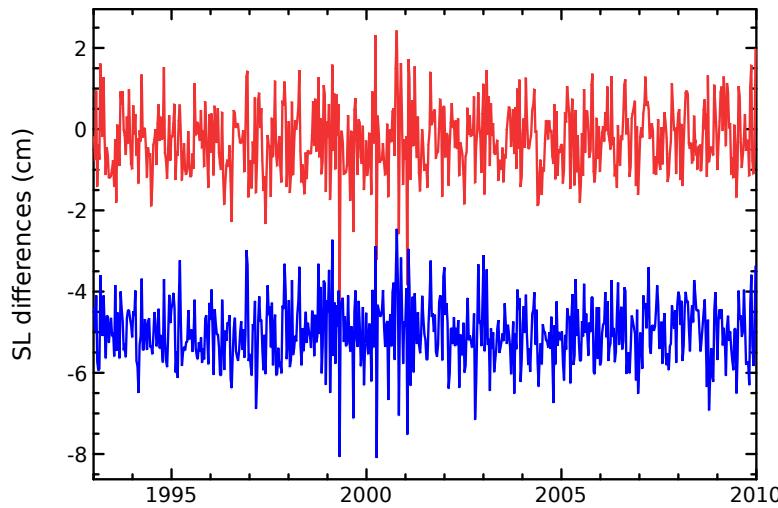


FIG. 2.30 – Séries temporelles des différences entre le niveau moyen de la mer extrait des cartes et la série de référence construite à partir des données de TOPEX/Poséïdon, Jason-1 et Jason-2 uniquement. Les traitements de référence sont représentés en rouge, les retraitements en bleu. Le décalage vertical est ajouté *a posteriori*

Pour les données retraitées, l'écart-type des différences est de 0.8 cm, une valeur identique à celle obtenue pour les traitements de référence. La tendance des différences est quasi-nulle pour les produits retraitées ce qui représente une faible amélioration par rapport aux produits de référence qui dérivent de 0.1 mm/an par rapport à la série TOPEX/Poséïdon–Jason-1–Jason-2. Cette comparaison permet de vérifier qu'aux basses latitudes au moins, les cartes obtenues lors du retraitement régional des données altimétriques ne dérivent pas par rapport à une série temporelle construite uniquement à partir des missions de référence qui est considérée comme fiable.

2.4.3 STATISTIQUES DES DIFFÉRENCES

Comment les retraitements modifient-ils les estimations de la variabilité observée du niveau moyen de la mer dans l'Arctique ? Pour le savoir, les statistiques des différences entre les deux séries de cartes sont étudiées, en particulier pour caractériser l'effet sur les tendances.

SÉRIES TEMPORELLES RÉGIONALES

La figure 2.31 présente les séries temporelles du niveau moyen de la mer régional évaluées sur différentes zones géographiques à partir des deux séries de cartes dont on dispose.

Les séries temporelles obtenues en moyennant des cartes hebdomadaires de SLA sur les zones 50°N–82°N et 66°N–82°N sont représentées sur la figure 2.31a. Sur l'ensemble de la région prise en compte dans les retraitements, la série temporelle des différences fait apparaître un signal semi-annuel d'une amplitude centimétrique provenant certainement des différences entre les modèles de marée utilisés. L'onde diurne K_1 est en effet vue par TOPEX/Poséïdon à 173 jours et par GeoSat Follow-On à 175 jours soit à une période très proche de celle du cycle semi-annuel. Sur la zone 50°N–82°N, l'écart-type des différences s'élève à 1 cm. Cette valeur augmente légèrement sur l'Océan Arctique avec un écart-type des différences de 1.7 cm, réduit à 1.4 cm si l'on opère une sélection régionale des données retraitées pour ne considérer que la région commune aux deux traitements. Ces valeurs sont à comparer à la variabilité totale vue

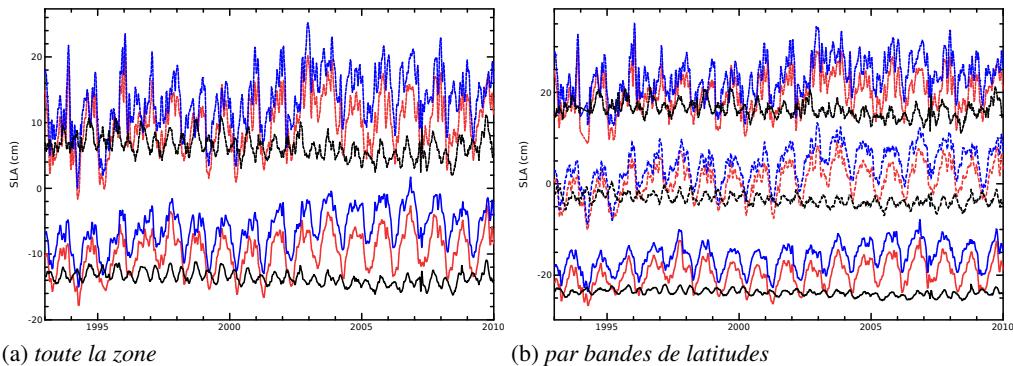


FIG. 2.31 – Séries temporelles du niveau moyen de la mer (a) sur 50°N – 82°N en traits pleins et sur 66°N – 82°N en pointillés et (b) sur des bandes de latitudes de 10° (50 – 60 en bas, 60 – 70 au milieu et 70 – 80 en haut). Les courbes rouges correspondent aux données de référence, les courbes bleues aux données retraitées et les courbes noires aux différences entre les deux. Le décalage vertical est rajouté artificiellement pour améliorer la lisibilité

par l'altimétrie dans la région, pour les traitements de référence, l'écart-type de la SLA valant 3 et 4 cm sur 50°N – 82°N et 66°N – 82°N respectivement. Des valeurs peu modifiées par les retraitements.

Concernant l'impact à long terme, l'effet des retraitements semble important. Sur l'ensemble de la région, la tendance augmente, passant de 2.1 mm/an à 2.9 mm/an. Cette augmentation est encore plus forte si l'on considère uniquement l'Océan Arctique : de 2.3 mm/an elle passe à 3.6 mm/an.

Les différences observées avec les retraitements sont séparables en deux effets : les changements de la valeur de la SLA à des points d'estimation déjà observés dans les données de référence et l'effet des points nouvellement observés. En séparant ces deux effets dans l'Océan Arctique et pour les tendances, on s'aperçoit que l'effet le plus important provient des changements apportés en des points de grilles déjà observés avec une tendance de 3.7 mm/an soit une augmentation de 1.4 mm/an par rapport aux données de référence. Les points de grille nouvellement mesurés dans le jeu de données montrent une tendance légèrement inférieure qui ramène la tendance régionale à 3.6 mm/an. L'effet de ces nouvelles observations est faible, étant généralement situés aux très hautes latitudes, leur poids dans la moyenne est réduit par rapport à un point de grille situé aux latitudes plus basses.

Les résultats précédents suggèrent que l'impact des retraitements est plus important aux hautes latitudes qu'aux latitudes moyennes, ce qui est attendu, notamment en raison de la couverture améliorée aux hautes latitudes. Pour le vérifier, les séries du niveau moyen de la mer sont extraites sur des bandes de latitudes de 10° de largeur à partir de 50°N . Les séries obtenues sont présentées sur la figure 2.31b. Les valeurs de l'écart-type des différences sont de 0.7, 1.2 et 1.8 cm sur les bandes 50–60, 60–70 et 70–80 respectivement. Pour les différences de tendances, les valeurs sont 0.6, 1.2 et 1.4 mm/an.

Afin d'évaluer avec plus de précision la répartition spatiale des différences, la carte de la RMS des différences entre les deux séries de cartes est calculée, celle-ci est représentée en figure 2.32. Par rapport à la différence des variances représentée sur la figure 2.29, ce calcul permet d'isoler l'impact des modifications en des points de grille qui sont observés dans les deux séries de cartes. L'effet des retraitements est inégalement réparti, en longitude comme en latitude. En général les différences sont faibles avec des valeurs de la RMS des différences inférieures à 5 cm. Certaines zones sont au contraire fortement impactées, c'est le cas du Nord de la baie d'Hudson et de l'archipel Arctique Canadien et dans une moindre mesure des mers de Laptev et de Sibérie Orientale. Les mers Nordiques et de Barents sont plus impactées que le

mer de Beaufort où les différences sont faibles. Les diagnostics régionaux précédents masquent donc une grande variabilité spatiale des différences obtenues avec les retraitements.

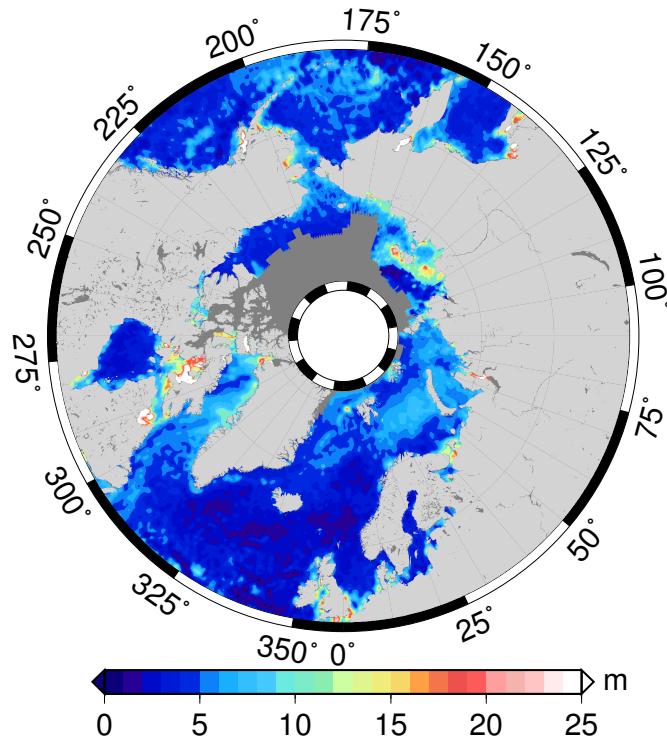


FIG. 2.32 – Carte de la RMS des différences entre les données de référence et les données retraitées

Sur la série temporelles des différences (figure 2.31), quelle que soit la zone considérée, de la variabilité de basse fréquence à une période proche des 17 années de la période considérée est observée. Son origine reste inexpliquée, mais pourrait provenir de la correction de marée (18.61 ans pour la marée d'équilibre sous l'effet de variation de la déclinaison de la Lune).

EFFET SUR LA DISTRIBUTION DES TENDANCES

Les analyses temporelles sur différentes régions montrent que les retraitements ont un impact de plus en plus grand sur les données au fur et à mesure que la latitude augmente, et notamment sur les tendances. Quelle est la distribution géographique de l'effet des retraitements sur les tendances ?

La carte des tendances du niveau moyen de la mer estimée à partir des données globales de référence est représentée au début de ce chapitre en figure 2.1. Celle obtenue en utilisant les données retraitées est représentée sur la figure 2.33a. En mer de Laptev, dans la zone où les tendances étaient anormalement grandes, celles-ci montrent maintenant des valeurs comprises dans un intervalle crédible. Les régions grisées qui ne sont jamais observées sont largement réduites, elles se limitent à deux régions au nord de l'archipel Arctique Canadien et au nord du détroit de Béring, aux très hautes latitudes.

L'effet total des retraitements est obtenu en calculant la différence entre les tendances estimées à partir des grilles de référence et celles estimées à partir des produits retraitées. La carte correspondante est représentée sur la figure 2.33b. Contrairement aux séries temporelles considérées juste avant, on ne peut mesurer l'impact des retraitements que sur la région observée par les deux séries de cartes.

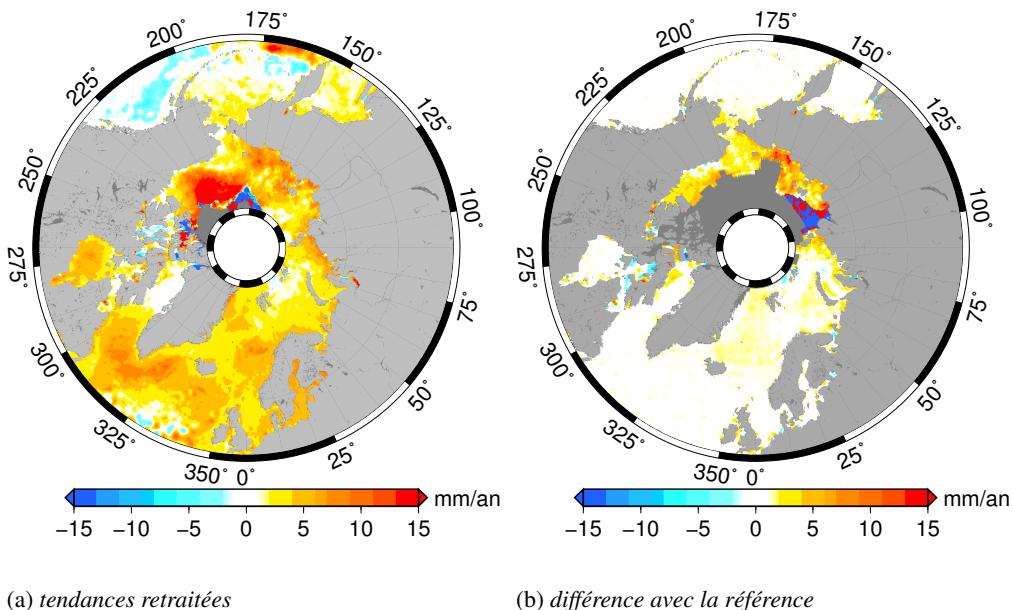


FIG. 2.33 – (a) Carte des tendances du niveau moyen de la mer dans l’Océan Arctique estimées à partir des grilles retraitées et (b) carte des différences de tendances par rapport aux données de référence, une valeur positive signifie que la tendance augmente avec les retraitements

L’impact sur les tendances est uniformément faible aux basses latitudes, il devient presque partout positif dans l’intérieur du bassin Arctique. Les plus grandes différences sont observées dans la mer de Laptev où les données de référence estimate des tendances manifestement fausses. Hors de cette région particulière, la plus grande hausse se produit en mer de Sibérie Orientale où les différences peuvent atteindre 10 mm/an. L’augmentation de tendance est faible dans les mers Nordiques et dans la mer de Barents. Les retraitements ont un effet de diminution de la tendance dans quelques rares régions : au nord de la baie d’Hudson, le long de la côte Nord de l’Alaska et au niveau de la pointe Nord de l’île de Novaïa Zemlya dans la mer de Kara.

Les différences de tendances de la figure 2.33b sont là encore la combinaison de l’effet des points nouvellement observés et de la modification des points déjà observés par les données de référence. Le calcul des tendances des différences permet d’isoler cette dernière contribution, représentée sur la carte 2.34a. La soustraction de cette contribution à l’impact total, donne accès à l’effet des nouveaux points observés qui est représenté sur la carte 2.34b.

L’effet le plus important provient des changements que provoquent les retraitements en des points qui étaient déjà observés (carte 2.34a), confirmant les résultats obtenus à partir des séries temporelles. La répartition spatiale de cette contribution est relativement homogène, positive partout sauf dans l’archipel Arctique Canadien et en mer de Laptev.

L’effet des points nouvellement observés est plus faible mais également moins homogène dans l’espace (carte 2.34b). Ces nouveaux points provoquent une réduction de la tendance en mer de Kara, dans la baie de Baffin ainsi que le long des côtes de l’Alaska, compensant l’effet précédent. Au contraire leur impact est positif (dans le sens d’une augmentation de la tendance) au large de l’Alaska et en mer de Sibérie Orientale où l’effet précédent est renforcé.

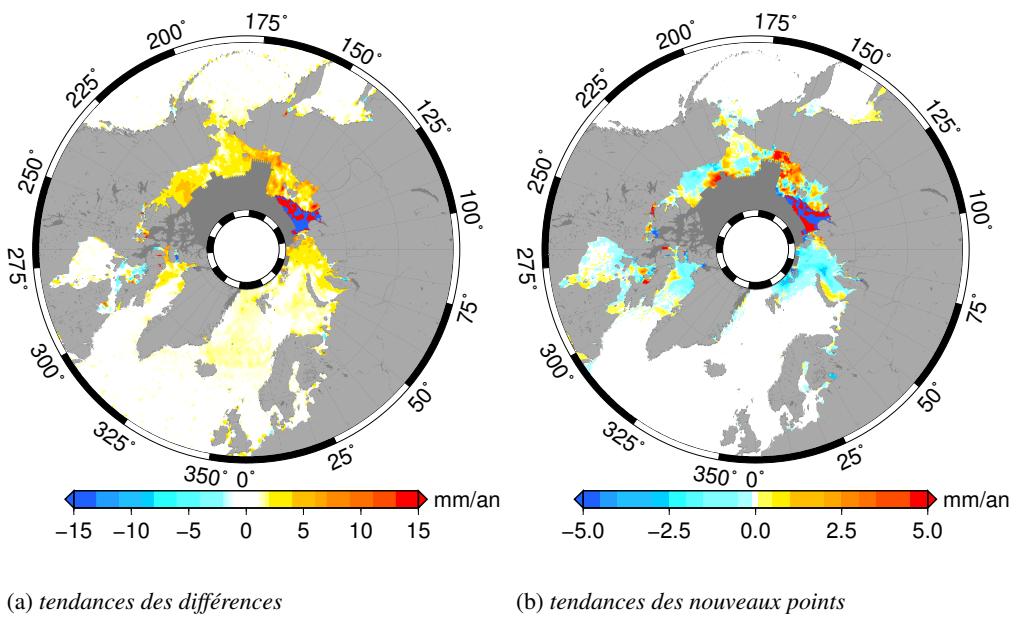


FIG. 2.34 – (a) carte des tendances des différences entre les deux séries de cartes et (b) carte de l'effet des nouvelles observations sur les tendances du niveau moyen de la mer dans l'Océan Arctique. Une valeur positive correspond à une augmentation de la tendance par rapport aux données de référence

SYNTHÈSE

L'utilisation dans l'Arctique d'un jeu de données altimétriques global a permis de mettre en évidence deux limitations importantes pour caractérisation de la variabilité du niveau de la mer dans l'Océan Arctique :

- une faible couverture des données impliquant que de larges zones de l'intérieur du bassin ne sont pas observables,
- une qualité des données dégradée qui se traduit par des zones où les valeurs de la SLA sont incorrectes et par une variance anormalement élevée aux très hautes latitudes.

L'analyse des traitements met en évidence plusieurs pistes permettant d'espérer remédier à ces limitations, notamment par des modifications des corrections appliquées aux mesures lors du calcul de la SLA à partir de la mesure de la distance altimétrique.

Certaines des pistes d'améliorations identifiées sont appliquées lors du calcul d'une nouvelle série de cartes de la SLA aux hautes latitudes. Les améliorations concernent plusieurs niveaux des traitements altimétriques.

Une meilleure surface moyenne océanique ainsi qu'un modèle de marée différent sont utilisés pour retraiter les données altimétriques. Une procédure régionale de recalage permet de réduire l'impact de biais géographiquement corrélés entre les différentes missions dont les mesures sont exploitées. Enfin la méthode de cartographie est adaptée à la région d'intérêt pour permettre une meilleure couverture spatio-temporelle.

Les améliorations qu'apportent ces retraitements par rapport au jeu de données de référence, en termes de couverture spatio-temporelle notamment, ont été démontrées et l'impact sur la variabilité observée du niveau de la mer a été évalué.

Les retraitements décrits dans ce chapitre ont fait l'objet d'une publication dans la journal *Marine Geodesy* qui est reproduite en annexe B et les cartes mensuelles dérivées des cartes hebdomadaires retraitées sont présentées en annexe A.

Dans le chapitre suivant, ce jeu de données amélioré est utilisé pour décrire la variabilité du niveau moyen de la mer dans l'Océan Arctique à différentes échelles climatiques.

VARIABILITÉ DU NIVEAU DE LA MER DANS L’OCÉAN ARCTIQUE : UNE DESCRIPTION À PARTIR DES OBSERVATIONS ALTIMÉTRIQUES

3

SOMMAIRE

3.1	UNE PREMIÈRE APPROCHE	105
3.1.1	Évolution temporelle en moyenne régionale	105
3.1.2	Répartition spatiale de la variabilité temporelle	106
3.1.3	Comparaison aux données marégraphiques	107
3.2	TENDANCES DU NIVEAU DE LA MER	109
3.2.1	Tendance régionale	109
3.2.2	Évaluation de l’incertitude	111
3.2.3	Carte des tendances	115
3.2.4	Comparaison aux données marégraphiques	120
3.3	SIGNAUX ANNUELS	125
3.3.1	En moyenne régionale	125
3.3.2	Distribution spatiale des amplitudes et phases	128
3.4	VARIABILITÉ INTER-ANNUELLE	135
3.4.1	Variabilité inter-annuelle en moyenne régionale	135
3.4.2	Distribution spatiale : Analyse en EOF des champs d’été	138
	SYNTHÈSE	142

PRÉAMBULE

Dans le chapitre précédent les traitements mis en œuvre afin de générer un jeu de cartes d'anomalies de hauteur de mer dans la région Arctique sur la période 1993-2009 ont été décrits. Lors de la génération de ce jeu de données, certaines erreurs identifiées dans les traitements globaux de référence ont été corrigées. Ainsi la qualité des données altimétriques utilisées pour la cartographie a été améliorée et les adaptations des traitements permettent d'obtenir une couverture de la région sensiblement meilleure.

Dans ce chapitre, le jeu de données régional est exploité afin de caractériser la variabilité du niveau de la mer dans l'Océan Arctique tel qu'il est observé par les données altimétriques.

Plusieurs échelles temporelles de la variabilité climatique sont considérées :

- les tendances à long terme (l'évolution linéaire), évaluées sur l'ensemble de la période 1993–2009 disponible,
- la variabilité annuelle et intra-annuelle avec le calcul du cycle annuel de la SLA,
- et la variabilité inter-annuelle, correspondant aux signaux d'une période supérieure à un an, mais sans les tendances.

Ces signaux sont décrits en moyenne régionale et leur distribution spatiale est également présentée.

Des données marégraphiques disponibles le long des côtes du bassin sont exploitées aux différentes échelles de temps considérées afin de valider la variabilité observée par les mesures altimétriques.

3.1 UNE PREMIÈRE APPROCHE

Quelle est la variabilité de la SLA dans l’Océan Arctique ? Le jeu de données régional pour le niveau moyen de la mer dans l’Océan Arctique nouvellement généré fournit une base pour tenter de répondre à cette question. Une première approche consiste à étudier les grilles retraitées originales. Dans ce premier temps, on ne cherche pas à séparer les différentes échelles temporelles de la variabilité.

3.1.1 ÉVOLUTION TEMPORELLE EN MOYENNE RÉGIONALE

L’évolution régionale du niveau moyen de la mer est extraite des grilles retraitées par un calcul de la moyenne à chaque pas de temps. Les séries temporelles brutes correspondantes sont représentées en figure 3.1. Afin de fournir un point de comparaison, la série temporelle globale de référence estimée uniquement à partir des données des missions TOPEX/Poseïdon, Jason-1 et Jason-2 est également représentée sur la figure 3.1.

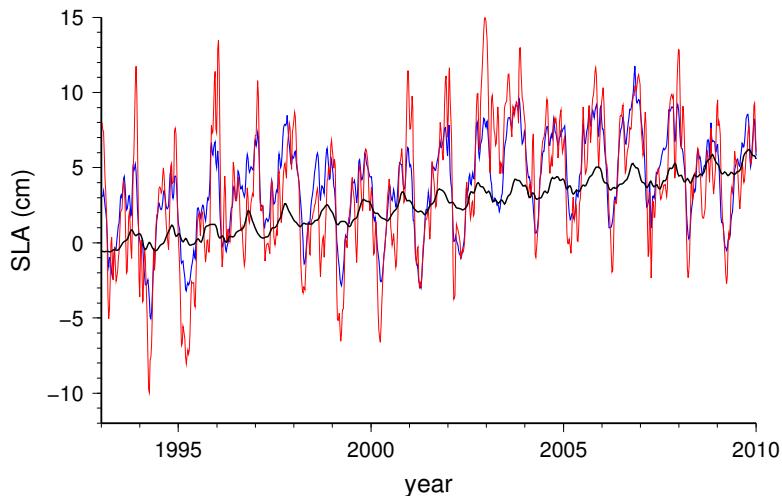


FIG. 3.1 – Séries temporelles de la SLA aux hautes latitudes estimées à partir des cartes altimétriques retraitées moyennées sur 50°N – 82°N (en bleu) et sur 66°N – 82°N (en rouge). La courbe noire représente l’évolution de la SLA en moyenne globale estimée à partir des données des mission TOPEX/Poséidon, Jason-1 et Jason-2 (Source AVISO)

Sur ces séries temporelles, la variabilité temporelle du niveau moyen de la mer dans l’Arctique apparaît comme bien plus importante qu’en moyenne globale. Le calcul de l’écart-type permet de le vérifier : les valeurs sont de 4.3 cm, 3.1 cm et 1.9 cm pour les zones 66°N – 82°N , 50°N – 82°N et pour la courbe globale respectivement. L’écart-type est une mesure de la variabilité qui combine toutes les échelles temporelles présentes dans les courbes moyennes.

Plusieurs échelles temporelles distinctes sont observables sur les courbes de la figure 3.1.

Tout d’abord une variabilité de haute fréquence, qui apparaît comme un bruit sur les séries temporelles. En filtrant la série brute pour ne conserver que les signaux dont la période est inférieure à deux mois, l’écart-type des données est de 1.6 cm.

Ensuite la variabilité temporelle est caractérisée par un cycle annuel important. Si son amplitude est centimétrique en moyenne globale, celui-ci est beaucoup plus important pour les moyennes régionales, apparaissant même comme le signal dominant de la variabilité. Un filtrage des données pour ne conserver que les signaux dont les périodes sont comprises entre deux mois et un an permet d’obtenir une série de SLA dont l’écart-type est légèrement supérieur à 3 cm.

Enfin les séries temporelles sont également marquées par des signaux de basse fréquence :

variabilité inter-annuelle, surtout aux hautes latitudes, et tendances. En ne conservant que les signaux dont la période est supérieure à un an par filtrage de la série temporelle originale, l’écart-type de la SLA s’élève à 2.3 cm.

3.1.2 RÉPARTITION SPATIALE DE LA VARIABILITÉ TEMPORELLE

Comment la variabilité observée sur les séries temporelles moyennes se répartit-elle spatialement ? La carte de l’écart-type de la SLA calculée depuis la série de grilles retraitées est représentée en figure 3.2.

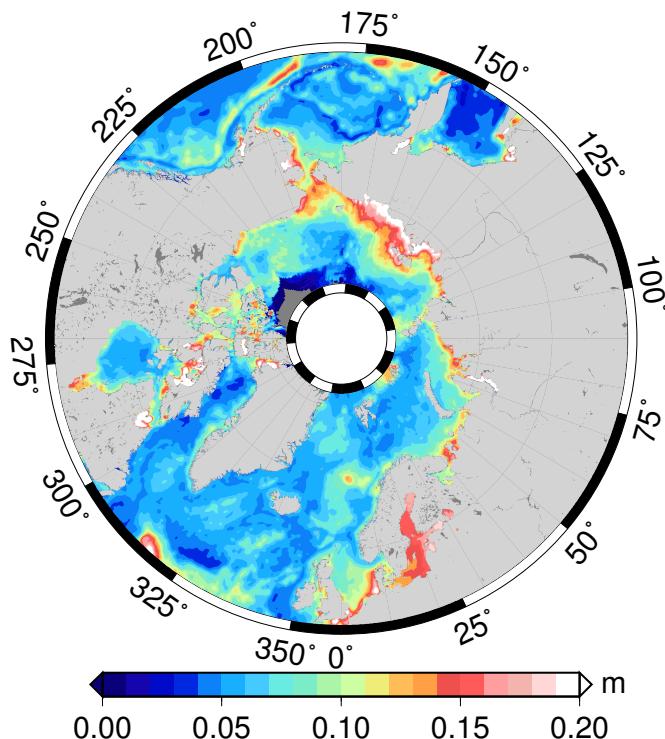


FIG. 3.2 – Carte de l’écart-type de la SLA altimétrique dans l’Océan Arctique évaluée à partir des grilles altimétriques retraitées sur la période 1993–2009

La variabilité apparaît comme très inégalement répartie dans le bassin. L’Atlantique Nord est une zone de faible variabilité, de même que les mers Nordiques et la mer de Barents où l’écart-type n’excède en général pas 10 cm. Il faut toutefois mentionner une exception dans le bassin de Lofoten où l’écart-type atteint 13 à 14 cm, cette région étant connue pour être le siège de tourbillons semi-permanents (Andersson *et al.*, 2011).

Dans l’intérieur du bassin, la variabilité est concentrée le long des côtes de l’Arctique Russe. En mer de Sibérie Orientale, l’écart-type de la SLA est supérieur à 20 cm dans une mince bande côtière. L’archipel Arctique Canadien est également une région de forte variabilité mais qu’il faut certainement attribuer aux erreurs de l’altimétrie dans cette région.

Peacock et Laxon (2004) avaient déjà calculé une carte de la RMS de la SLA altimétrique, présentée en figure 1.38a. La carte calculée lors de cette thèse est très similaire, pour l’amplitude de la variabilité comme pour sa distribution géographique.

3.1.3 COMPARAISON AUX DONNÉES MARÉGRAPHIQUES

La présence de données marégraphiques le long des côtes de l’Océan Arctique fournit un moyen de comparaison à l’altimétrie. La méthode de comparaison aux données marégraphiques utilisée est celle de Valladeau *et al.* (2012) et est détaillée dans la partie de ce chapitre dédiée aux tendances à long-terme. 39 stations marégraphiques sont effectivement utilisées lors des comparaisons. Dans un souci de cohérence avec la résolution temporelle mensuelle des données marégraphiques, les comparaisons sont faites après un moyennage mensuel des grilles altimétriques hebdomadaires qui filtre une partie des hautes fréquences de la variabilité du niveau moyen de la mer.

COMPARAISONS RÉGIONALES

La série temporelle marégraphique moyenne ainsi que les séries altimétriques régionales et colocalisées aux positions des stations marégraphiques sont représentées sur la figure 3.3. Cette figure montre que la variabilité vue par les données marégraphiques est largement plus grande que celle observée par les données altimétriques. L’écart-type de la SLA est supérieur à 19 cm pour les données marégraphiques contre seulement 4 cm pour les données altimétriques, l’altimétrie colocalisée présente un accord légèrement meilleur avec un écart-type de près de 8 cm, sans toutefois observer le même niveau de variabilité.

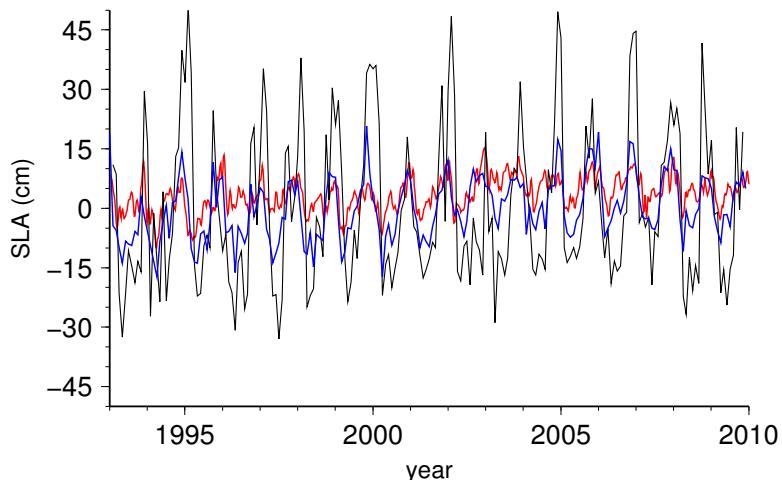


FIG. 3.3 – Séries temporelles du niveau moyen de la mer altimétrique régional (en rouge), marégraphique (en noir) et de l’altimétrie colocalisée aux positions des stations marégraphiques

En moyenne régionale, la corrélation est bonne entre marégraphie et altimétrie colocalisée ($r = 0.62$), par contre la corrélation avec le niveau moyen de la mer altimétrique régional est bien plus faible, à seulement 0.2. Même si la corrélation est bonne, les différences restent importantes puisque l’écart-type de la série des différences est de près de 16 cm.

Il semble donc à première vue que malgré les hauts niveaux de variabilité vus en côtière sur la figure 3.2, la variabilité marégraphique reste largement plus grande que celle vue par les données altimétriques. Cette situation est-elle uniformément répartie autour du bassin ?

COMPARAISONS LOCALES

La figure 3.4a présente la distribution des corrélations entre altimétrie et marégraphie aux positions des stations marégraphiques. Les corrélations sont bonnes dans l’ensemble du bassin. La bonne corrélation observée en moyenne régionale ne provient donc pas d’une région où les comparaisons sont bonnes (typiquement les mers Nordiques) et qui masquerait une dégradation

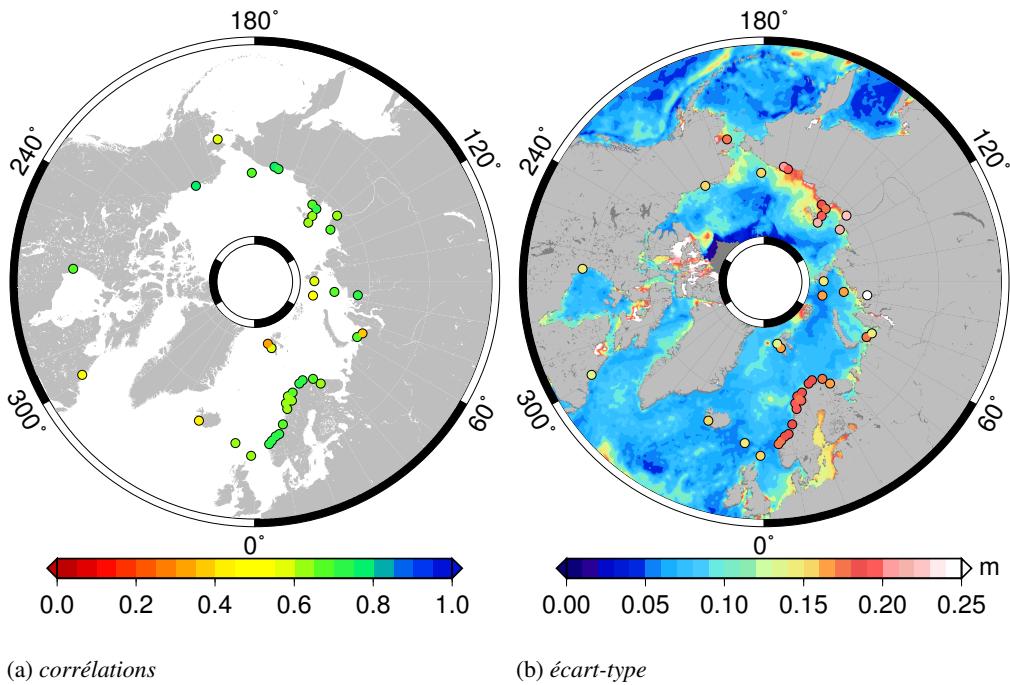


FIG. 3.4 – (a) carte des coefficients de corrélation entre séries temporelles de la SLA altimétrique et marégraphiques aux positions des marégraphes et (b) carte de l’écart-type de la SLA altimétrique et marégraphique

dans le reste du bassin, au contraire les corrélations sont bonnes dans toutes les régions de l’Arctique, avec des corrélations généralement comprises entre 0.6 et 0.75.

En dépit des bonnes corrélations observées, la comparaison des variabilités observées par les deux techniques de mesure, mesurées par l’écart-type de la SLA, montre que la marégraphie observe systématiquement une variabilité plus élevée que l’altimétrie. La figure 3.4b superpose à la l’écart-type de la SLA altimétrique celui déduit des données marégraphiques aux positions des marégraphes. Comme pour les corrélations, cette caractéristique est spatialement bien distribuée le long des côtes de l’Océan Arctique. Le long des côtes de Norvège, les marégraphes voient un signal annuel de forte amplitude que n’observe pas l’altimétrie, ce qui explique les différences observées. Une fois ce signal annuel retiré, l’accord entre les deux techniques est bon dans cette région (voir la figure 15 de Henry *et al.* (2012) reproduit en annexe C). La mer de Sibérie Orientale est une région de forte variabilité de la SLA altimétrique par rapport au reste du bassin, une situation que l’on retrouve dans une certaine mesure dans les données marégraphiques.

3.2 TENDANCES DU NIVEAU DE LA MER

La question de la tendance de la hausse du niveau moyen global de la mer est l'objet de nombreuses attentions. En général la courbe du niveau moyen global de la mer est estimée à partir des données des missions TOPEX/Poseïdon, Jason-1 et Jason-2, excluant de fait les latitudes supérieures à 66° au Nord comme au Sud de la moyenne. Les retraitements mis en œuvre au cours de cette thèse fournissent une jeu de données à partir duquel il est possible d'estimer la tendance du niveau moyen de la mer dans l'Océan Arctique. Dans cette partie, les tendances du niveau de la mer sont décrites dans l'Océan Arctique.

3.2.1 TENDANCE RÉGIONALE

La figure 3.5 présente les séries temporelles du niveau de la mer obtenues à partir du jeu de données retraitées sur deux bandes de latitudes, entre 50°N et 82°N et entre 66°N et 82°N . Les séries sont filtrées de manière à retirer les signaux dont la période est inférieure ou égale à un an. Le modèle linéaire obtenu par un ajustement aux moindres carrés ordinaire appliqué aux séries filtrées est superposé aux courbes.

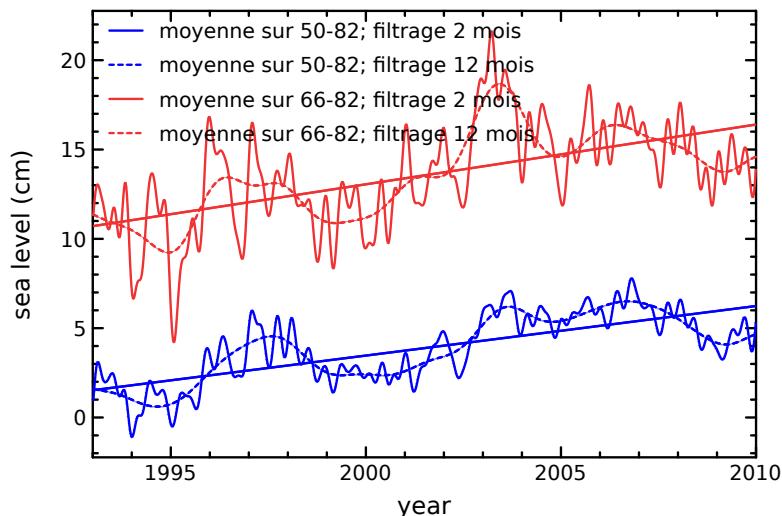


FIG. 3.5 – Série temporelle du niveau moyen de la mer dans l’Océan Arctique estimé par moyennage des données entre 50°N et 82°N (en bleu) et entre 66°N et 82°N (en rouge). Pour chaque zone les séries filtrées à deux mois et un an sont superposées. Les signaux annuels et semi-annuels sont retirés. Le décalage vertical est ajouté a posteriori.

Sur l’ensemble de la couverture spatiale du jeu de données régional soit les latitudes entre 50°N et 82°N , la tendance du niveau moyen de la mer est évaluée à 3.0 mm/an. Si l’on se limite à la définition de l’Océan Arctique adoptée dans ce travail, soit les latitudes entre 66°N et 82°N , la tendance s’élève à 3.6 mm/an et explique 16% de la variance totale du signal. Cette valeur est estimée sans correction du rebond post-glaciaire. La valeur de la tendance est peu sensible aux traitements préalablement appliqués à la série hebdomadaire. En effet, sur la zone 66°N - 82°N que l’ajustement soit réalisé sur la série brute, filtrée, avec ou sans les signaux saisonniers, la valeur de la tendance varie de 0.2 mm/an seulement. Une valeur cohérente avec l’écart-type de l’estimateur de la tendance évalué à 0.17 mm/an.

La tendance du niveau moyen dans l’Arctique est donc un peu plus importante que celle des latitudes subpolaires. Toutefois les valeurs obtenues sont proches de la valeur en moyenne globale, mais la variabilité y est plus importante, pour les hautes fréquences comme pour la variabilité inter-annuelle. La hausse de 3.6 mm/an mesurée dans l’Océan Arctique est peu différente de la tendance du niveau moyen global de la mer, évaluée à 3.0 mm/an sur la même

période et sans correction du rebond post-glaciaire. Sur la période 1993–2009, l’altimétrie spatiale ne voit donc pas d’amplification polaire pour le niveau de la mer.

Les tendances dérivées des données altimétriques présentées ici ne sont pas corrigées du rebond post-glaciaire. En toute rigueur, le rebond post-glaciaire actuel modifie le volume des bassins océaniques, sous l’hypothèse que le volume des océans reste constant, le niveau de la mer par rapport à l’ellipsoïde de référence est donc modifié. Cet effet conduit en général à adopter une correction de –0.3 mm/an sur la tendance du niveau moyen de la mer en moyenne globale. Quant on considère des tendances locales cette valeur globale n’est pas applicable du fait de la distribution des changements de gravité, ainsi Tamisiea et Mitrovica (2011) proposent une carte de la correction à appliquer à l’altimétrie pour tenir compte des effets du GIA.

EFFET D’UNE ZONE GÉOGRAPHIQUE VARIABLE

Du fait de la présence de glace de mer, l’échantillonnage spatial varie au cours du temps. Cela signifie que la zone observée n’est pas constante au cours du temps. Quel est l’effet de la variation temporelle de la région observée sur la tendance ?

Pour évaluer cet effet un masque calculé à partir des valeurs de couverture des données est appliqué aux grilles de SLA. Toutes les zones observées moins de 80% du temps sont masquées. L’application du masque opère une réduction drastique de la zone observée qui se limite alors aux mers Nordiques et à la mer de Barents. Les séries temporelles évaluées sur l’ensemble de l’Océan Arctique ou seulement sur la zone bien observée sont très similaires. La moyenne des différences est de 1.3 cm et la variance de 3.6 cm² (contre 22 cm² pour la moyenne régionale). La série temporelle des différences est surtout marquée par un cycle saisonnier important, reflet de la saisonnalité de l’extension de la glace de mer.

Sur cette zone qui varie très peu dans le temps la tendance du niveau moyen de la mer est évaluée à 3.7 mm/an sur la période 1993–2009. Cela représente une différence très faible (sous l’erreur de la méthode) ce qui permet, dans la suite, de calculer les tendances sur l’ensemble de la zone 66°N–82°N sans se préoccuper de la variation temporelle de la région effectivement mesurée.

IMPACT SUR LE NIVEAU MOYEN GLOBAL DE LA MER

Habituellement la courbe du niveau moyen global de la mer est calculée à partir des données des satellites TOPEX/Poseïdon, Jason-1 et Jason-2 dédiés à la mesure du niveau de la mer. C’est par exemple le cas de la courbe distribuée par le service AVISO de la figure 1.7, mais également des autres services équivalents comme ceux de l’Université du Colorado (Nerem *et al.* (2010), <http://sealevel.colorado.edu/>) ou de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) (http://ibis.grdl.noaa.gov/SAT/SeaLevelRise/LSA_SLR_timeseries_global.php). La région effectivement utilisée pour calculer la moyenne dite globale comprend en fait uniquement les latitudes entre 66°S et 66°N et exclut de fait les hautes latitudes et l’Océan Arctique. Il est légitime de se demander si l’inclusion de l’Arctique dans la moyenne globale est susceptible de modifier la tendance de la hausse du niveau moyen global de la mer.

Avec une superficie d’environ 14 millions de km², l’Océan Arctique ne représente que 4% de la superficie totale de l’océan global, évaluée à 360 millions de km². La couverture altimétrique limite la surface observable de l’Arctique aux zones libres de glaces situées à une latitude inférieure à 82°N. De plus la hausse du niveau de la mer dans l’Océan Arctique est similaire à celle observée en moyenne globale. Dans ces conditions la prise en compte des hautes latitudes dans la moyenne globale induit un effet faible sur la tendance du niveau moyen global de la mer.

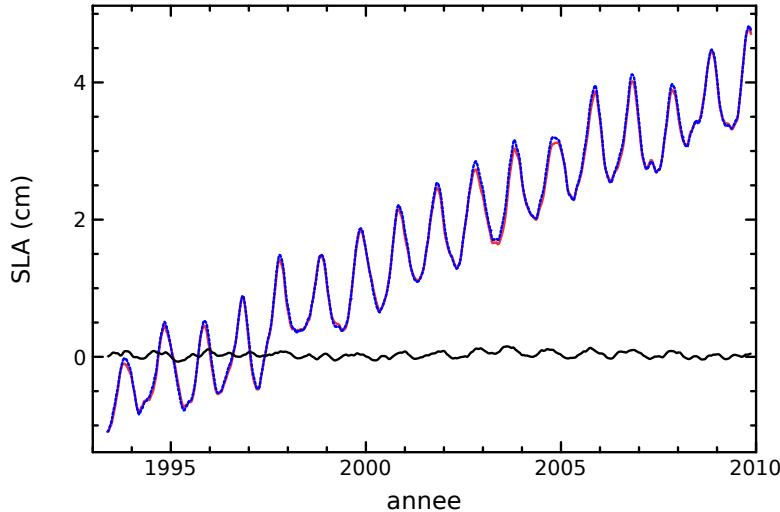


FIG. 3.6 – Évolution temporelle de la SLA sur 66°S/66°N (en rouge), sur 66°S/82°N (en bleu) et de la différence entre les deux (en noir)

La figure 3.6 illustre cette conclusion. La série temporelle de la SLA obtenue en moyennant les grilles globales sur 66°S–66°N est représentée en rouge. En y ajoutant les latitudes comprises entre 66°N et 82°N, pondérées la surface de la zone représentée, c'est la courbe bleue qui est obtenue. Les différences apparaissent donc comme très faibles entre les deux, leur tendances sont identiques à 3.0 mm/an sur la période 1993–2010 analysée ici. La série temporelle des différences représentée en noir sur la figure 3.6 montre des différences dont l'amplitude est millimétrique.

3.2.2 ÉVALUATION DE L’INCERTITUDE

Sans l’incertitude associée, la valeur de la tendance ne signifie pas grand chose. L’estimation de l’incertitude est donc essentielle pour l’étude du niveau moyen. L’ajustement par la méthode des moindres carrés fournit via l’erreur formelle d’ajustement un minorant de la valeur de l’incertitude sur la tendance régionale. Dans l’Océan Arctique pour la tendance de 3.6 mm/an estimée à partir de la série temporelle de la figure 3.5, l’erreur formelle d’ajustement est de 0.2 mm/an et ne tient compte que des écarts à la prédition linéaire, sans auto-corrélation temporelle ni erreur systématique. Afin de tenir compte des erreurs systématiques et de l’auto-corrélation de la variabilité de la série, Ablain *et al.* (2009a) proposent une méthode d’estimation de l’incertitude basée sur une formulation inverse (Bretherton *et al.*, 1976) qui est décrite ici.

Soit une relation linéaire entre un vecteur d’observations Y (ici la SLA) et une variable explicative X (ici le temps) : $Y = aX + \epsilon$ dont les paramètres sont recherchés. Le vecteur a est le vecteur des paramètres du modèle (les inconnues) et ϵ représente les écarts de l’observation à la prédition linéaire (les erreurs). La formulation de Bretherton *et al.* (1976) permet d’inverser le problème en conservant l’information dont on dispose sur la covariance des erreurs, l’estimateur de a s’exprime alors par :

$$\hat{a} = (X^t \cdot R_{\epsilon\epsilon}^{-1} \cdot X)^{-1} X^t \cdot R_{\epsilon\epsilon}^{-1} \cdot Y \quad (3.1)$$

où $R_{\epsilon\epsilon}$ est la matrice de covariance des erreurs. La covariance de l’estimateur est quant à elle donnée par :

$$\Omega_{\hat{a}} = (X^t \cdot R_{\epsilon\epsilon}^{-1} \cdot X)^{-1} \quad (3.2)$$

Si l’on dispose d’un grand nombre d’observations, ce que l’on suppose vrai ici, alors l’incertitude sur l’estimateur des paramètres du modèle est estimée par :

$$a = \hat{a} \pm \sqrt{\text{diag}(\Omega_{\hat{a}})} t_{n-p-1} \quad (3.3)$$

où t_{n-p-1} est le quantile de la loi de Student à $n - p - 1$ (où n est le nombre d’observation et p le nombre d’inconnues) degrés de libertés au seuil de risque choisi. La méthode suppose la connaissance de la matrice covariance des écarts par rapport à la prédition linéaire $R_{\epsilon\epsilon}$. En réalité cette matrice est inconnue et la covariance des erreurs est modélisée par la combinaison d’erreurs-types dont la matrice de covariance est, quant à elle, connue. Trois types d’erreurs sont considérées :

- les erreurs de dérive sont modélisées par une matrice de covariance en forme de selle de cheval, elles sont utilisées pour modéliser le vieillissement de l’instrument ou la dérive d’une correction
- les erreurs de raccord sont modélisées par une matrice constante par blocs, elles permettent de tenir compte de l’incertitude lors du raccord des missions,
- les erreurs de type bruit de mesure sont modélisées par une matrice de covariance à décroissance exponentielle en s’éloignant de la diagonale, ce type d’erreur permet de tenir compte d’erreur corrélées sur des faibles durées liée au bruit de mesure de l’instrument mais également l’autocorrélation du signal à de plus grandes longueurs d’ondes.

La matrice de covariance des erreurs $R_{\epsilon\epsilon}$ est obtenue en sommant les matrices de covariance pour chaque erreur modélisée. Elle est ensuite injectée dans la résolution du problème inverse qui fournit alors un estimateur des paramètres du modèle \hat{a} , ainsi qu’une mesure réaliste de l’incertitude associée $\sqrt{\text{diag}(\Omega_{\hat{a}})}$.

ESTIMATION DES ERREURS SYSTÉMATIQUES

Le système de mesure, l’altimètre et la chaîne de traitement des données associée, est susceptible d’être affecté par des erreurs systématiques qui peuvent fausser l’estimation de la tendance du niveau moyen. En moyenne globale Ablain *et al.* (2009a) ont effectué un inventaire des erreurs potentielles sur le système altimétrique afin de calculer une incertitude réaliste sur la tendance du niveau moyen. D’après ces travaux les principales sources d’incertitudes sur la tendance du niveau moyen global de la mer sont : les orbites (0.1 à 0.15 mm/an), la dérive de la correction de troposphère humide (0.2 à 0.3 mm/an), la correction d’atmosphère dynamique et de troposphère sèche (0.05 à 0.1 mm/an), la dérive du coefficient de rétrodiffusion et son effet sur le biais d’état de mer (0.05 à 0.1 mm/an) et les incertitudes lors du calcul des biais entre missions (0.1 à 0.25 mm/an). La combinaison de ces incertitudes les conduit à estimer la tendance du niveau moyen global de la mer à plus ou moins 0.6 mm/an dans un intervalle de confiance à 90%. Que devient cette incertitude sur la tendance quand ce n’est plus la moyenne globale mais la moyenne régionale dans l’Océan Arctique qui est considérée ?

Les erreurs prises en compte par Ablain *et al.* (2009a) et évaluées en moyenne globale ont des signatures géographiques différentes. La passage d’un calcul global à un calcul régional peut donc modifier sensiblement le bilan d’erreur (Dorandeu, 2009). Dans un précédent travail (Prandi, 2009), une régionalisation de la méthode inverse pour le calcul de l’incertitude sur les tendances locales du niveau de la mer a été mise en œuvre, menant à des incertitudes supérieures à 5 mm/an dans certaines régions. Cette étude se basant sur les données des satellites TOPEX/Poséidon et Jason-1 uniquement, l’Océan Arctique n’y est pas considéré. Afin d’évaluer l’incertitude sur la tendance régionale dans l’Arctique du niveau moyen de la mer, les résultats de ces études sont repris et adaptés. Dans cette partie ne sont considérées que les erreurs liées à la mesure altimétrique et son traitement, l’effet de la corrélation temporelle de la variabilité est pour l’instant négligé.

Type d'erreur	Source	Valeur
dérive	Orbites	0.5 mm/an
	Troposphère humide	0.1 mm/an
raccordement	TOPEX-A/TOPEX-B	2 mm
	TOPEX/Poséidon/Jason-1	1.8 mm
	Jason-1/Jason-2	1.4 mm

TAB. 3.1 – *Incertitudes sur la dérive et le biais prescrites pour le calcul de l'incertitude sur la tendance de la SLA dans l'Océan Arctique*

Les incertitudes liées à l'orbite sont estimées par Ablain *et al.* (2009a) par la tendance des différences entre deux méthodes de calcul du niveau moyen de la mer utilisant deux solutions d'orbites différentes. La dérive est estimée à 0.1 mm/an en moyenne globale mais l'étude régionale de Prandi (2009) montre que la dérive liée au changement d'orbite est fonction de la latitude et peut atteindre 1 mm/an aux pôles. Pour notre zone, on l'estime à 0.5 mm/an. Concernant une dérive de la série temporelle, l'orbite est le poste d'erreur principal aux hautes latitudes. La dérive liée à la correction de troposphère humide est estimée entre 0.2 et 0.3 mm/an en moyenne globale par comparaison entre les données déduites des mesures du radiomètre et le modèle ECMWF par Ablain *et al.* (2009a). La régionalisation montre que les tendances des différences peuvent atteindre 2 mm/an à l'équateur et diminuent quand la latitude augmente jusqu'à être quasi-nulles aux très hautes latitudes. Dans l'Océan Arctique cette erreur est faible, elle est prescrite à 0.05 mm/an. Enfin une troisième erreur de dérive de 0.05 mm/an est ajoutée pour tenir compte des autres postes d'erreur mentionnés par Ablain *et al.* (2009a), dérive du coefficient de rétrodiffusion et de la correction atmosphérique. Finalement l'erreur de dérive totale s'élève à 0.6 mm/an.

La deuxième source potentielle d'erreur sur la valeur de la tendance provient du raccordement entre les missions. Les biais entre deux missions successives ne sont pas évalués avec une précision infinie et l'erreur commise sur la valeur du biais se traduit par une incertitude sur la tendance. Sur la période 1993–2008 utilisée par Ablain *et al.* (2009a), deux biais et leur incertitude associée sont estimés (1 à 2 mm entre TOPEX-A et TOPEX-B, et 0.5 à 1 mm entre TOPEX/Poséidon et Jason-1). Au cours des retraitements aboutissant au jeu de données régional ces biais entre TOPEX/Poséidon et Jason-1 et entre Jason-1 et Jason-2 ont été recalculés (voir la section 2.3.3). Pour le biais entre TOPEX-A et TOPEX-B, la valeur globale est conservée, en l'absence d'une méthode fiable pour recalculer le biais sans période d'inter-calibration, la valeur de l'incertitude associée soit 2 mm est également conservée. Entre TOPEX/Poséidon et Jason-1, sur les 11 cycles de la période de calibration, l'écart-type des différences entre les deux missions est de 3.3 mm. La même méthode appliquée entre Jason-1 et Jason-2 fournit un écart-type des différences de 2.5 mm. À partir de ces mesures de l'écart-type, on peut estimer l'incertitude sur la valeur moyenne (*i.e.* le biais de raccordement) par $t_{11;0.9}\sigma/\sqrt{11}$ où t est le quantile de la loi de Student pour le seuil choisi (90%) et la taille de l'échantillon (11 points ici). Les valeurs de l'incertitude sur les biais entre TOPEX/Poséidon et Jason-1 et entre Jason-1 et Jason-2 ainsi obtenues s'élèvent à 1.8 mm et 1.4 mm respectivement. L'ensemble des sources d'incertitudes considérées ici sont résumées dans le tableau 3.1.

Finalement un bruit de mesure qui permet de décrire la variabilité physique de la série est également prescrit à la méthode inverse. Comme l'autocorrélation temporelle n'est pas considérée ici, la longueur d'onde de ce bruit de mesure est limitée à 30 jours.

En prescrivant ces niveaux d'erreurs sur les différents postes, l'incertitude sur la tendance régionale du niveau moyen de la mer dans l'Océan Arctique est estimée à 1.3 mm/an dans un intervalle de confiance à 90%. Cette valeur est représentative des incertitudes pesant sur la me-

sure altimétrique et les traitements qui lui sont appliqués, sur la période 1993–2009 considérée dans cette thèse.

SENSIBILITÉ DE LA TENDANCE À LA PÉRIODE

Dans la partie précédente, l’hypothèse sous-jacente est que les résidus (l’écart de l’observation à la prédition du modèle linéaire) étaient indépendants. Comme souvent en océanographie la corrélation temporelle de ces résidus est importante : si pour une semaine donnée le niveau de la mer présente une anomalie positive, il est probable qu’au pas de temps suivant l’anomalie positive subsiste. Cette effet reste valable même pour des écarts temporels importants.

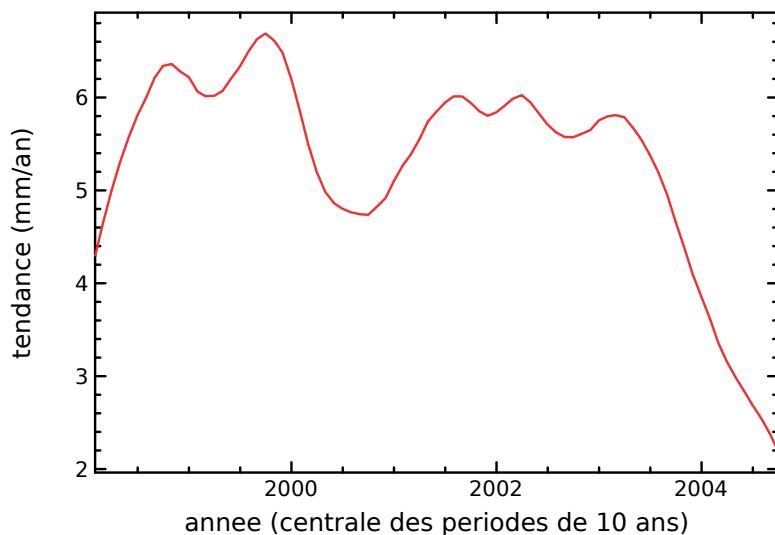


FIG. 3.7 – Tendances à dix ans du niveau moyen de la mer dans l’Océan Arctique en mm/an

La méthode inverse permet de prendre en compte ces effets en prescrivant des erreurs de type bruit de mesure dont la période varie afin représenter les périodes des signaux à modéliser. La variabilité naturelle de la SLA est modélisée par des erreurs de types bruit de mesure à 30 jours, 1 an et 3 ans, l’amplitude de ces bruits est estimée à l’aide de l’écart-type de la série préalablement filtrée pour isoler les fréquences considérées. En ajoutant ces erreurs aux erreurs systématiques décrites au paragraphe précédent, l’incertitude augmente légèrement à 1.7 mm/an dans un intervalle de confiance à 90%. Cette approche permet de répondre à la question suivante : quelle est l’incertitude liée à la connaissance d’une réalisation de la variable aléatoire et pas du processus complet ?

Une autre manière, probablement plus simple et parlante, d’illustrer cette incertitude consiste à considérer des fenêtres glissantes de dix années de large. L’impact de la variabilité de la SLA, en particulier des signaux de basse fréquence sur la détermination de la tendance est alors directement mis en évidence. Les tendances décennales du niveau de la mer dans l’Océan Arctique obtenues sont représentées en figure 3.7. Celles-ci présentent une forte variabilité, entre 6.5 et 2.2 mm/an, illustrant le fort impact de la variabilité inter-annuelle. En faisant l’hypothèse que l’incertitude calculée sur l’ensemble de la période est aussi utilisable pour les tendances sur dix ans, alors toutes les périodes de dix années contenues dans la période 1993–2009 connaissent une hausse de niveau moyen de la mer régional statistiquement différente de zéro.

Il semble également y avoir un changement de régime sur la fin de la période : si les tendances sont relativement stables au début elles diminuent à partir de 2003. Cette diminution résultant probablement de la forte anomalie positive observée dans la série du niveau de la mer régional en 2002-2003 (figure 3.5).

3.2.3 CARTE DES TENDANCES

La tendance régionale de la hausse du niveau de la mer dans l’Océan Arctique est estimée à 3.6 mm/an, une valeur proche de la hausse moyenne globale. La carte globale des tendances (figure 1.8) montre des disparités régionales importantes avec des valeurs atteignant près de 5 fois la moyenne dans certaines zones. Dans l’Arctique la hausse du niveau de la mer est-elle uniformément répartie ou bien des différences régionales sont-elles observées ?

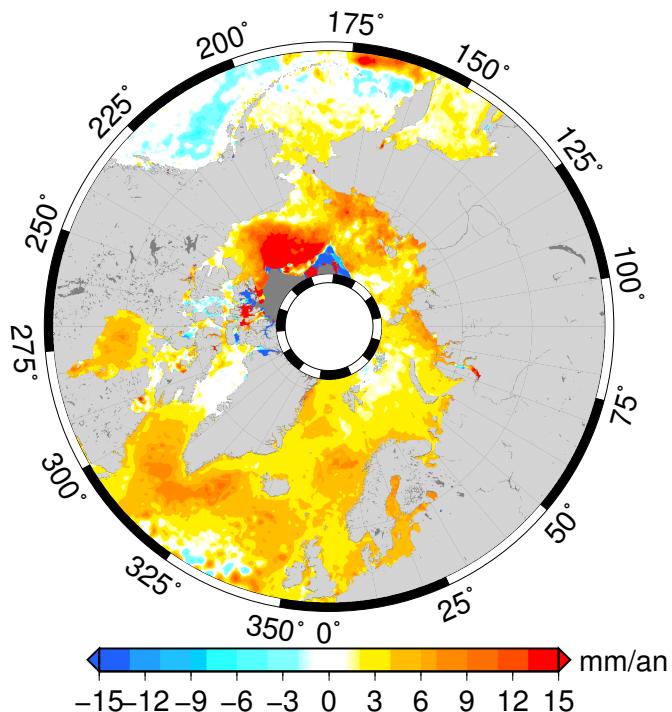


FIG. 3.8 – Carte des tendances du niveau de la mer en mm/an calculées à partir des données traitées sur la période 1993–2009

La figure 3.8 présente la carte des tendances estimées sur la période 1993–2009 à partir du jeu de données régional. Aux latitudes subpolaires, des motifs connus et déjà observés par les données globales sont présents : une hausse relativement forte au large de la pointe Sud du Groenland, la légère baisse dans la Pacifique Nord au large du Canada, de l’Alaska et le long de l’arc des îles Aléoutiennes.

Dans l’Océan Arctique, la carte des tendances montre une petite zone de l’Arctique Canadien aux très hautes latitudes où les tendances ne sont pas calculées du fait de l’absence de données dans la zone (voir la figure 2.25) et qui apparaît donc en gris. Aux abords immédiats de cette zone non-observée les valeurs de tendances semblent douteuses avec des valeurs absolues supérieures à 15 mm/an et des changements de signe brutaux sans continuité spatiale. C’est le cas d’un triangle vers 175°E et 82°N et du Nord de l’archipel Arctique Canadien.

Dans le reste du bassin la distribution spatiale de la tendance est homogène. À l’exception de l’archipel Arctique Canadien des tendances positives sont observées partout. La hausse est légèrement plus marquée dans la zone côtière de l’Arctique européen et russe en particulier en mer de Kara et en mer de Sibérie Orientale. Le signal le plus fort est observé au large des côtes de l’Alaska dans la mer de Beaufort et dans le gyre de Beaufort où les tendances sont supérieures à 10 mm/an.

INCERTITUDE ASSOCIÉE

Les tendances locales, calculées en chaque point de grille pour former la carte de la figure 3.8 doivent elles-aussi être associées à une incertitude. L’étude des erreurs systématiques de la mesure altimétrique et de son traitement a été réalisée pour la moyenne régionale. Si le calcul pourrait être affiné à l’échelle locale, notamment en fonction de la latitude. Sur cette petite zone l’hypothèse que la valeur de l’incertitude systématique régionale reste valable à l’échelle locale est adoptée et toutes les tendances locales sont affectées, *a minima*, d’une erreur systématique de 1.3 mm/an.

La série temporelle en chaque point de grille est logiquement plus variable que la série temporelle régionale qui subit un moyennage spatial plus important. Un moyen de prendre en compte cette variabilité est de considérer l’erreur fournie par la méthode des moindres carrés qui mesure justement la dispersion des résidus de la série par rapport au modèle linéaire. Cette quantité n’est pas une mesure réaliste de l’incertitude sur les tendances locales du niveau moyen de la mer telle qu’elle a été évaluée pour la moyenne régionale, elle permet simplement de repérer les zones où le modèle linéaire rend plus ou moins bien compte de la variabilité des données.

La figure 3.9 présente la carte de l’erreur formelle d’ajustement obtenue en ajustant une tendance par la méthode des moindres carrés aux séries temporelles extraites en chaque point de grille. Contrairement à la série temporelle régionale, les séries temporelles locales ne subissent pas de moyennage spatial, d’où des variances et des valeurs de l’incertitude sensiblement plus importantes.

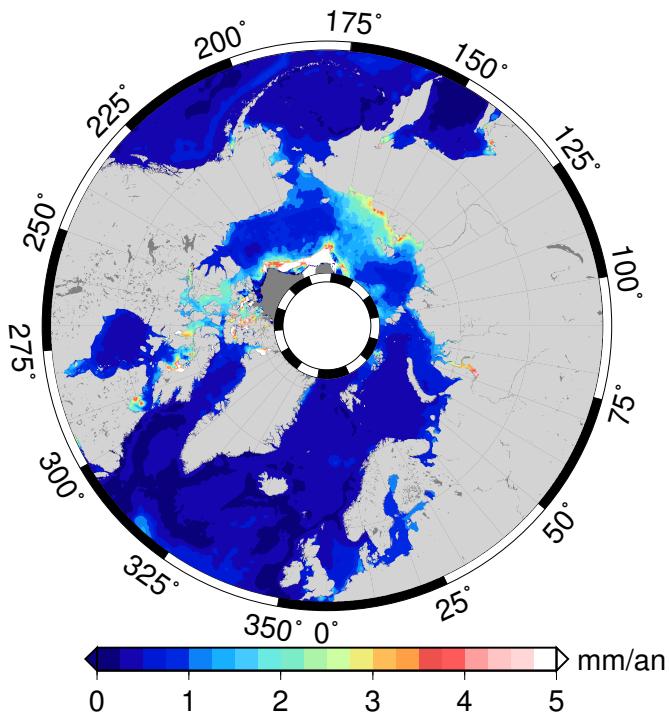


FIG. 3.9 – Carte de l’erreur d’ajustement sur la tendance obtenue par la méthode des moindres carrés

Dans les mers Nordiques et dans la mer de Barents, des régions bien observées l’erreur formelle d’ajustement est partout inférieure à 0.5 mm/an indiquant un bon ajustement du modèle linéaire. L’ajustement reste bon dans les mers de Kara, de Laptev, des Tchouktches et de Beaufort avec une erreur formelle inférieure à 1 mm/an dans ces régions où pourtant l’océan est peu

observé. Les valeurs de l'erreur formelle sont plus importantes dans l'archipel Arctique Canadien où les erreurs de l'altimétrie sont certainement importantes dans une géométrie complexe. Dans la zone mal observée des très hautes latitudes au Nord de l'Alaska et du détroit de Béring les très forte valeur (supérieures à 5 mm/an) de l'erreur formelle d'ajustement confirment que les tendances observées sur la carte 3.8 dans cette région sont certainement fausses. Enfin la mer de Sibérie Orientale présente des erreurs formelles relativement élevées indiquant une variabilité fortement non-linéaire, à cet instant il est impossible de conclure quant à l'origine de cette variabilité : erreur de l'altimétrie ou véritable signal ?

Lors du calcul de l'incertitude régionale, la dépendance de la tendance à la période sur laquelle elle est estimée a été mise en évidence. Le jeu de données régional, s'il améliore la couverture par rapport aux produits globaux ne fournit pas une couverture parfaite en chaque point de grille sur l'ensemble de la période 1993–2009. Pour vérifier que la carte des tendances de la figure 3.8 est bien cohérente, il paraît essentiel de s'assurer qu'en deux points de grilles différents les séries temporelles couvrent bien les mêmes périodes. En particulier, il faut vérifier que toutes les années soient échantillonnées, même si l'on peut tolérer des trous intra-annuels, même longs. Les deux cartes de la figure 3.10 présentent l'année de la première et de la dernière mesure en chaque point de grille dans le jeu de données régional.

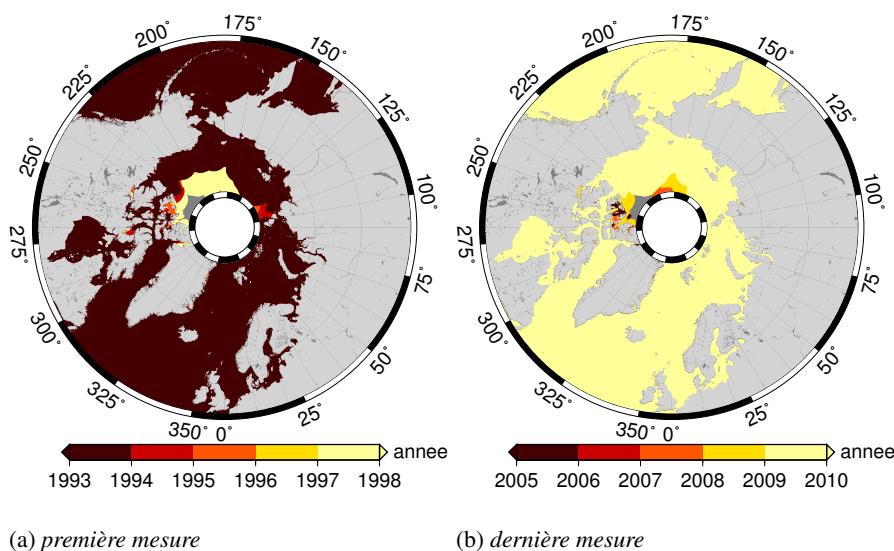


FIG. 3.10 – Année de la première et de la dernière mesure dans les grilles du jeu de données altimétrique régional

La quasi totalité du bassin est échantillonnée au cours de l'année 2009 sauf dans l'extrême Nord de l'archipel Arctique Canadien et d'une petite zone aux très hautes latitudes au droit de l'Alaska. Dès l'année 1993 la majorité du bassin Arctique est également observée, à l'exception de certaines régions de l'archipel Arctique Canadien, d'une petite région au Nord de la mer de Laptev qui est observée dès l'année suivante et d'une zone plus large au Nord de la mer du détroit de Béring et de la mer de Beaufort qui, quant à elle ne commence à être observée que bien plus tardivement. Dans cette dernière région, les tendances fortement positives de la carte 3.8 ne sont donc pas évaluées sur l'ensemble de la période et doivent donc être considérées avec précaution.

TENDANCE D'ÉTÉ / TENDANCE D'HIVER ?

Les mers Nordiques et la mer de Barents sont observées tout au long de l'année par l'altimétrie et les tendances qui y sont évaluées sont donc bien représentatives de l'évolution en

toutes saisons. Ce n'est plus le cas dans d'autres régions situées à l'intérieur de l'Océan Arctique où l'observation est plus ou moins biaisée vers l'été. Ce biais vers l'été est-il susceptible d'avoir un impact fort sur les tendances ? Ou, en d'autres termes, les tendances d'été et d'hiver sont-elles différentes, à l'image par exemple de la réduction de l'extension de glace de mer dont la tendance est forte en été mais faible en hiver (Stroeve *et al.*, 2012).

À première vue la courbe du niveau moyen de la mer régional présentée en figure 3.5 ne s'inscrit pas dans une enveloppe qui s'élargit au cours du temps. Toutefois pour vérifier l'impact de la saisonnalité sur l'estimation de la tendance, la mer de Barents est étudiée isolément. Cette mer est sélectionnée géographiquement par la zone comprise entre les latitudes 66°N et 82°N et les longitudes 15°E et 55°E. La mer de Barents est choisie car elle fait véritablement partie de l'Océan Arctique et qu'elle est observée tout au long de l'année ce qui permet d'isoler et d'étudier séparément chaque saison.

L'année est séparée en quatre saison : hiver (Janvier, Février, Mars), printemps (Avril, Mai, Juin), été (Juillet, Aout, Septembre) et automne (Octobre, Novembre, Décembre). La SLA est extraite sur l'ensemble de la période 1993-2009 pour chaque saison et les tendances saisonnières sont estimées à partir des quatres séries temporelles ainsi obtenues. La figure 3.11 représente les tendances calculées pour chacune des quatre saisons de l'année, avec l'incertitude estimée lors de l'ajustement aux moindres carrés.

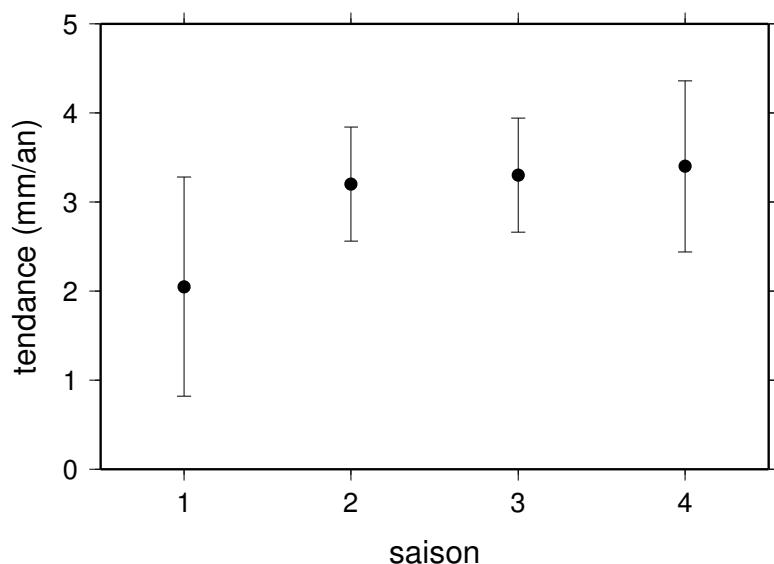


FIG. 3.11 – Tendances saisonnières et incertitudes associées de la SLA en mer de Barents en mm/an, pour l'hiver (1), le printemps (2), l'été (3) et l'automne (4)

Les tendances au printemps, en été et en automne sont très proches. Seule la tendance hivernale semble légèrement inférieure. Étant donné le niveau d'incertitude sur les valeurs, il est en réalité impossible de les distinguer statistiquement. Le niveau moyen de la mer en mer Barents connaît donc une hausse relativement uniforme sur l'année.

Dans la suite de ce manuscrit, l'hypothèse des tendances homogènes sur l'année, qui est vérifiée dans la mer de Barents, est adoptée pour l'ensemble du bassin. Le terme de tendances est donc employé sans plus de précision, même si dans certaines parties de l'Océan Arctique, seules les tendances d'été sont effectivement mesurées.

COMPARAISON À LA LITTÉRATURE

La première carte des tendances du niveau moyen de la mer dans l'Océan Arctique est présentée par Scharroo *et al.* (2006). Elle est reproduite au chapitre 1, sur la figure 1.38. La comparaison avec les tendances estimées sur la même période à partir des grilles régionales

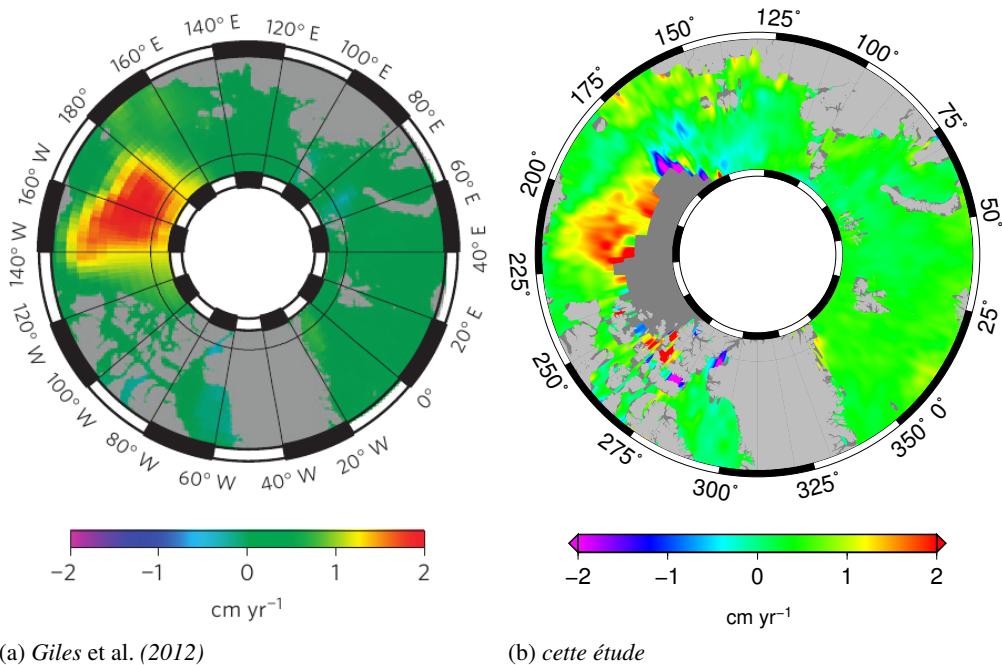


FIG. 3.12 – (a) carte des tendances de la SSH estimée à partir des données altimétriques sur la période 1995–2010 par Giles et al. (2012) et (b) carte des tendances de la SLA estimées à partir des cartes régionales sur la période 1995–2009

montre un résultat très différent. Si Scharroo *et al.* (2006) estiment la tendance moyenne sur la période 1995–2003 à -2.17 mm/an , sur la même période, l'estimation à partir des grilles s'élève à près de 6 mm/an . Si les valeurs moyennes sont très différentes, la distribution spatiale des tendances est similaire suggérant une dérive constante d'un jeu de données par rapport à l'autre.

Dans une étude récente, Giles *et al.* (2012) étudient le contenu en eau douce dans l'Ouest du bassin Arctique. Ils utilisent les données altimétriques sur la période 1995–2010 pour mesurer les gradients de SSH associés au dôme du gyre de Beaufort. Dans cet article ils proposent une carte des tendances de la SSH qui est reproduite sur la figure 3.12a. Le jeu de données régional généré et exploité au cours de cette thèse ne permet pas d'estimer les tendances sur la même période exactement. Toutefois sur la période 1995–2009, le calcul des tendances de la SLA conduit à la carte de la figure 3.12b. Les tendances présentées ont été estimées à partir des moyennes mensuelles en Juillet, Août et Septembre dérivées des grilles hebdomadaires afin de rester cohérent avec l'étude de Giles *et al.* (2012). La comparaison des deux cartes de la figure 3.12 montre des résultats similaires, bien que les périodes sur lesquelles les tendances sont calculées soient légèrement différentes et que les traitements appliqués à l'altimétrie soient probablement assez éloignés. Les tendances fortement positives dans le gyre de Beaufort sont présentes dans les deux études. Dans le reste du bassin, il est difficile de discerner des détails mais les ordres de grandeur semblent respectés.

Dans l'ouest de l'Arctique soit la zone au nord de 70°N et comprise entre 130°W et 180°W de longitude, les auteurs estiment la hausse moyenne du niveau de la mer à 11.5 mm/an et à 2.5 mm/an dans le reste en excluant la zone précédente sur période 1995–2010. Sur 1995–2009, l'analyse des données retraitées fournit une tendance plus faible de 8 mm/an dans l'ouest de l'Arctique et plus forte dans le reste du bassin avec 3.6 mm/an .

3.2.4 COMPARAISON AUX DONNÉES MARÉGRAPHIQUES

La présence des données marégraphiques dans la zone fournit un moyen de comparer les tendances du niveau moyen de la mer mesurées par l’altimétrie à des données indépendantes. C’est un moyen de vérifier si les tendances mesurées par l’altimétrie sont cohérentes avec celles mesurées par les stations marégraphiques installées le long des côtes du bassin Arctique. Afin de comparer les données altimétriques et marégraphiques, la méthode proposée par Valladeau *et al.* (2012) et présentée dans la section 1.3.1 est utilisée.

Les données marégraphiques proviennent de la base de données du PSMSL (Woodworth et Player, 2003). Sont considérées toutes les stations marégraphiques dont la latitude est supérieure à 60°N, validées dans le cadre de l’étude de Henry *et al.* (2012), et qui contiennent des mesures sur la période 1993–2009, ce qui représente 46 stations en tout. Les données sont distribuées sous forme de moyennes mensuelles uniquement. Les grilles altimétriques sont donc moyennées mensuellement afin d’assurer la cohérence de l’échantillonnage temporel entre les deux techniques.

CORRECTION DU REBOND POST-GLACIAIRE

Afin de comparer les tendances estimées à partir des données altimétriques aux tendances mesurées par les stations marégraphiques, il est indispensable de corriger ces dernières du rebond post-glaciaire. Trois modèles de rebond ont été évalués : ICE3G, ICE5G_VM2 et ICE5G_VM4 (Peltier, 2004). Afin de choisir quel modèle appliquer, les données marégraphiques sont corrigées de la dérive liée au rebond post-glaciaire calculée par ces trois modèles. Pour chaque modèle les statistiques des différences de tendances entre altimétrie et marégraphie sont ensuite calculées.

Toutes les stations récupérées de la base de données du PSMSL sont utilisées, soit 46 stations. Sont exclues de l’analyse les stations pour lesquelles la corrélation avec l’altimétrie n’est pas statistiquement différente de 0. Les statistiques obtenues pour chaque modèle sont résumées dans le tableau 3.2.4.

correction	Sans GIA	ICE3G	ICE5G_VM2	ICE5G_VM4
nombre de stations	39	39	40	39
\bar{R}_{xy}	0.62	0.62	0.71	0.62
$\sigma(R_{xy})$	0.1	0.09	0.11	0.09
$RMSd$ (cm)	13.2	13.1	8.8	13.1
$\sigma(RMSd)$ (cm)	2.2	2.1	2.5	2.2
dérive (mm/an)	0.6	0.7	1	0.2
$\sigma(\text{dérive})$ (mm/an)	4.4	4.5	4.1	4.1

TAB. 3.2 – Statistiques des comparaisons entre altimétrie et marégraphie pour la corrélation (R_{xy}), la RMS des différences et la dérive et pour différentes corrections du rebond post-glaciaire

La première constatation concerne les valeurs de la corrélation et de la RMS des différences : celles-ci sont peu sensibles au choix du modèle de rebond post-glaciaire. Les corrélations sont relativement bonnes mais les différences entre altimétrie et marégraphie sont grandes puisque les valeurs de la RMS des différences sont importantes. De ce point de vue le modèle ICE5G_VM2 semble le plus performant puisqu’il permet d’obtenir une meilleure corrélation associée à une réduction de la RMS des différences. Concernant la dérive, on constate que le modèle ICE5G_VM4 semble le plus performant avec une dérive moyenne de 0.2 mm/an, le modèle ICE5G_VM2 quant à lui induit la dérive la plus importante à 1 mm/an. Cette faible valeur masque toutefois d’importantes disparités locales puisque l’écart-type des différences de tendances est supérieur à 4 mm/an. Sur ce dernier critère le modèle ICE5G_VM4 atteint la

meilleure performance, à égalité avec ICE5G_VM2. Pour ce dernier modèle, il est intéressant de noter qu'une station marégraphique supplémentaire passe le test d'une corrélation avec l'altimétrie statistiquement différente de 0, les statistiques sont alors calculées sur 40 stations au lieu de 39. Il s'agit de la station Russe Rau-Chua (69.5°N , 166.58°E) située en mer de Sibérie Orientale. Cette série marégraphique présente de nombreux trous de données et les plusieurs sauts peuvent être suspectés sur la fin de la période. Il paraît donc préférable de l'exclure des analyses.

Finalement les données marégraphiques sont corrigées de la dérive due au rebond post-glaciaire modélisée par la version ICE5G_VM4 du modèle, il s'agit du modèle également utilisé par Volkov et Pujol (2012). Il faut toutefois mentionner que l'application de ce modèle ne permet pas de tenir compte de tous les mouvements verticaux susceptibles de polluer la mesure du niveau moyen de la mer par les stations marégraphiques. Ainsi, la correction des mouvements crustaux verticaux appliquée ici, aussi précise soit-elle, ne tient pas compte des effets tectoniques éventuels, de effets de l'activité humaine (chargement du sol ou extraction en sous-sol) ou encore des effets gravitationnels liés à la redistribution actuelle des masses à la surface de la Terre, qui peuvent tous avoir un effet sur les mouvements verticaux de la référence du marégraphe.

COMPARAISON RÉGIONALE

Une fois la correction du rebond post-glaciaire effectuée, le niveau moyen de la mer altimétrique est comparé au niveau moyen de la mer marégraphique en moyenne régionale. Pour chaque technique, la moyenne régionale est estimée après avoir retiré la moyenne temporelle aux séries extraites à chaque station.

La figure 3.13 présente les séries temporelles marégraphique et altimétrique colocalisées régionales (en noir et rouge). La série altimétrique sur toute la région est représentée en gris. La différence de pente entre la hausse du niveau moyen de la mer mesurée par altimétrie et celle mesurée par la marégraphie est de 1.4 mm/an, la marégraphie voyant une hausse plus faible avec 3.2 mm/an. Pour savoir si cette différence de tendance a vraiment du sens, on peut la comparer à l'erreur systématique sur la tendance altimétrique régionale évaluée précédemment à 1.3 mm/an. Sur cette moyenne d'un faible nombre de points, l'incertitude est encore plus grande, sans compter celle sur les mesures marégraphiques.

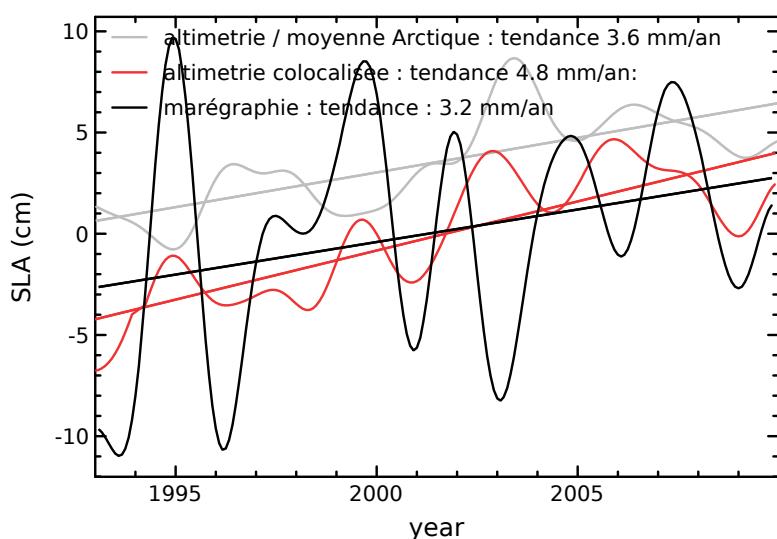


FIG. 3.13 – Séries temporelles du niveau de la mer mesuré dans l'Arctique par la marégraphie (en noir), l'altimétrie colocalisée (en rouge) et l'altimétrie régionale (en gris)

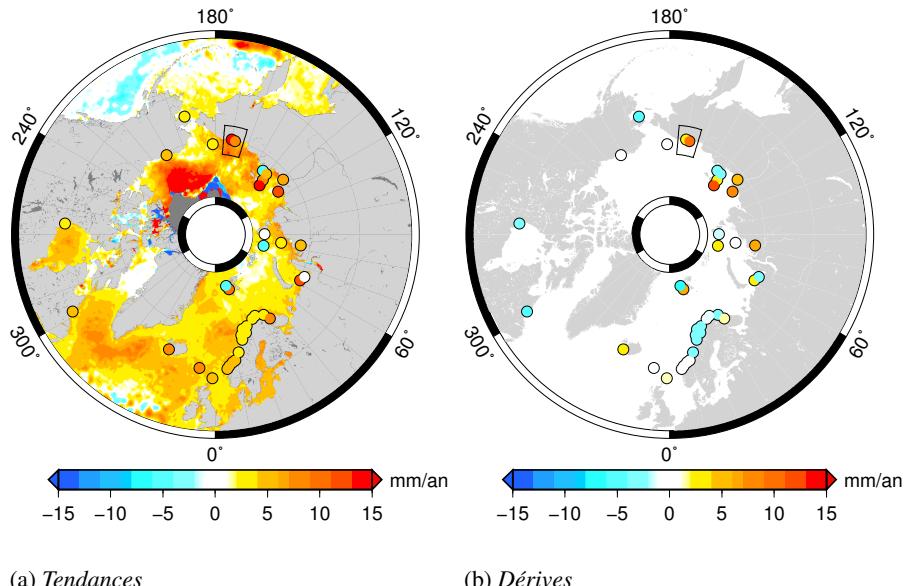


FIG. 3.14 – (a) Carte des tendances altimétriques et marégraphiques (dans les cercles noirs) et (b) carte de la tendance des différences entre altimétrie et marégraphie aux positions des marégraphes

La comparaison régionale entre altimétrie et marégraphie, de par le faible nombre de stations de mesure (39) et les incertitudes sur les deux types de mesure, ne permet donc pas de conclure quant à une éventuelle dérive de l'altimétrie par rapport à la marégraphie.

COMPARAISONS LOCALES

En plus de la comparaison en moyenne régionale, que montrent les différences en chaque station. La figure 3.14a représente les tendances marégraphiques superposées à la carte des tendances altimétriques tandis que les dérives en chaque station sont représentées en figure 3.14b.

Sur la carte de la figure 3.14a les tendances sont calculées sur la plus grande période possible, pour l'altimétrie comme pour la marégraphie, les périodes représentées peuvent donc être largement différentes. L'accord semble correct dans l'ensemble du bassin, à l'exception de quelques stations qui voient des tendances de la SLA faibles ou nulles et peuvent expliquer l'écart de tendances observé en moyenne régionale.

La carte des dérives, à droite, montre un comportement sensiblement différent. Cette fois-ci les tendances sont évaluées sur une période identique, commune à l'altimétrie et à la marégraphie en chaque station. La dérive de l'altimétrie par rapport à la marégraphie semble alors bien plus importante, le long des côtes de l'Arctique Russe en particulier. À l'est de la mer de Laptev, plusieurs stations proches observent des dérives très différentes par rapport à l'altimétrie.

Le fait de limiter le période sur laquelle sont évaluées les tendances altimétriques et marégraphiques peut mener à des effets inattendus. C'est par exemple le cas dans la partie orientale de la mer de Sibérie Orientale où deux stations sont disponibles (encadrées sur la figure 3.14), Aion à l'Ouest et Pevek à l'Est. Sur l'ensemble de la période (figure 3.14a) la dérive à la station Pevek semble être supérieure à celle observée à Aion, ce que l'on vérifie en extrayant les séries (7 mm/an contre 5 mm/an respectivement). Pourtant la tendance des différences (donc sur la période commune aux données altimétriques et marégraphiques) est plus faible à Pevek (3 mm/an) qu'à Aion (10 mm/an). Ce résultat confirme l'importance de la période utilisée pour

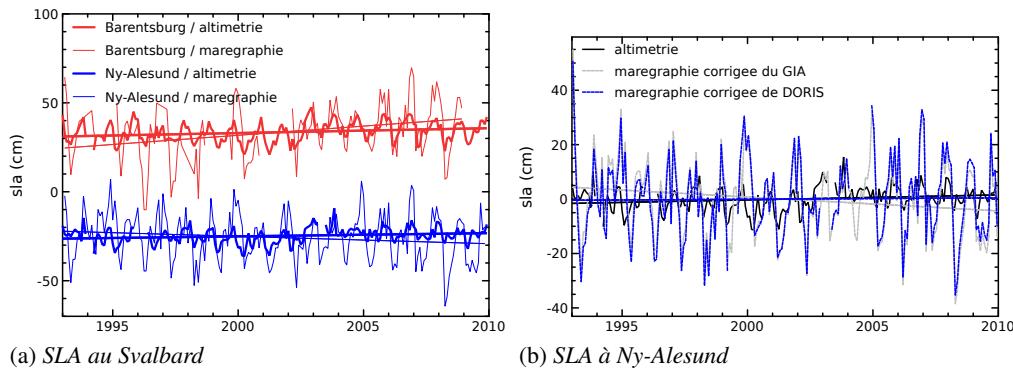


FIG. 3.15 – (a) Séries temporelles altimétriques et marégraphiques aux stations de Barentsburg et Ny-Alesund sur l’île de Svalbard, les données marégraphiques sont corrigées du rebond post-glaciaire par le modèle ICE5G_VM4 et (b) Séries temporelles à Ny-Alesund avec correction des mouvements verticaux de la balise DORIS pour la série marégraphique

l’ajustement des tendances dans une région où les séries temporelles sont régulièrement trouées et marquées par une forte variabilité inter-annuelle.

Comme pour la moyenne régionale il est difficile de discriminer la part relative des erreurs de l’altimétrie et de la marégraphie sur les différences de tendances observées. En particulier les mouvements verticaux des références marégraphiques sont certainement plus complexes qu’une simple dérive due au rebond post-glaciaire (Bouin et Wöppelmann, 2010, Jiang *et al.*, 2010).

L’archipel du Svalbard et les deux stations marégraphiques qui y sont installées fournissent une zone d’étude réduite mais intéressante. Les séries altimétriques et marégraphiques y sont quasi-complètes et sont représentées sur la figure 3.15a. Les deux cartes de la figure 3.14 montrent que, sur l’île principale de l’archipel, les stations de Barentsburg au Sud et celle de Ny-Alesund au Nord mesurent des tendances du niveau moyen de la mer très différentes : respectivement 10.3 et -5.1 mm/an là où l’altimétrie observe des hausses de 2.7 et 1.8 mm/an respectivement ; l’utilisation d’un autre modèle de rebond post-glaciaire ne modifiant pas sensiblement les tendances marégraphiques. Une telle disparité entre deux stations proches interpelle, d’autant plus que l’altimétrie ne voit pas un tel gradient de tendance entre les deux points de mesure, a fortiori dans cette région bien observée.

La base scientifique franco-allemande de Ny-Alesund est équipée d’une station de mesure DORIS dont les données sont librement distribuées (<http://ids-doris.org/>). Des mesures précises du déplacement de la balise au cours du temps dans les 3 directions sur la majorité de la période 1993-2009 sont donc disponibles. En supposant que les déplacements verticaux de la balise sont représentatifs des déplacements du sol et que la référence marégraphique subit les mêmes mouvements, ces mesures fournissent l’opportunité de corriger la série marégraphique de l’ensemble des déplacements verticaux mesurés plutôt que du seul rebond post-glaciaire modélisé.

La figure 3.15b représente la série temporelle altimétrique colocalisée à la position du marégraphe (en noir) de Ny-Alesund, ainsi que les séries marégraphiques corrigées du modèle de rebond post-glaciaire (pointillés gris) ou des mouvements verticaux mesurés par la balise DORIS (en bleu). L’impact sur la tendance marégraphique est sensible puisque celle-ci passe de -5.1 à 0.1 mm/an, réduisant l’écart avec la tendance altimétrique toujours évaluée à 1.8 mm/an.

En l’absence de données permettant de réaliser le même type d’investigations pour toutes les stations marégraphiques, les résultats obtenus ici ne peuvent être généralisés. Toutefois cet exemple met en évidence la difficulté de séparer les mouvements verticaux de la croûte terrestre qui subit et enregistre le marégraphe des variations du niveau moyen de la mer, en particulier

pour la variabilité de basse fréquence. Il met aussi en évidence les limites des modèles de rebond post-glaciaire pour la correction des données marégraphiques aux hautes latitudes, sans toutefois que l’on puisse en attribuer la cause : le modèle est-il faux ou bien la réponse de la Terre est-elle plus complexe que ce simple rebond ? Ce problème est particulièrement sensible dans l’Océan Arctique où le rebond est important et où d’autres phénomènes comme la récente perte de glace continentale sont susceptibles d’entrer en jeu. Les données marégraphiques peuvent également être dégradées par des problèmes instrumentaux et de manutention, en théorie ces effets sont limités ici par l’utilisation des données RLR¹ du PSMSL.

¹Revised Local Reference : stations « stables » pour lesquelles des informations de référencement sont disponibles

3.3 SIGNAUX ANNUELS

Au vu des courbes du niveau moyen de la mer régional Arctique présentées en figure 3.1 pour deux bandes de latitudes différentes, il apparaît que le signal annuel représente une part importante de la variabilité totale du signal. Dans ce paragraphe le signal annuel observé dans l’Océan Arctique à partir des données altimétriques est décrit.

3.3.1 EN MOYENNE RÉGIONALE

Ayant analysé la tendance régionale dans la partie 3.2, celle-ci est retirée de la série temporelle. Afin d’isoler le signal annuel, la série temporelle est ensuite filtrée afin de retirer les signaux dont les périodes sont inférieures à deux mois et supérieures à 2 ans. La série temporelle obtenue après ces traitements est représentée en figure 3.16a. La variabilité y reste importante puisque l’écart-type de la série temporelle obtenue est de 3.2 cm contre 4.3 cm pour la série brute.

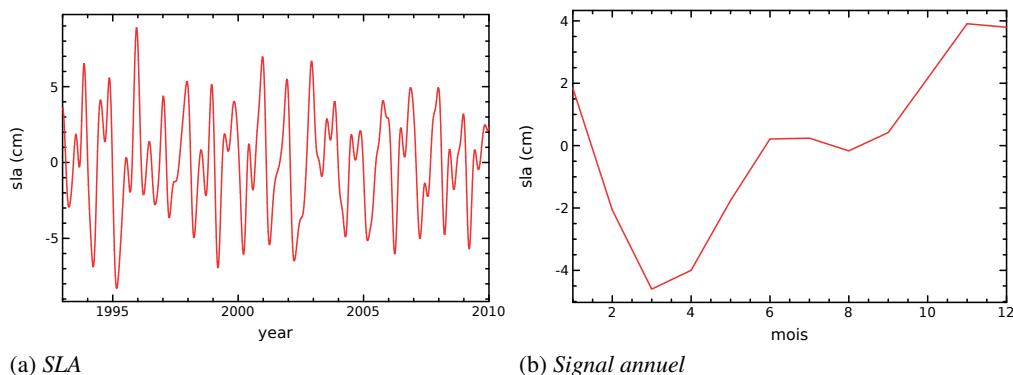


FIG. 3.16 – (a) Série temporelle de la SLA altimétrique dans l’Océan Arctique et (b) Signal annuel du niveau de la mer dans l’Océan Arctique vu par les données altimétriques. La tendance sur l’ensemble de la période ainsi que les signaux inférieurs à 2 mois et supérieurs à 2 ans ont été préalablement retirés

Le cycle annuel est quant à lui représenté à droite sur la figure 3.16b. Le maximum du niveau moyen de la mer est atteint en Novembre tandis que le minimum se situe au mois de Mars. L’amplitude de ce signal annuel est importante : plus de 8 cm crête à crête. Si le maximum absolu est atteint en Novembre, le cycle annuel passe également par un maximum local en Juin/Juillet. Le signal intra-annuel observé par l’altimétrie est en bon accord avec des études antérieures. En particulier Proshutinsky *et al.* (2007) décrivent le signal annuel à partir d’observations marégraphiques collectées sur la période 1960-1980 : l’amplitude est d’une quinzaine de centimètres, le minimum est atteint en Avril et le maximum en Octobre, un maximum relatif est également observé en Juin et associé au maximum de la décharge des fleuves et rivières se déversant dans le bassin.

La complexité de la variabilité intra-annuelle du niveau moyen de la mer dans l’Océan Arctique fait que le cycle annuel ne peut être représenté par une seule sinusoïde. En ajustant par les moindres carrés un signal sinusoïdal, on obtient les caractéristiques du signal annuel régional moyen : son amplitude est estimée à 3.1 cm (soit 6.2 cm de crête à crête) et sa phase à 155 degrés ce qui correspond à un maximum atteint début juillet, l’ajustement manque donc à la fois l’amplitude et la phase du cycle annuel. La modélisation est meilleure si l’on considère la somme de deux sinusoïdes de périodes annuelles et semi-annuelles.

EFFET DE LA GLACE DE MER

La zone observée par l’altimétrie varie au cours du temps avec l’extension de la glace de mer. Sur les tendances, on a montré que l’impact est faible et que l’on peut calculer une tendance régionale sans se soucier de la variation de la région effectivement observée. Mais quel est l’effet sur le signal annuel, qui a la même périodicité que la variation de l’extension de la glace de mer ?

Pour évaluer cet effet, on reprend un diagnostic similaire à celui effectué pour les tendances en ne considérant que les points de grilles observés au moins à 80% des pas de temps. Sur la figure 3.17a, la courbe bleue représente la SLA moyennée sur la zone bien échantillonnée uniquement, donc sur une zone quasi-constante. Le niveau de variabilité est équivalent à celui observé sur toute la zone avec un écart-type de la SLA de 3.7 cm. La courbe noire représente la série des différences obtenue en retranchant la courbe bleue à la courbe rouge de la figure 3.16 évaluée sur la plus grande région possible. L’écart-type des différences est de 1.7 mm et la série montre un important signal annuel.

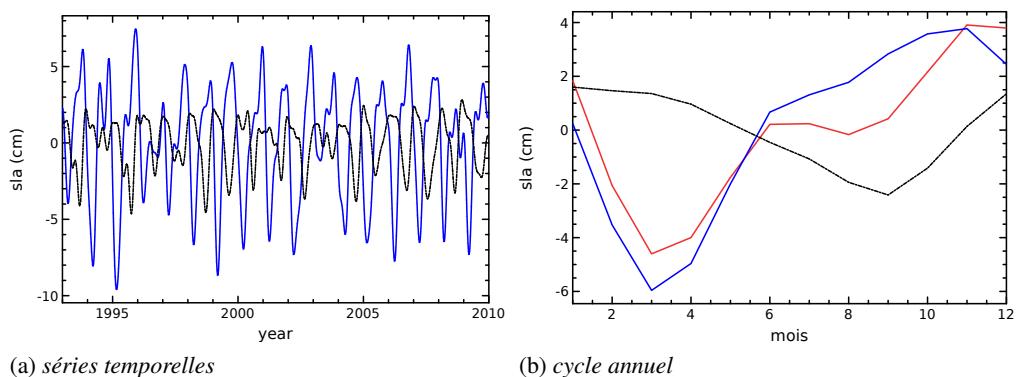


FIG. 3.17 – (a) Séries temporelles de la SLA dans l’Océan Arctique sur la zone observée à 80% (en bleu) et des différences avec la série totale (en pointillés noirs) et (b) cycle annuel de la SLA totale (en rouge), sur la zone bien échantillonnée (en bleu) et des différences (en noir)

Comment le signal intra-annuel est-il modifié par la sélection géographique effectuée ? Les cycles annuels obtenus à partir des différentes séries sont représentés en figure 3.17b. La courbe rouge correspond à la moyenne régionale et est identique à celle de la figure 3.16b, la courbe bleue correspond au cycle annuel observé sur la région bien échantillonnée uniquement et la courbe noire correspond au cycle annuel des différences.

En comparant les courbes bleues et rouges, on constate que l’amplitude du cycle annuel varie de près de 2 cm mais la phase est conservée puisque le maximum à toujours lieu en Novembre et le minimum en Mars. Par contre la forme du signal annuel change assez sensiblement et le maximum local de Juin/Juillet n’est plus présent sur la courbe bleue. La sélection géographie opérée conduit à ne prendre en compte que les mers Nordiques et la mer de Barents, si le maximum local du début d’été observé en moyenne régionale résulte bien de la décharge des fleuves dans l’Arctique Russe, il est logique de ne pas le retrouver ici. Logiquement c’est en Septembre, quand l’extension de la glace de mer est la plus faible et que les régions observées sont les plus différentes, que le maximum absolu du cycle annuel des différences est atteint.

COMPARAISON AUX DONNÉES MARÉGRAPHIQUES

De la même façon la dérive de l’altimétrie a été étudiée en la comparant aux données marégraphiques disponibles dans le bassin. Ces mêmes données peuvent être exploitées pour le signal annuel.

Les traitements appliqués aux données marégraphiques sont inchangés par rapport à la partie précédente : les données mensuelles sont corrigées du baromètre inverse en utilisant les grilles de pression NCEP/NCAR (Reynolds *et al.*, 2002) et du rebond post-glaciaire par le modèle ICE5G_VM4 (Peltier, 2004).

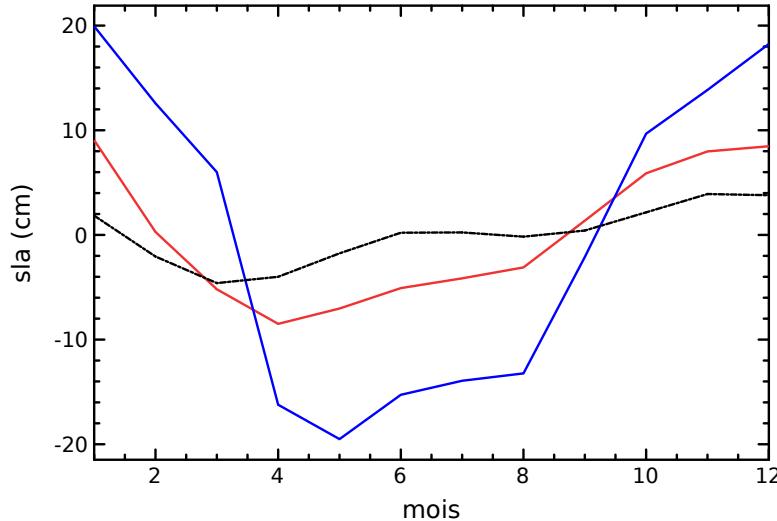


FIG. 3.18 – Cycle annuel du niveau moyen de la mer dans l’Océan Arctique vu par les données marégraphiques (en bleu), par l’altimétrie colocalisée aux stations marégraphiques (en rouge) et par l’altimétrie en moyenne régionale (en noir)

La figure 3.18 présente le cycle annuel du niveau moyen de la mer estimé à partir des données marégraphiques. La figure montre que les données marégraphiques voient un cycle annuel avec une très grande amplitude, de près de 40 cm (courbe bleue de la figure 3.18). L’amplitude du cycle annuel mesuré par l’altimétrie est très inférieure, tant en moyenne régionale qu’en colocalisant les données, avec 8 et 19 cm respectivement.

Malgré cette grande différence d’amplitudes, les données altimétriques colocalisées et marégraphiques voient des signaux annuels semblables : le maximum est atteint en Décembre–Janvier, ensuite le niveau de la mer baisse continuellement jusqu’à atteindre son minimum en Mai (altimétrie) ou Juin (marégraphie) puis remonte progressivement au cours de la deuxième partie de l’année.

Si la colocalisation permet de ramener l’amplitude du cycle annuel altimétrique vers celle des données marégraphiques, cette dernière reste sensiblement supérieure. Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer cet état de fait. Certaines stations marégraphiques sont installées dans des structures côtières particulières (fjords ou embouchures de fleuves) dans lesquelles l’altimétrie ne permet pas une mesure précise. La couverture par la glace de mer masque la mesure de la SLA à certaines stations en hiver et donc le minimum du cycle annuel n’est pas observé l’altimétrie, ce qui conduit à une sous-estimation de l’amplitude du cycle annuel altimétrique. Enfin comme on ne connaît pas les mesures élémentaires utilisées pour le calcul des moyennes mensuelles du PSMSL (nombre et dates en particulier), les corrections se sont pas complètement homogènes entre données altimétriques et marégraphiques (marées, effets atmopshériques).

Il est intéressant de noter que le cycle annuel marégraphique estimé ici ne passe pas par un maximum local en Juin/Juillet, une caractéristique pourtant présente dans l’altimétrie en moyenne régionale et notée par (Proshutinsky *et al.*, 2007). Le jeu de données marégraphique utilisé ici est différent de celui utilisé par (Proshutinsky *et al.*, 2007) et la période d’analyse est également beaucoup plus courte ce qui peut expliquer les différences observées.

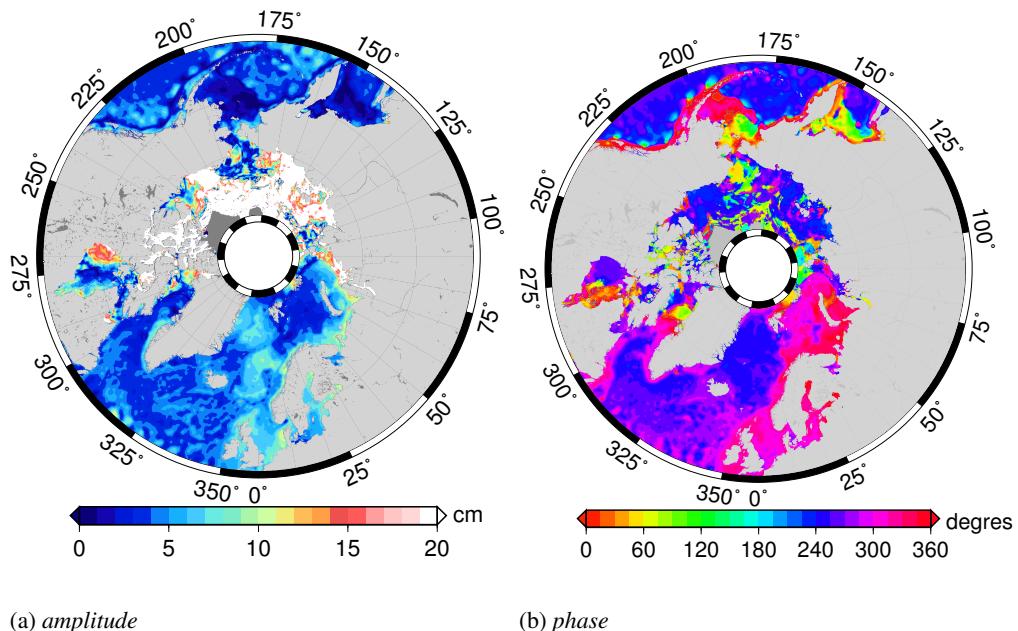


FIG. 3.19 – Cartes (a) de l'amplitude et (b) de la phase du signal annuel de la SLA estimé à partir des cartes altimétriques par un ajustement aux moindres carrés

3.3.2 DISTRIBUTION SPATIALE DES AMPLITUDES ET PHASES

En moyenne régionale, l'amplitude du signal annuel est estimé à 8 cm depuis les données altimétrique. Les cartes de SLA altimétriques issues du retraitement régional permettent d'investiguer si le signal annuel est distribué uniformément dans l'Océan Arctique, ou s'il existe des variations spatiales des caractéristiques du signal annuel.

À partir de la série de cartes de la SLA altimétriques, le signal annuel estimé par la méthode des moindres carrés. Les cartes d'amplitude et de phase obtenues pour le signal annuel sont représentées sur la figure 3.19. Sur ces cartes, l'amplitude doit être multipliée par deux pour obtenir la différence crête à crête.

Dans l'Atlantique Nord et les mers Nordiques, l'amplitude du signal est relativement faible, en général inférieure à 5 cm avec cependant certaines zones où l'amplitude est supérieure à 10 cm comme dans le bassin de Lofoten. Dans les mers Nordiques, il semble que l'amplitude du signal annuel soit dépendante de la bathymétrie, en effet l'amplitude du signal annuel passe par un minimum local à la position de la dorsale de Mohn qui sépare le bassin norvégien de celui du Groenland. Les phases sont cohérentes et varient peu au large, la maximum étant atteint en Aout. Il existe une transition importante entre le large et une bande le long des côtes de la Norvège. La phase du signal annuel passe alors rapidement de 240° environ à $300\text{--}330^\circ$ (soit 2 à 3 mois de différence pour la date du maximum du cycle annuel), marquant la différence entre signal annuel côtier et hauturier.

La mer de Barents apparaît comme une région où le signal annuel est très faible avec des amplitudes inférieures à quelques centimètres en son centre. À la côte l'amplitude du signal annuel augmente. Si les amplitudes changent relativement peu entre les mers Nordiques et la mer de Barents, ce n'est pas le cas de la phase qui s'établit entre 300° au large et 330° à la côte dans la mer de Barents contre des valeurs de 240° dans les mers Nordiques.

En progressant vers l'Est du bassin Arctique, la mer de Kara connaît une variabilité annuelle légèrement plus grande avec des amplitudes supérieures à 5 cm atteignant plus de 10 cm à la côte.

Au-delà, en mer de Laptev, de Sibérie Orientale, de Beaufort et dans l'intérieur de l'Océan

Arctique, la carte de la figure 3.19a montre des amplitudes très importantes, largement supérieures à 20 cm et présentant par endroits de très forts gradients spatiaux. Dans ces régions, les limites de la méthode employée pour l'estimation des signaux annuels sont atteintes. La présence saisonnière de glace de mer empêche la mesure de la SLA pendant une période hivernale plus ou moins longue. Les séries temporelles dans ces régions sont trouées périodiquement, à la même fréquence que le signal que l'on cherche à estimer. En n'observant, par exemple, que les crêtes du signal, l'ajustement aux moindres carrés ne permet pas d'estimer correctement l'amplitude. La phase du signal annuel semble quant à elle plus cohérente, autour de 240°, avec cependant de forts gradients dans certaines zones.

COMPARAISON À UN MODÈLE

Une équipe de l'université du Danemark publie un modèle du signal annuel dans l'Océan Arctique. Ce modèle, DTU10, est basé sur les sorties du modèle de circulation océanique générale GECCO, recalé sur les données altimétriques disponibles. La disponibilité de ce modèle fournit une référence à laquelle il est possible de comparer l'altimétrie, en particulier pour évaluer sa pertinence dans les zones périodiquement recouvertes de glace. Contrairement à l'altimétrie, la couverture du modèle n'est pas affectée par la glace de mer et la SLA modèle est disponible tout au long de l'année. L'utilisation de ce modèle fournit un point de comparaison pour l'altimétrie. Le modèle est distribué sous la forme de grilles au degré pour l'amplitude et la phase du signal annuel. Ces grilles sont téléchargeables à l'adresse suivante : ftp://ftp.spacecenter.dk/pub/DTU10/ANNUAL_SSH_V2/. Une interpolation bilinéaire est effectuée pour déduire les caractéristiques du signal annuel au point considéré. Les cartes d'amplitude et de phase issues du modèle DTU10 sont représentées en figure 3.20.

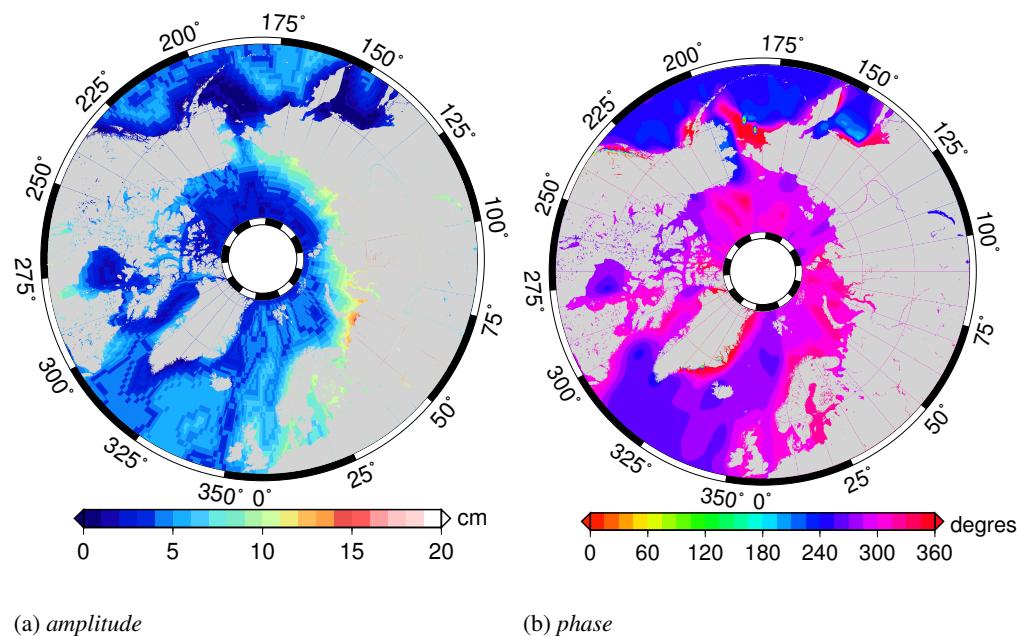


FIG. 3.20 – Cartes de (a) l'amplitude et de (b) la phase du signal annuel du modèle DTU10

Dans les mers Nordiques, les valeurs d'amplitudes correspondent à ce qui est observé par l'altimétrie. C'est aussi le cas dans les mers de Barents et Kara. Le modèle voit aussi des différences de comportement entre l'océan hauturier et côtier, l'amplitude du signal annuel étant sensiblement plus importante à la côte qu'au large en mer de Barents, de Kara et dans l'Arctique Russe en général, une caractéristique que l'on retrouve dans les cartes altimétriques.

Un maximum d’amplitude est présent dans le modèle à l’extrémité Sud de l’île de Novaïa Zemlya, un phénomène qui n’est pas observé par l’altimétrie. Dans ces régions les phases montrent aussi un accord raisonnable même si la résolution du modèle DTU10 est plus faible que celle de l’altimétrie. Le changement de phase entre le large et la côte en mer de Norvège est présent dans le modèle. De même que la transition entre mer de Norvège et mer de Barents même si celle-ci est moins marquée que dans les données altimétriques.

Dans le reste du bassin, les amplitudes sont largement plus faibles pour le modèle que pour l’altimétrie, avec encore une fois une transition entre zone côtière et large. Les amplitudes indiquées par le modèle dans l’intérieur du bassin représentent une indication supplémentaire de l’incapacité de la méthode des moindres carrés à estimer une amplitude vraisemblable à partir des données altimétriques dans ces régions. La phase du modèle est quasi constante dans l’ensemble du bassin, autour de 300°, une valeur sensiblement différente de celle estimée à partir de l’altimétrie dont on peut douter.

La comparaison entre altimétrie et modèle fournit un moyen de mesurer les performances de l’altimétrie. La zone dans laquelle la méthode n’est pas capable de déterminer l’amplitude correctement dégrade fortement les statistiques. En moyenne sur la zone 66°N–82°N, la différence d’amplitude est de 144 cm avec un écart-type supérieur à 50 m ! Pour la phase, la moyenne des différences atteint –63° avec un écart-type de près de 90°. En limitant l’analyse aux mers Nordiques et de Barents, des différences bien plus faibles sont obtenues, 1.8 cm en moyenne pour l’amplitude et –21° pour la phase.

APPLICATION D’UNE MÉTHODE INVERSE POUR L’ESTIMATION DE L’AMPLITUDE DU SIGNAL ANNUEL

Face aux limitations de la méthode des moindres carrés à estimer une amplitude réaliste pour le signal annuel dans l’intérieur de l’Océan Arctique, une méthode inverse a été utilisée pour tenter d’améliorer l’estimation de l’amplitude du cycle annuel. La méthode inverse à déjà été présentée dans le cadre du calcul de l’incertitude associée à la tendance régionale du niveau moyen de la mer, elle a été adaptée afin de résoudre également le signal annuel. Ainsi au lieu de considérer le vecteur des inconnues a comme contenant seulement les coefficients ($a_0; a_1$) du modèle linéaire, on y ajoute ($S_0; S_1$) qui représentent le signal annuel modélisé par $f(t) = S_0\cos(\omega t) + S_1\sin(\omega t)$. Pour diminuer les temps de calcul, cette méthode est appliquée sur les grilles altimétriques dont la résolution est dégradée au degré.

La carte d’amplitude obtenue par méthode inverse à partir des données altimétriques dans l’Océan Arctique est présentée en figure 3.21. Sur cette carte, il y a moins de zones où l’amplitude estimée est supérieure à 20cm. Les régions où de telles valeurs de l’amplitude apparaissent sont limitées aux très hautes latitudes de la mer de Beaufort et au Nord du détroit de Béring, ainsi que dans certaines zones côtières dans l’Arctique Russe en mer de Laptev et de Sibérie Orientale ainsi que le long des côtes du Canada. Par rapport à la figure 3.19a, la proportion de telles régions est sensiblement réduite.

Pour mesurer le gain par rapport à la méthode précédente, la comparaison au modèle DTU10 de signal annuel est utilisée à nouveau. En moyenne sur la zone, la comparaison avec le modèle DTU10 montre que cette méthode fournit de bien meilleurs résultats que l’ajustement aux moindres carrés. La moyenne des différences étant réduite à 3.6 cm avec un écart-type de 11 cm. Si cela représente une amélioration importante de l’accord avec le modèle par rapport à une estimation par la méthode des moindres carrés, cette dernière est localisée dans l’intérieur de l’Arctique, ailleurs les différences sont faibles. Dans l’intérieur du bassin il subsiste des zones de forte amplitude du signal annuel et l’interprétation y reste encore délicate.

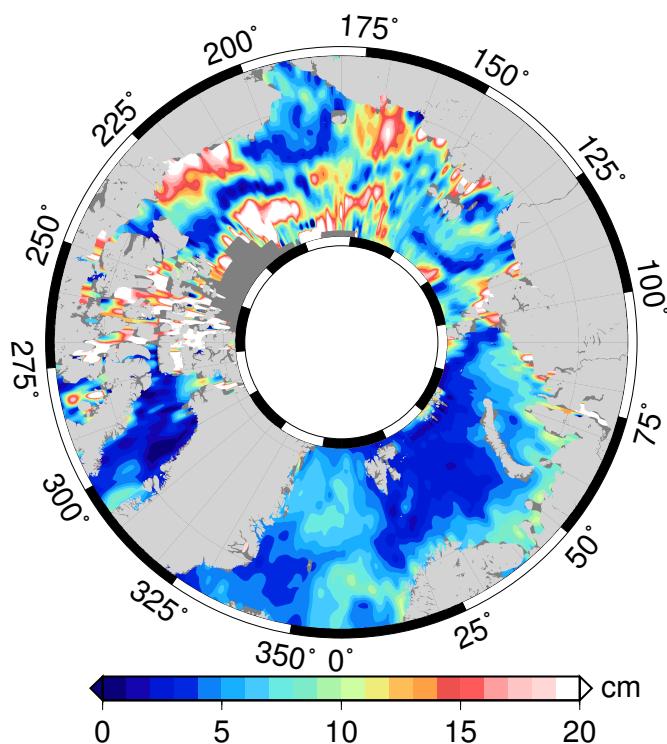


FIG. 3.21 – Carte de l'amplitude du signal annuel estimée par méthode inverse à partir des grilles altimétriques retraitées

COMPARAISON AUX DONNÉES MARÉGRAPHIQUES

Pour le signal annuel, les données marégraphiques ont été utilisées en moyenne régionale et comparées à l'altimétrie elle aussi considérée en moyenne régionale (voir la figure 3.18). Mais leur répartition autour du bassin Arctique permet des comparaisons locales avec les données altimétriques.

L'ajustement des signaux annuels sur des séries temporelles périodiquement trouées à une fréquence similaire à celle du signal annuel conduit à des estimations irréalistes de l'amplitude par la méthode des moindres carrés. Ces difficultés sont partiellement levées par l'utilisation d'une méthode inverse mais dans certaines zones des valeurs trop importantes de l'amplitude persistent. Pour la comparaison aux séries marégraphiques, une autre méthode d'estimation des signaux annuels est adoptée.

À l'issue du processus de comparaison entre données altimétriques et marégraphiques, à chaque station marégraphique pour laquelle une corrélation avec l'altimétrie statistiquement différente de zéro est trouvée, deux séries temporelles mensuelles sont extraites, l'une pour les données du marégraphe, l'autre pour les données des cartes altimétriques extraite à la position du maximum de corrélation. Ces deux séries sont utilisées pour calculer le cycle annuel, à l'image de la figure 3.18. L'amplitude est déduite par la différence entre le maximum et le minimum obtenus et la phase est mesurée par le mois au cours duquel le maximum est atteint.

Si cette méthode évite toute surestimation de l'amplitude du cycle annuel, elle conduit en revanche à sa sous estimation. En effet le minimum est généralement atteint en hiver (au mois de mars ou d'avril), à cette période, l'océan est largement englacé (l'extension maximale de la glace de mer est atteinte en mars) et donc peu observé. Cela se traduit, à certaines stations, par des trous dans les séries altimétriques en hiver. Le minimum n'est alors pas observé et l'amplitude du cycle annuel est sous-estimée. Ces comparaisons doivent donc être analysées

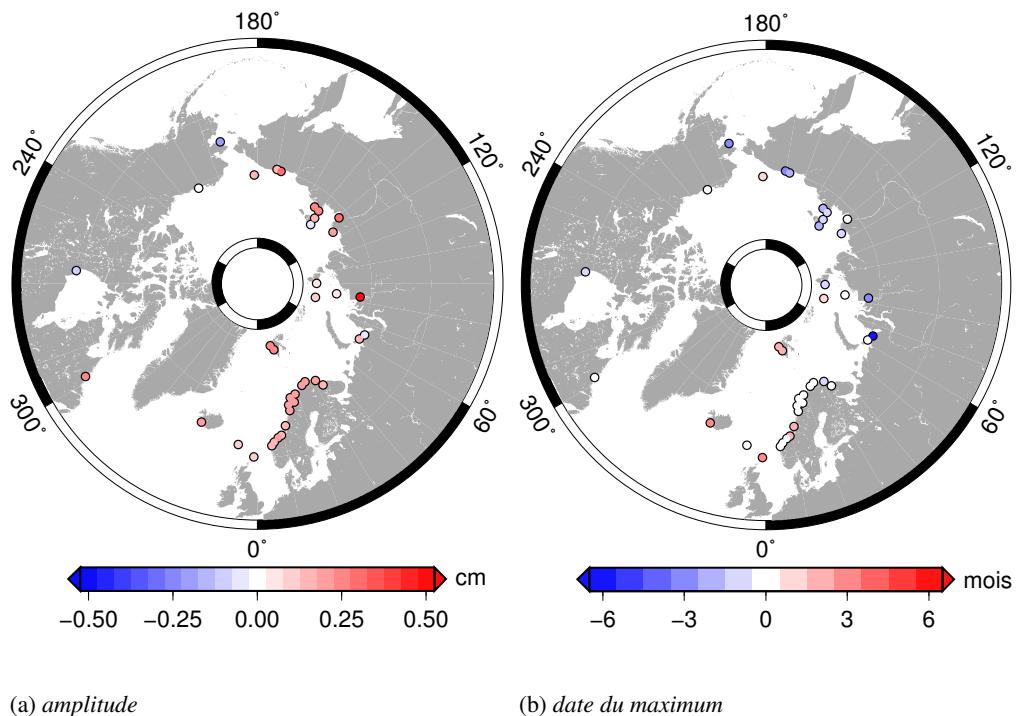


FIG. 3.22 – Cartes des différences entre altimétrie et marégraphie pour (a) l'amplitude du cycle annuel et (b) le mois du maximum du cycle annuel

avec prudence. Les figures 3.22a et 3.22b présentent la carte des différences d'amplitude de phase du cycle annuel entre l'altimétrie et la marégraphie dans l'Arctique.

L'amplitude du cycle annuel vue par les marégraphes est presque partout supérieure à celle vue par l'altimétrie (figure 3.22a). Ce résultat est cohérent avec celui obtenu pour les comparaisons en moyenne régionale et montre que l'effet observé en moyenne régionale et bien réparti au tour de l'Océan Arctique. La différence moyenne est de 16 cm avec un écart-type des différences de 13 cm. L'altimétrie mesure une amplitude supérieure à celle de la marégraphie à seulement quatre stations : Churchill à l'Ouest de la baie d'Hudson, Ust Kara en mer de Kara, Kotelnyi située au Nord de l'île du même nom entre la mer de Laptev et la mer de Sibérie Orientale et Nome sur les côtes de l'Alaska au niveau du détroit de Béring où la différence atteint 19 cm. À l'opposée, la plus grande différence est observée à la station de Sopochnaia Karga, située dans l'embouchure de la rivière Yenisey, assez loin en amont de la mer de Kara. Le cycle annuel y est marqué par un maximum fortement marqué, atteint en Juin avec une amplitude de 72 cm probablement lié à la décharge des eaux de fontes continentales. L'altimétrie n'y observe que les mois de Juillet à Octobre et est donc incapable de voir ces événements.

La phase est repérée par le mois au cours duquel le maximum annuel de la SLA est atteint. L'écart sur cette donnée entre les deux mesures est représentée sur la figure 3.22b. Sur cette figure des valeurs positives (rouges) signifient que le maximum à lieu plus tôt dans l'année pour l'altimétrie que pour la marégraphie. L'accord est meilleur que pour les amplitudes, la différence moyenne est de -0.3 mois (soit dix jours environ) et le maximum est en moyenne atteint un peu plus tard dans l'altimétrie que dans la marégraphie. L'écart-type des différences est toutefois important avec 1.7 mois. La plus grande différence, de -6 mois, est atteinte à la station d'Ust Kara en mer de Kara. À cette station, située proche de l'embouchure de la rivière Kara, le cycle annuel marégraphique passe par un maximum en Juin probablement sous l'effet de la décharge des eaux de fonte dans la rivière. Si le mois de Juin correspond également à un

maximum local pour la série altimétrique, le maximum annuel est atteint en Décembre. Dans les mers Nordiques et la mer de Barents, c'est-à-dire dans une zone où l'altimétrie observe l'océan toute l'année, les différences de phases du cycle annuel sont faibles et plutôt positives, l'altimétrie y est donc légèrement en avance. Quand on progresse dans l'Arctique Russe les différences sont un peu plus grandes et plutôt négatives, c'est alors la marégraphie qui semble en avance. Il faut toujours garder à l'esprit qu'à certaines stations, l'altimétrie n'est pas capable d'observer l'intégralité de la période hivernale.

EFFET DE LA BATHYMETRIE

L'observation des cartes d'amplitudes et de phase montre qu'il existe des zones de transition rapide, pour l'amplitude comme pour la phase, du cycle annuel. C'est notamment le cas dans les mers Nordiques et la mer de Barents, une région observée tout au long de l'année et qui est donc peu affectée par les limitations de l'ajustement aux moindres carrés mises en évidence précédemment.

Les figures 3.23a et 3.23b sont des agrandissements des cartes régionales pour l'amplitude et la phase du signal annuel dans les mers Nordiques et de Barents, sur lesquelles ont été superposés des contours de bathymétrie calculés depuis les données ETOPO1 (Amante et Eakins, 2009). Pour l'amplitude comme pour la phase, certaines caractéristiques de la distribution spatiale coincident avec les reliefs de la bathymétrie.

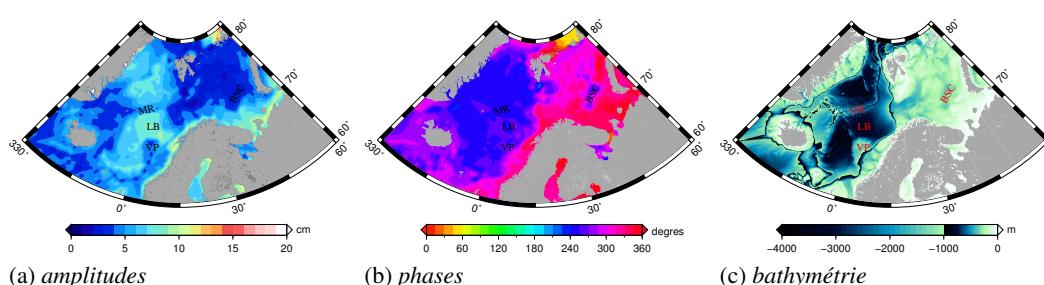


FIG. 3.23 – Cartes de l'amplitude (a) et de la phase (b) du signal annuel vu par les grilles altimétriques. La bathymétrie (données ETOPO1) est également représentée (c). Certaines caractéristiques de la bathymétrie sont annotées pour plus de commodité : VP=plateau de Vøring, LB=bassin de Lofoten, MR=dorsale de Mohn, BSC=centre de la mer de Barents

Pour l'amplitude (figure 3.23a) c'est le cas au niveau du plateau de Vøring situé au niveau de la côte Norvégienne vers 66°N, repéré sur la carte 3.23a par la mention 'VP'. Entre ce plateau et le bassin de Lofoten (répété par la mention 'LB'), l'amplitude du signal annuel est modifiée de plus de 5 cm. La transition entre des amplitudes importantes dans les eaux profondes du bassin de Lofoten et des amplitudes plus faibles dans les eaux moins profondes du plateau de Vøring à lieu exactement à l'endroit où la bathymétrie remonte. En se rapprochant encore plus de la côte Norvégienne, les amplitudes remontent à nouveau. Le même type de comportement est visible au niveau de la dorsale de Mohn ('MR') séparant la mer du Groenland du bassin de Lofoten : quand la bathymétrie remonte, l'amplitude du signal annuel diminue.

La phase, représentée en figure 3.23b, présente elle aussi des variations spatiales reliées à la bathymétrie. C'est notamment le cas lors de la transition côtier/hauturier le long de la Norvège où les phases passent rapidement de valeurs supérieures 300° à la côte, à des valeurs plus proche de 240–270° au large, soit une différence pouvant aller jusqu'à deux mois pour la date du maximum du cycle annuel. La phase du cycle annuel change aussi abruptement au passage des mers Nordiques vers la mer de Barents, à l'endroit où le talus continental remonte. Au centre de la mer de Barents ('BSC'), une caractéristique topographique se retrouve également

dans la phase du signal annuel, mais pas dans son amplitude. À cet endroit, la phase vaut 240–270° alors que dans le reste de la mer de Barents, les valeurs de la phase sont plutôt de 300–330°.

Une telle variabilité spatiale du cycle annuel vu par l’altimétrie, qui semble corrélée aux changements de la bathymétrie dans les bassins pose question. Celle-ci pourrait provenir d’erreurs dans le modèle de marée, en effet les ondes K_1 et P_1 observées par les missions du type d’Envisat sont aliasées à 365.24 jours et se retrouvent donc directement dans le signal annuel (voir la table 2.1). On ne dispose pas de données marégraphiques benthiques qui permettraient de valider par une mesure indépendante les différences observées par l’altimétrie entre océan côtier et hauturier. Toutefois, le modèle DTU10 pour l’amplitude et la phase du signal annuel montre une distribution spatiale des caractéristiques du cycle annuel relativement similaire à celle de l’altimétrie dans la zone considérée ici en tout cas pour les grandes échelles spatiales. D’autres études observent aussi de telle variations du cycle annuel en fonction de la bathymétrie (Vinogradov et Ponte, 2010). Les mêmes caractéristiques sont remarquées pour l’amplitude et la phase par Volkov et Pujol (2012) qui analysent les grilles altimétriques DUACS, comme ces grilles utilisent un autre modèle de marée, la probabilité d’une erreur de cette correction est réduite. Dans les eaux peu profondes de la mer de Barents et de la mer de Norvège, l’effet stérique sur le signal annuel attendu est plus faible que dans des régions plus profondes où il agit sur une plus grande colonne d’eau. Volkov et Pujol (2012) suggèrent également que les différences de phase entre les mers Nordiques et la mer de Barents résultent du forçage par le vent.

3.4 VARIABILITÉ INTER-ANNUELLE

Dans les parties précédentes, les tendances et les signaux annuels ont été décrits. Dans cette partie, c'est la variabilité inter-annuelle qui est considérée.

3.4.1 VARIABILITÉ INTER-ANNUELLE EN MOYENNE RÉGIONALE

Les séries temporelles, extraites par moyennage des grilles altimétriques sur différentes bandes de latitudes sont représentées sur la figure 3.24. Afin d'isoler la variabilité inter-annuelle, les séries ont été filtrées pour retirer les signaux dont la période est inférieure à un an et les tendances régionales ont été retranchées.

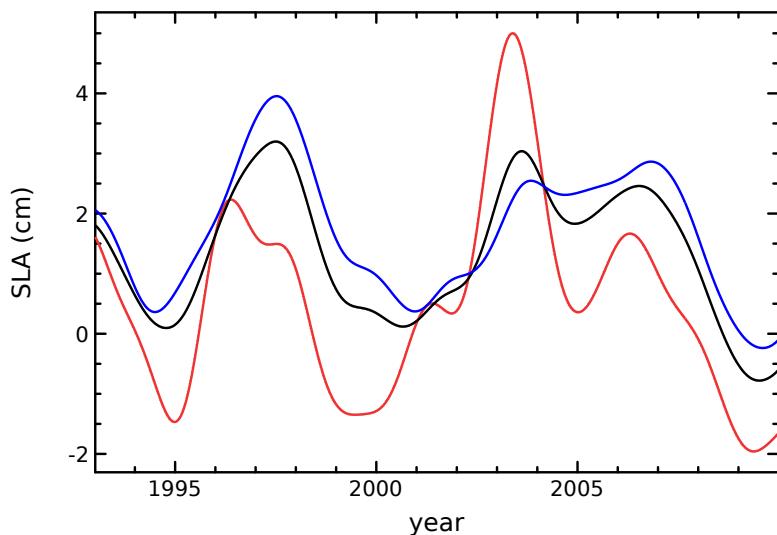


FIG. 3.24 – Séries temporelles du niveau moyen de la mer régional pour les bandes de latitudes 50°N–82°N (en noir), 50°N–66°N (en bleu) et 66°N–82°N (en rouge) estimées à partir des grilles retraitées. La tendance a été préalablement retirée et les signaux de période inférieure à un an filtrés

La figure 3.24 permet de mesurer l'amplitude de la variabilité inter-annuelle du niveau moyen de la mer aux hautes latitudes. La courbe rouge représentant les variations de la SLA dans l'Océan Arctique entre 66°N et 82°N montre la plus grande dynamique avec un écart-type de 1.6 cm et une amplitude maximale des variations supérieure à 6 cm. La variabilité est sensiblement supérieure dans cette zone à celle des latitudes plus basses (courbe bleue) où l'écart-type de la SLA est de 1 cm avec une amplitude maximale légèrement supérieure à 4 cm. Comme la surface des très hautes latitudes représente une part relativement faible de l'ensemble de la zone couverte par les cartes retraitées, la série temporelle estimée sur 50°N–82°N présente quasiment les mêmes caractéristiques.

Dans l'Océan Arctique, le maximum est atteint pendant l'année 2003, ce qui n'est pas observé aux plus basses latitudes pour lesquelles la SLA passe par un maximum en 1997. L'année 2003 est marquée par un signal fortement positif dans l'Arctique Russe en été suivi d'une anomalie positive en mer de Barents en Novembre (voir les cartes de l'annexe A). D'un point de vue climatique, ces deux années font penser à deux événements *El Niño Southern Oscillation* (ENSO) importants, pourtant les corrélations avec l'indice *Southern Oscillation Index* (SOI) (Trenberth, 1984) ou l'indice *Multivariation ENSO Index* (MEI) (Wolter et Timlin, 1993) sont faibles, quelle que soit la région considérée. En effet si la SLA dans l'Océan Arctique passe par un pic en 2003, elle ne voit pas du tout un événement similaire en 97–98.

FRÉQUENCES PRIVILÉGIÉES DE LA VARIABILITÉ INTER-ANNUELLE

Les séries temporelles présentées en figure 3.24 semblent toutes présenter des oscillations à différentes périodes. Le calcul du périodogramme associé à la série temporelle de la SLA dans l’Océan Arctique (donc évaluée sur 66°N–82°N) permet de séparer les différentes fréquences présentes dans la série temporelle. Le résultat obtenu est illustré en figure 3.25, où est représentée l’amplitude d’un signal sinusoïdal à une fréquence donnée ajusté aux données de SLA.

Les 17 années de la période étudiée dans cette thèse limitent la résolution des signaux aux périodes inférieures à 8.5 années. L’échantillonnage temporel hebdomadaire conduit à réduire encore ce domaine puisqu’il faut s’assurer que les signaux soient bien séparables. L’application du critère Rayleigh montre que les périodes comprises entre 6 et 8.5 années ne sont pas séparables et on se limite donc aux périodes comprises entre 1 et 6 ans pour le calcul (les séries ont été préalablement filtrées pour retirer les signaux dont la période est inférieure à une année).

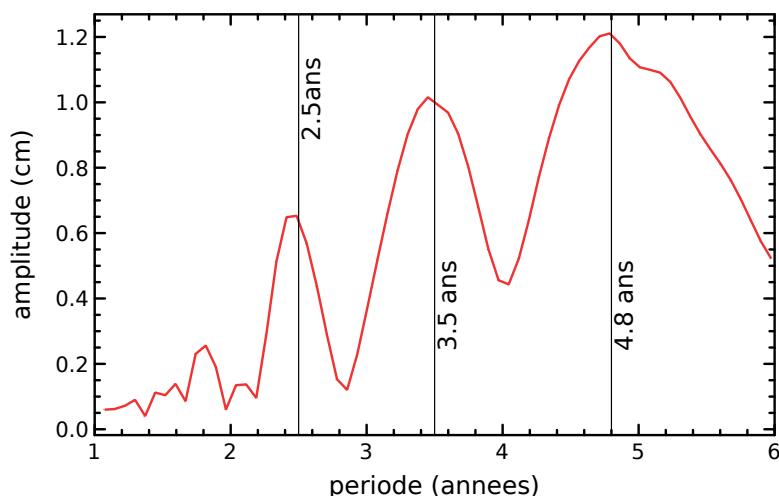


FIG. 3.25 – Périodogramme de la SLA moyennée sur 66°N–82°N, la tendance et les signaux inter-annuels ont été retirés à la série avant l’analyse

Le calcul du périodogramme permet d’identifier trois périodes privilégiées pour la variabilité inter-annuelle à 2.5, 3.5 et 4.8 années. La combinaison de ces trois sinusoïdes permet de représenter correctement la variabilité inter-annuelle du signal.

L’assignation des fréquences identifiées à des mécanismes de variabilité du bassin est délicate. Les études précédemment publiées sur la niveau de la mer dans l’Arctique s’accordent à souligner un effet important du forçage atmosphérique sur le niveau moyen de la mer. Ainsi Proshutinsky et Johnson (1997) identifient deux régimes (cyclonique et anticyclonique) pour l’Océan Arctique, alternant avec une période de 5 à 7 ans en fonction de la circulation atmosphérique. La période sur laquelle les mesures altimétriques ont été traitées, avec 17 ans de données est finalement relativement courte pour identifier de tels effets.

Pavlov (2001) remarque que les corrélations avec la NAO (*e.g.* Jones *et al.* (1997)) sont faibles, ce qui le conduit à privilégier les effets stériques comme source de la variabilité observée par les marégraphes. Pour la série altimétrique de la SLA dans l’Arctique les corrélations avec la NAO ou l’OA! (OA!) (Thompson et Wallace, 1998) sont également faibles avec des valeurs de la corrélation de 0.16 et 0.4 respectivement. La corrélation de la SLA avec l’*Arctic Oscillation* (AO) bien que faible, est statistiquement différente de zéro et suggère que des effets atmosphériques sur le niveau moyen de la mer sont observés. Une analyse de ces effets est présentée dans le chapitre suivant.

Dans une étude plus récente (reproduite en Annexe C) sur la variabilité inter-annuelle dans les mers Nordiques, Henry *et al.* (2012) montrent que la variabilité inter-annuelle du niveau

moyen de la mer altimétrique (déduite du jeu de données traitées calculé au cours de cette thèse) est très bien corrélée aux données marégraphiques le long des côtes de Norvège. Ils notent aussi que la corrélation du niveau de la mer marégraphique avec l'AO est bonne jusqu'au début des années 90 ($r = 0.68$) puis chute ensuite.

EFFET DE LA COUVERTURE SPATIALE VARIABLE

Comme pour les tendances et les signaux annuels, la stabilité de la variabilité inter-annuelle à la variation dans le temps de la zone observée doit être évaluée. L'effet de zones aux très hautes latitudes observées uniquement certaines années où l'extension de la glace de mer est exceptionnellement réduite est-il important ou négligeable dans la variabilité inter-annuelle totale observée ?

Pour analyser cet effet, la même méthode est utilisée : extraire des séries temporelles sur les zones bien observées uniquement (le seuil est fixé à 80%) et sur les zones qui ne remplissent pas ce critère. Les séries temporelles de la SLA correspondantes sont représentées sur la 3.26.

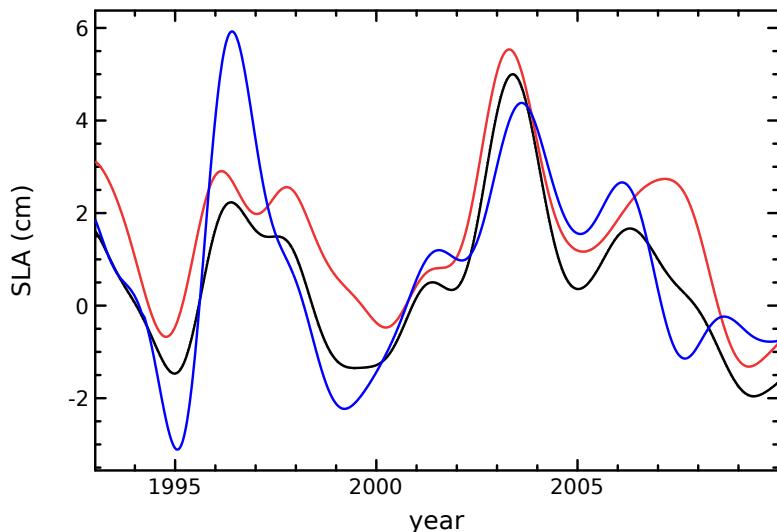


FIG. 3.26 – Séries temporelles de la SLA dans l’Océan Arctique extraites par moyennage des points de grilles observés 80% du temps uniquement (en rouge), des autres points de grilles (en bleu) et de tous les points de grille (en noir)

La figure 3.26 permet de vérifier que les variabilités inter-annuelles sont bien similaires sur l’ensemble du bassin, malgré de petites différences. Si la variabilité de la zone moins bien observée est sensiblement supérieure avec un écart-type de la SLA de 2 cm contre seulement 1.5 cm pour la zone observée au moins 80% du temps, les oscillations observées sont en phase et d’amplitudes comparables, à l’exception toutefois de l’année 1996 pendant laquelle de très fortes valeurs de la SLA sont obtenues aux très hautes latitudes. L’analyse des cartes montre qu’il s’agit certainement d’un artefact lié à l’observation de quelques points de mesures aux très hautes latitudes qui prennent un poids important dans une moyenne effectuée sur une très petite région.

COMPARAISON AUX DONNÉES MARÉGRAPHIQUES

La comparaison entre altimétrie et marégraphie peut également être exploitée pour valider la variabilité inter-annuelle vue par l’altimétrie. Les séries temporelles altimétriques et marégraphiques filtrées et dont la tendance a été retirée sont représentées en figure 3.27.

Les données marégraphiques voient pour la variabilité inter-annuelle une variabilité de plus grande amplitude que les mesures altimétriques. Une caractéristique déjà vérifiée pour le cycle

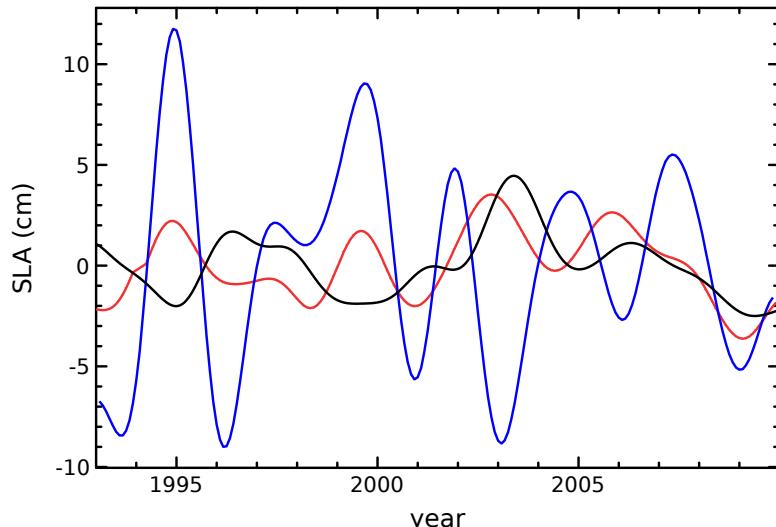


FIG. 3.27 – Séries temporelles de la variabilité inter-annuelle des données marégraphiques (en bleu), de l’altimétrie colocalisée (en rouge) et de l’altimétrie en moyenne régionale (en noir)

annuel. L’amplitude maximale des variations de la série temporelle marégraphique est supérieure à 20 cm contre moins de 10 cm pour les données altimétriques. L’écart-type des données marégraphiques atteint 5 cm contre 1.8 et 1.6 cm pour la série altimétrique colocalisée et la moyenne régionale respectivement.

3.4.2 DISTRIBUTION SPATIALE : ANALYSE EN EOF DES CHAMPS D’ÉTÉ MÉTHODE

Pour faire une analyse de la distribution spatiale de la variabilité inter-annuelle, une méthode classique consiste à calculer les modes propres du champs de SLA par une analyse en *Empirical Orthogonal Functions* (EOF) (Preisendorfer, 1988)). Cette méthode permet d’extraire les principaux modes de variabilité du champ que l’on cherche à caractériser, sous la forme d’une carte qui fournit une information spatiale associée à une série temporelle (la composante principale associée) qui fournit une information temporelle sur la variation de la part du mode considéré dans le champ total au cours du temps.

Dans le cas de l’Océan Arctique, une limite importante de cette méthode est qu’elle ne fonctionne que sur des champs complets : si la série temporelle en un point de grille présente un trou de données, alors ce point de grille est exclu du calcul des modes propres. Pour un bassin comme l’Arctique dont la plus grande partie est recouverte de glace chaque hiver, cela signifie qu’on n’analyserait pas du tout l’intérieur de l’océan. Pour limiter l’impact des nombreux trous dus à la présence saisonnière de glace de mer dans l’Océan Arctique, et pour pouvoir analyser effectivement la variabilité inter-annuelle de la SLA dans l’intérieur du bassin, ce ne sont pas les grilles hebdomadaires mais les moyennes au mois de Septembre déduite des grilles hebdomadaires qui sont analysées. En considérant uniquement le mois de Septembre, minimum du cycle annuel d’extension de la glace de mer, l’analyse peut être menée à bien dans la plus grande partie du bassin. Et si ce choix réduit fortement la résolution temporelle, il reste valide pour l’étude de la variabilité inter-annuelle.

L’effet de la tendance moyenne est retirée uniformément aux grilles avant l’analyse et la résolution est réduite au degré par un moyennage spatial préalable.

ANALYSE DU BASSIN ENTIER

Les trois premiers modes de variabilité de la SLA dans l’Océan Arctique sont représentés sur la figure 3.28. Ils représentent respectivement 22, 17 et 12% de la variance totale du signal.

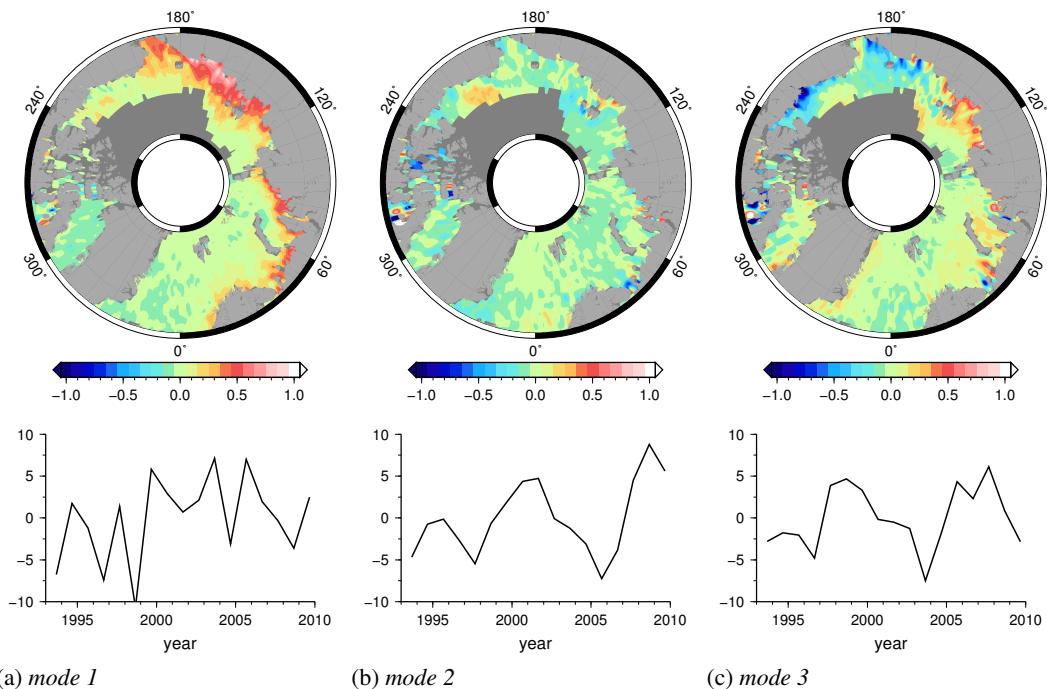


FIG. 3.28 – Les trois premiers modes de la variabilité inter-annuelle de la SLA en Septembre dans l’Océan Arctique avec les composantes principales associées

La première constatation en regardant les cartes, c’est que malgré les efforts déployés pour augmenter au maximum la couverture spatiale de l’intérieur de l’Océan Arctique, une large portion aux hautes latitudes dans l’Arctique Canadien n’est pas analysée. Sur les trois cartes l’archipel Arctique Canadien est le siège d’amplitudes importantes qui résultent certainement des erreurs de l’altimétrie dans la région.

Le premier mode est représenté sur la figure 3.28a. La distribution spatiale est très proche de celle de la variabilité totale représentée sur la figure 3.2. La variabilité est concentrée le long des côtes de l’Arctique Européen et Russe, les plus grandes amplitudes se trouvant en mer de Sibérie Orientale. La composante principale associée montre une variabilité inter-annuelle importante d’une périodicité d’environ deux ans avec alternance d’années « hautes » et « basses ». La corrélation de la composante principale avec l’indice d’Oscillation Arctique en Septembre est de 0.55, soit une valeur statistiquement différente de 0 à 95% étant donnée la taille de l’échantillon.

Le mode 2 présente des amplitudes faibles dans l’ensemble du bassin, à l’exception de l’archipel Arctique Canadien. La plus grande zone spatialement cohérente se trouve dans la mer de Beaufort, au Nord de l’Alaska. La composante principale associée montre une variabilité à basse fréquence avec une périodicité de l’ordre de 7 ans.

Enfin le troisième et dernier mode analysé montre une variabilité en opposition de phase entre le bassin Européen et Russe occidental d’une part et le bassin Russe oriental et Canadien d’autre part, la frontière étant située entre les mers de Laptev et de Sibérie Orientale. La variabilité temporelle associée à ce mode est similaire au mode 2 mais semble décalée dans le temps.

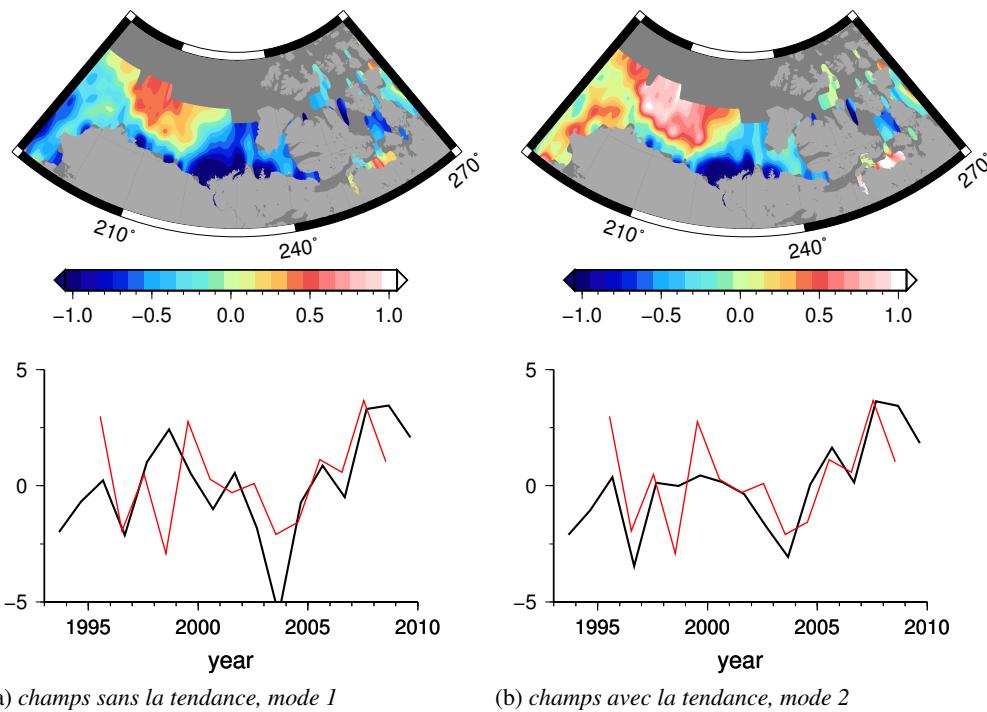


FIG. 3.29 – (a) premier mode de variabilité de la SLA dans l'Arctique Ouest déduit de l'analyse des moyennes mensuelles en Septembre sans la tendance moyenne et (b) second mode de variabilité de la SLA déduit de l'analyse des mêmes champs en conservant la tendance moyenne. L'index DAI est superposé en rouge

BASSIN CANADIEN ET GYRE DE BEAUFORT

Une caractéristique océanographique du bassin Arctique est l'accumulation d'eau douce dans la région du gyre de Beaufort, au large des côtes du Canada. La variabilité de ce réservoir d'eau douce ainsi que son rôle dans le système climatique régional sont l'objet de nombreuses études (*e.g.* Proshutinsky *et al.* (2009), Rabe *et al.* (2011)).

Les observations montrent que le stock d'eau douce a augmenté au cours des dernières décennies sous l'effet de la convergence forcée par la circulation atmosphérique. Une telle accumulation d'eau douce devrait se traduire par une augmentation de la SLA sous l'effet halostérique résultant de la diminution de la salinité de la colonne d'eau.

Une telle augmentation est visible sur la carte des tendances de la figure 3.8. La variabilité inter-annuelle de la région semble également se dessiner sur le deuxième mode de la SLA dans le bassin (3.28b).

Une analyse régionale en EOF dans l'Arctique Canadien fait apparaître une distribution spatiale qui peut s'apparenter au gyre de Beaufort. Le premier mode, représentant plus de 30% de la variance totale du signal est représenté en figure 3.29a. La composante principale associée est modérément corrélée ($r = 0.5$) à l'indice de l'anomalie de dipole Arctique (DAI, Wu *et al.* (2006)). Si la tendance moyenne est conservée avant de faire l'analyse en EOF, c'est alors le deuxième mode de variabilité de la SLA représentant 21% de la variance qui présente une distribution spatiale qui peut être associée au gyre de Beaufort. Ce mode ainsi que la composante principale associée sont représentés en figure 3.29b. La composante principale associée est alors plus fortement corrélée au *Dipole Anomaly Index* (DAI) ($r = 0.66$).

Cet indice correspond à la composante principale du deuxième mode de la décomposition en EOF des champs de pression de surface dans l'Arctique, le premier mode étant l'AO

(Thompson et Wallace, 1998). Alors que l'AO est un mode annulaire caractérisé par des différences de pression entre le pôle et les latitudes moyennes, le Dipôle Arctique est caractérisé par deux centres d'action dans l'Arctique. Lors d'une phase positive du DAI, en été l'anomalie de vent est anticyclonique dans l'ouest du bassin (voir (Wang *et al.*, 2009), leur figure 2) et induit un transport vers le centre du gyre de Beaufort, qui se traduit par une anomalie positive de la SLA dans la région. Des observations similaires sont rapportées par Giles *et al.* (2012) qui utilisent le rotationnel du champ de vent plutôt que le DAI.

Malgré la couverture spatio-temporelle limitée dans la région, les cartes altimétriques retraitées sont donc capables d'observer une variabilité inter-annuelle attendue de la SLA résultant des forçages atmosphériques sur l'Océan Arctique.

SYNTHÈSE

Au cours de ce chapitre on a décrit la variabilité du niveau de la mer dans l’Océan Arctique vue par le jeu de données altimétriques dont le processus de génération est détaillé au chapitre 2. Différentes échelles temporelles sont considérées : signaux annuels, variabilité inter-annuelle et tendances à long terme. Pour chaque période ou gamme de période, des diagnostics régionaux sont présentés, et complétés par une approche locale donnant accès à la distribution spatiale de la variable considérée.

Pour les tendances, on a mis en évidence que l’Océan Arctique connaît une hausse du niveau de la mer évaluée à 3.6 mm/an, une valeur similaire aux 3 mm/an de la tendance globale sur la même période. L’incertitude sur cette valeur résultant des erreurs de la mesure et de son traitement est évaluée à 1.3 mm/an dans un intervalle de confiance à 90%. Du fait de l’amplitude de la variabilité de basse fréquence, les tendances décennales du niveau moyen de la mer régional varient sensiblement, tout en restant positives. La carte montre que le signal le plus fort est observé dans le gyre de Beaufort où les tendances sont supérieures à 10 mm/an. Dans le reste du bassin, le signal est plus faible mais reste positif à l’exception de la baie d’Hudson.

Le cycle annuel représente une part importante de la variabilité du niveau de la mer altimétrique, comme cela avait déjà été identifié par des études précédentes utilisant les données marégraphiques. En moyenne régionale, la forme du signal annuel déduit des données altimétriques est similaire à celui décrit dans la littérature, passant par un maximum local en été. Son amplitude est toutefois plus faible que celui déduit des données marégraphiques sur la même période. Le calcul de la distribution spatiale des amplitudes et des phases se heurtent aux limites de l’ajustement par une méthode des moindres carrés appliquées à des séries trouées avec la même périodicité que le signal à ajuster. Cette limitation est contournée par la mise en œuvre d’un méthode inverse qui permet de réduire drastiquement les différences par rapport à un modèle du signal annuel pris comme référence. La comparaison locale avec les données marégraphiques montre que l’amplitude du signal annuel est systématiquement sous-estimée par l’altimétrie. Concernant les phases, l’accord entre les deux types de mesures est meilleur, en particulier le long des côtes de la Norvège, un peu moins bon dans l’intérieur du bassin. L’impact des changements de bathymétrie sur les caractéristiques du signal annuel est également mis en évidence dans les mers Nordiques et la mer de Barents.

Enfin la variabilité inter-annuelle est décrite. En moyenne régionale, des signaux à 2.5, 3.5 et 5 ans sont identifiées, sans toutefois que ces signaux puissent être attribués à des phénomènes climatiques connus dans le bassin. Une analyse en EOF, limitée aux champs de SLA en Septembre permet de mettre en évidence la répartition spatiale des principaux modes de variabilité. Dans l’Arctique Canadien, l’application régionale de la même méthode permet de mettre en évidence un mode associé à la variabilité du gyre de Beaufort. La variabilité temporelle associée est corrélée à l’indice du dipôle Arctique et donc aux anomalies de la circulation atmosphérique.

L'ORIGINE DE LA VARIABILITÉ DU NIVEAU DE LA MER DANS L'Océan ARCTIQUE, QUELQUES MÉCANISMES

4

SOMMAIRE

4.1	VARIABILITÉ DU NIVEAU DE LA MER STÉRIQUE	145
4.1.1	Description des données analysées	145
4.1.2	Variabilité climatique du niveau moyen de la mer stérique et comparaison à l'altimétrie	147
4.2	ÉTUDE DU BILAN RÉGIONAL SUR LA PÉRIODE 2003–2009	155
4.2.1	Description des données utilisées	155
4.2.2	Calcul du bilan régional	156
4.2.3	Étude de la distribution spatiale	160
4.3	DE LA VARIABILITÉ ATMOSPHERIQUE INTER-ANNUELLE DOMINANTE DANS L'ARTIQUE RUSSE ?	164
4.3.1	Variabilité altimétrique	164
4.3.2	Effets atmosphériques dans l'altimétrie	165
4.3.3	Variabilité forcée par le vent	167
	SYNTHÈSE	169

PRÉAMBULE

Le chapitre 2 de ce manuscrit est consacré à la génération d'un jeu de données altimétriques dédié à l'étude des variations du niveau moyen de la mer aux échelles climatiques dans l'Océan Arctique. Dans le chapitre 3, le jeu de données précédemment généré est exploité pour décrire la variabilité observée par l'altimétrie pour différentes catégories de signaux climatiques : tendances, cycle annuel et variabilité inter-annuelle.

Si cette description présente un intérêt en soi, il semble maintenant nécessaire de s'intéresser aux mécanismes à l'origine de la variabilité observée par l'altimétrie. Le chapitre 1 résume les connaissances actuelles sur les mécanismes de la variabilité du niveau moyen de la mer considéré en moyenne globale. L'objectif du présent chapitre est de vérifier quels mécanismes sont pertinents pour expliquer la variabilité du niveau moyen de la mer à l'échelle de l'Océan Arctique.

Des données complémentaires sont analysées pour comprendre les différents termes de la SLA. Les données hydrologiques sont utilisées pour calculer les variations stériques qui découlent des changements de température et de salinité de la colonne d'eau. Sur la fin de la période, les champs de masse de l'océan dérivés des mesures de la mission gravimétrique GRACE fournissent des informations sur l'autre terme du bilan du niveau moyen de la mer : les effets eustatiques.

Enfin la réponse basse fréquence de l'océan aux forçages atmosphériques est étudiée grâce aux sorties du modèle Mog2d déjà utilisé pour la correction des mesures altimétriques.

4.1 VARIABILITÉ DU NIVEAU DE LA MER STÉRIQUE

Dans le chapitre 1, partie 1.2.1, l'importance des variations stériques du niveau de la mer a été illustrée. En moyenne globale, l'effet de la dilatation des océans explique près de la moitié de la hausse totale observée sur la période 1961–2003 (Domingues *et al.*, 2008) et environ un tiers sur des périodes plus courtes et plus récentes (Cazenave et Llovel, 2010, Leuliette et Miller, 2009). De plus la variabilité stérique explique en grande partie les structures spatiales de la hausse du niveau moyen de la mer observées par l'altimétrie (Lombard *et al.*, 2006) comme illustré par les cartes de la figure 1.12.

Dans cette partie, des données de température et de salinité sont utilisées pour estimer la variabilité stérique du niveau moyen de la mer dans l'Océan Arctique. Les hauteurs stériques obtenues sont comparées aux SLA mesurées par l'altimétrie dans la région.

4.1.1 DESCRIPTION DES DONNÉES ANALYSÉES

Plusieurs jeux de données hydrographiques de température et de salinité sont disponibles pour l'étude des effets stériques sur le niveau moyen de la mer. Dans leur étude sur la variabilité du niveau moyen de la mer dans les mers Nordiques, Henry *et al.* (2012) utilisent les données issues de trois bases de données différentes : WOD09 (Levitus *et al.*, 2009), Ishii et Kimoto (2009) et EN3 (Ingleby et Huddlestone, 2007). Dans le cadre de cette thèse, ce sont les données EN3 qui ont été exploitées.

LES GRILLES EN3

Le jeu de données EN3, dans sa version v2a (Ingleby et Huddlestone (2007), <http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/en3/>) est constitué de deux séries de données. D'une part une série de grilles mensuelles tri-dimensionnelles pour la température et la salinité de l'océan obtenues par l'analyse objective de profils de température et de salinité. Ces profils sont également distribués d'autre part.

Les profils hydrographiques utilisés pour l'analyse proviennent de la base de données WOD05 (Levitus *et al.*, 2005), du GTSPP (Global Temperature-Salinity Profile Program, Sun *et al.* (2010)) de la NOAA et du programme Argo. Les mesures réalisées dans le cadre du projet ASBO (Arctic Synoptic Basin-wide Observations, <http://www.noc.soton.ac.uk/ooc/ASBO/index.php>) sont utilisées et permettent d'améliorer la couverture des régions Arctique.

Il faut noter que contrairement aux données de Levitus *et al.* (2009) ou Ishii et Kimoto (2009), les profils mesurés par les sondes de types XBT ne sont pas corrigés des biais identifiés par Wijffels *et al.* (2008) pour la vitesse de chute des sondes.

Dans le cadre de cette thèse, la hauteur stérique est déduite de l'analyse des données grillées. Les profils sont également utilisés pour étudier la représentativité des estimations des variations stériques du niveau moyen de la mer dans l'Océan Arctique.

REPRÉSENTATIVITÉ

Pour les données de température et de salinité comme pour l'altimétrie, l'Océan Arctique est une région peu observée et mal connue. Dans leur étude, Henry *et al.* (2012) représentent les profils utilisés pour le calcul des grilles EN3, et leur profondeur, pour trois périodes de dix ans différentes (voir leur figure 7, l'article est inséré en annexe C dans ce manuscrit). Le faible nombre de profils disponibles les conduit à restreindre l'analyse dans l'espace et dans le temps en se limitant aux mers Nordiques et à l'Atlantique Nord après 1970. Ce diagnostic est complété ici par les figures 4.1 et 4.2, déduites de l'analyse des profils d'EN3.

Le nombre de profils de température et de salinité utilisés dans la bande de latitudes 66°N–82°N pour le calcul des grilles est représenté en fonction du temps sur la figure 4.1. Le nombre de profils est relativement variable. Un fort cycle annuel notamment est présent dans les données, avec un bien plus grand nombre de profils collectés en été qu'en hiver. En moyenne sur la période 1993–2009 chaque grille mensuelle est évaluée à partir de 242 profils de température et 215 profils de salinité, avec cependant des valeurs de l'écart-type importantes, de 175 et 156 profils respectivement. Il est intéressant de remarquer qu'à la fois la température et la salinité sont échantillonnées dans des proportions similaires, à l'échelle du globe il y a en général beaucoup moins d'observations pour la température que pour la salinité.

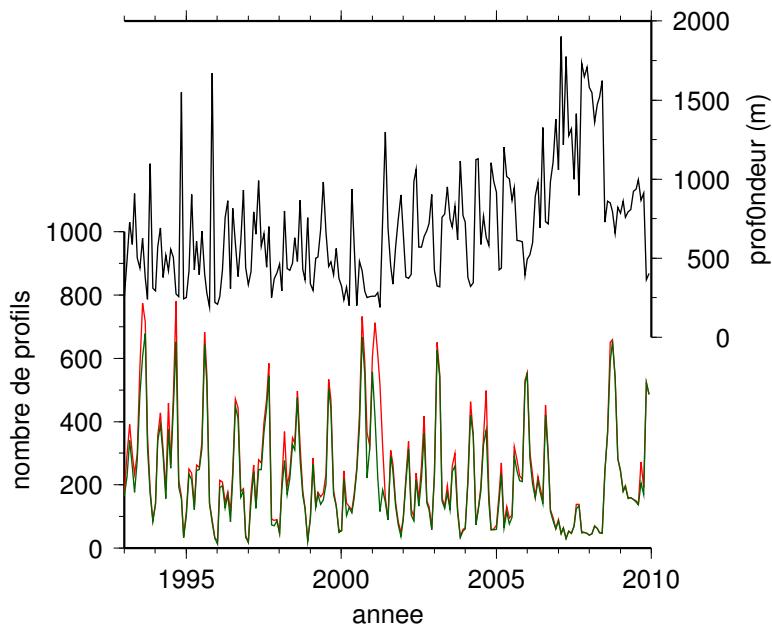


FIG. 4.1 – Évolution temporelle de la profondeur moyenne des profils utilisés pour le calcul des grilles EN3 dans la bande 66°N–82°N (en haut, en noir) et de leur nombre (en bas) pour les profils de salinité (en vert) et de température (en rouge)

La profondeur moyenne des profils (figure 4.1 en haut et en noir) connaît elle aussi une variabilité importante. En moyenne, les profils descendent jusqu'à 690 mètres avec un écart-type de 370 mètres. La moyenne utilisée ici mélange des réalités très différentes entre la mer de Barents où la profondeur ne dépasse pas 400 m et les grandes profondeurs, supérieures à 4000 m, du bassin eurasiatique. Certaines années, il y a une corrélation négative entre la profondeur des profils et leur nombre notamment en 2007–2008, soit pendant l'année polaire internationale les profils sont moins nombreux mais beaucoup plus profonds.

Les moyennes de la figure 4.1 sont calculées à l'échelle du bassin Arctique entier et masquent une distribution régionale des données hydrographiques très inégale. Le nombre de profils par boîte de $1^\circ \times 1^\circ$ cumulés sur l'ensemble de la période 1993–2009 est représenté sur la carte de la figure 4.2. Les mers Nordiques et la mer de Barents sont bien échantillonnées. Au contraire il n'y a pratiquement aucune mesure dans l'Arctique Russe ou dans l'archipel Arctique Canadien. Il y a des mesures dans la région du gyre de Beaufort, avec cependant un moins bon échantillonnage que dans les mers Nordiques.

Dans l'Océan Arctique, le nombre de données hydrographiques utilisées lors de l'analyse objective permettant de générer les grilles de température et de salinité du jeu de données EN3 est faible. Par conséquent les conclusions des comparaisons avec l'altimétrie ne pourront être que partielles. Comme pour l'altimétrie, l'augmentation du nombre de mesures est indispensable pour pouvoir calculer des variations du niveau moyen de la mer stérique qui reflètent véritablement l'ensemble de la région.

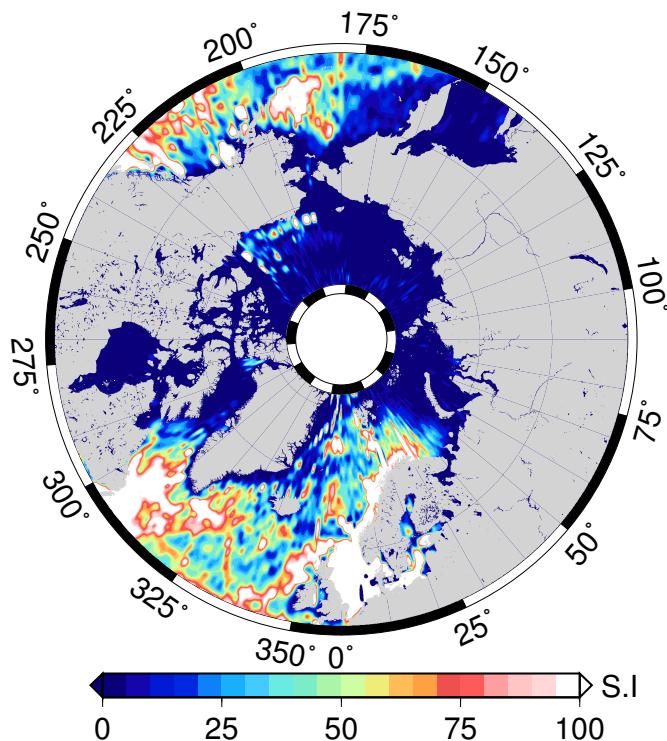


FIG. 4.2 – Carte du nombre de profils hydrographiques utilisés pour le calcul des grilles du jeu de données EN3 sur la période 1993–2009

CALCUL DE LA HAUTEUR STÉRIQUE

Les hauteurs stériques sont calculées à partir des grilles mensuelles tri-dimensionnelles de température et de salinité d'EN3. Le principe de ce calcul est présenté dans la partie 1.3.2 de ce manuscrit en page 30. Les déviations de densité sont intégrées sur la plus grande colonne d'eau pour laquelle des données sont disponibles dans les grilles, même si les valeurs de température et de salinité issues de l'analyse des profils sont en général constantes aux grandes profondeurs faute de mesures in-situ.

Le fait de réaliser l'intégration sur des profondeurs différentes induit une forte signature de la bathymétrie sur les cartes obtenues. La moyenne des hauteurs stériques évaluée sur l'ensemble de la période est donc retranchée à chacune des cartes pour se ramener à une anomalie de hauteur stérique.

À l'issue de ces calculs, le jeu de données EN3 a été transformé en une série de grilles de l'anomalie de hauteur stérique à une résolution spatiale d'un degré et une résolution temporelle d'un mois. Pour permettre des comparaisons cohérentes avec ces données, les grilles altimétriques sont ramenées à une résolution identique dans le temps comme dans l'espace. Les comparaisons portent donc sur 204 grilles mensuelles de SLA altimétriques et stériques couvrant la période 1993–2009.

4.1.2 VARIABILITÉ CLIMATIQUE DU NIVEAU MOYEN DE LA MER STÉRIQUE ET COMPARAISON À L'ALTIMÉTRIE

Les séries temporelles des SLA altimétriques et stériques brutes estimées par moyennage des données sur la bande de latitude 66°N–82°N sont représentées sur la figure 4.3. D'emblée

il apparaît que la variabilité de la SLA altimétrique est largement plus grande que celles des données stériques. L'écart-type de la SLA stérique est d'1.3 cm seulement contre plus de 4 cm pour les données altimétriques.

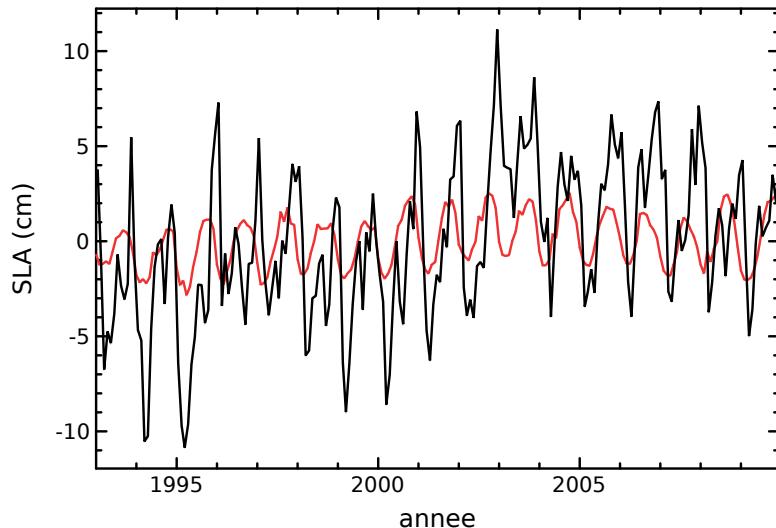


FIG. 4.3 – Séries temporelles de la SLA altimétrique (en noir) et stérique (en rouge) évaluées sur la zone 66°N – 82°N

Dans la suite de cette partie, les signaux climatiques sont séparés de manière analogue à celle du chapitre 3 pour la description de la variabilité observée par l'altimétrie.

TENDANCES

EN MOYENNE RÉGIONALE

Estimée à partir des données mensuelles, la tendance de la SLA altimétrique sur la période 1993–2009 s'élève à 3.3 mm/an dans l'Océan Arctique. Sur la même période et la même région, les données stériques indiquent une tendance beaucoup plus faible avec seulement 0.6 mm/an, séparable en 0.8 mm/an d'origine thermostérique et -0.2 mm/an d'origine halostérique.

Du fait de la très inégale répartition des mesures hydrographiques in-situ, le calcul de la tendance en moyenne régionale combine des régions qui sont effectivement observées à des régions qui ne le sont pas. En effet l'analyse objective générant les grilles de température et de salinité à partir des profils couvre toute la région à tous les pas de temps. Même en l'absence de mesure, il n'y a pas de trous comme dans les grilles altimétriques.

Pour diminuer l'impact des régions non-effectivement observées, une sélection sur le nombre de profils utilisés par point de grille est effectuée. L'application d'un tel critère réalise une sélection géographique très sévère, même si le seuil en nombre de profils adopté est très bas. Il conduit à conserver uniquement les mers Nordiques, la mer de Barents et la région du gyre de Beaufort. En relevant le seuil en nombre de profils utilisé pour la sélection des points de grilles, il s'avère que la sélection géographique obtenue varie peu. Cela signifie que dans l'Arctique, les régions qui sont échantillonées le sont bien, et l'on dispose alors de nombreux profils. Au contraire, d'autres parties de l'océan ne sont pas du tout observées, et l'on ne dispose alors d'aucune mesure.

L'application du critère de sélection précédemment décrit n'améliore pas l'accord entre les données altimétriques et stériques pour les tendances qui valent alors respectivement 3.7 et 0.7 mm/an. Ce résultat suggère que les effets stériques ne sont pas responsables de la plus grande partie de la variabilité à long-terme du niveau moyen de la mer dans l'Océan Arctique.

DISTRIBUTION SPATIALE

La carte des tendances de la contribution stérique à la hausse du niveau moyen de la mer dans l'Arctique estimée à partir des grilles EN3 sur la période 1993–2009 est représentée en figure 4.4a. La distribution spatiale obtenue est très différente de celle observée par l'altimétrie sur la même période (voir la figure 3.8). Pour mettre en évidence ces différences, la carte des différences de tendances (altimétrie moins stérique) est représentée en figure 4.4b.

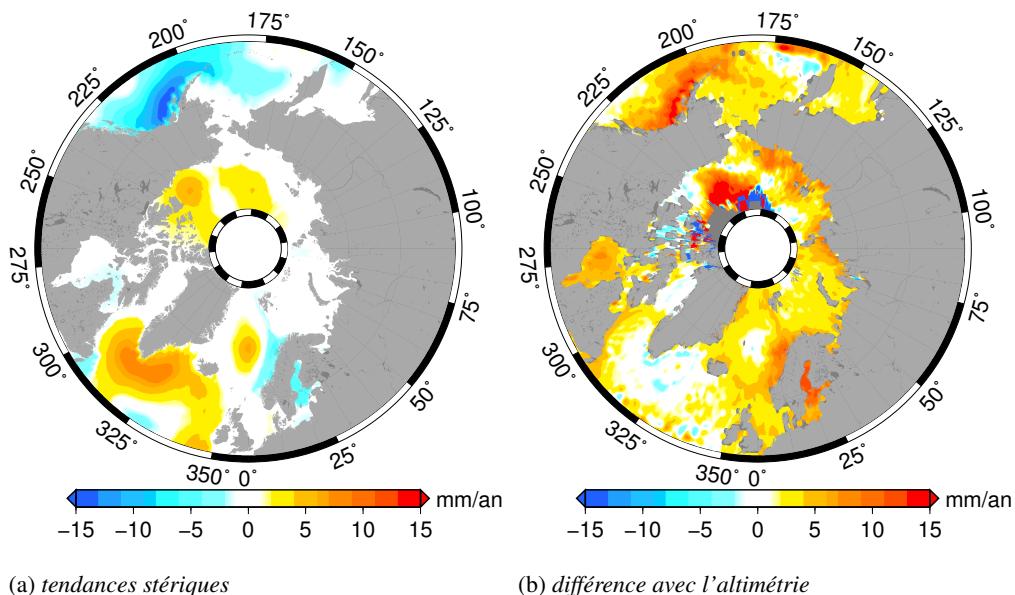


FIG. 4.4 – (a) carte des tendances du niveau moyen de la mer stérique estimée à partir des données EN3 sur la période 1993–2009 et (b) différences des tendances altimétriques et stériques

Certains phénomènes sont observés par les deux types de données. C'est le cas de la zone de forte hausse au niveau de la point Sud du Groenland, cette zone apparaît en blanc sur la carte des résidus indiquant que l'amplitude du signal est similaire dans les deux jeux de données. C'est également le cas dans le Pacifique Nord, au Sud de l'Alaska et le long de l'arc des îles Aléoutiennes, la baisse du niveau moyen de la mer observée par l'altimétrie est également présente dans les données stériques. Par contre l'amplitude de la baisse est plus importante dans les données stériques ce qui se traduit sur la carte des différences (4.4b) par un signal fortement positif dans cette région.

Au centre des mers Nordiques, la carte 4.4a montre la présence d'une zone de forte hausse des hauteurs stériques. On retrouve dans une certaine mesure cette caractéristique dans les données altimétriques, d'ailleurs les différences s'annulent à cet endroit.

Dans la mer de Beaufort, les données stériques observent un signal relativement fort associé à une augmentation du niveau stérique et qu'il semble raisonnable de rapprocher de l'accumulation d'eau douce par convergence. Si l'altimétrie observe aussi des tendances fortement positive dans cette région, elles ne sont pas situées exactement au même endroit. L'augmentation stérique est limitée dans une mince bande côtière et très proche de l'archipel Arctique Canadien, tandis que celle observée par l'altimétrie est située plus au large et plus proche du détroit de Bering. Une situation qui peut certainement être en partie expliquée par la couverture des données de température et de salinité dans cette région (voir la figure 4.2).

Le signal stérique est très faible dans l'Arctique Russe, de la mer de Barents à la mer de Sibérie Orientale. Si de faibles valeurs de la tendance peuvent s'expliquer par l'absence de

mesures in-situ dans une grande partie de cette région, ce n'est pas le cas de la mer de Barents qui est bien échantillonnée, au moins dans sa partie occidentale.

D'une manière générale, à part dans certaines régions spécifiques les différences entre tendances du niveau moyen de la mer altimétrique et stérique sont importantes.

En général les études consacrées aux variations stériques du niveau de la mer négligent les effets halostériques, résultant des variations de salinité, pour se concentrer sur les effets thermostériques qui résultent uniquement des variations de température. Dans l'Arctique, les études montrant un changement du contenu en eau douce du bassin (*e.g.* Rabe *et al.* (2011)) suggèrent qu'à l'échelle de l'Océan Arctique les effets halostériques sur le niveau moyen de la mer sont probablement importants.

Pour vérifier cette hypothèse, les contributions respectives de la température et de la salinité sont séparées. Les cartes de tendances obtenues pour chaque terme sont représentées en figure 4.5a et 4.5b respectivement.

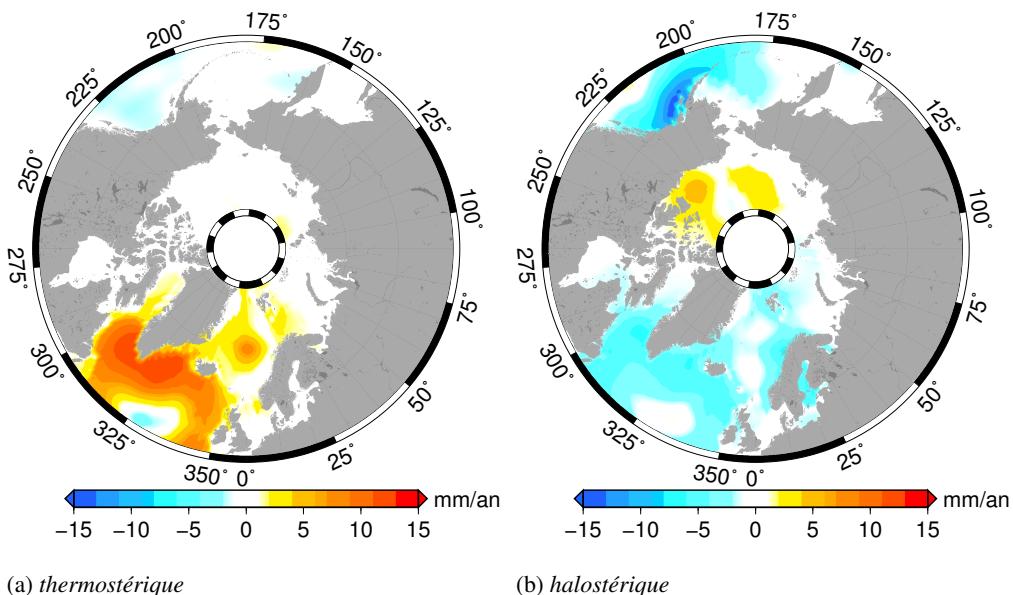


FIG. 4.5 – (a) carte des tendances du niveau moyen de la mer thermostérique estimées à partir des données EN3 sur la période 1993–2009 et (b) identique à (a) pour la composante halostérique

La comparaison entre les deux cartes montre que les deux effets ont des signatures spatiales en tendances très différentes. Dans l'Atlantique Nord et les mers Nordiques, c'est l'effet thermostérique qui est dominant. Celui-ci est alors fortement positif alors que l'effet halostérique est faiblement négatif. Dans le Pacifique Nord et dans l'intérieur de l'Océan Arctique, ce sont les effets halostériques qui dominent. Dans le gyre de Beaufort, la zone de forte tendance est même d'origine uniquement halostérique. Le jeu de données mesure donc bien dans cette zone la diminution de la salinité.

SIGNAL ANNUEL

Les courbes représentées en figure 4.3 indiquent que la variabilité inter-annuelle représente une part importante de la variabilité totale, pour le signal stérique comme pour les SLA altimétriques.

Le cycle annuel estimé en moyenne régionale pour les données altimétriques et stériques est représenté en figure 4.6. Les deux composantes du signal stérique sont représentées afin

d'estimer la part de chacune d'elles dans le signal stérique total. Les moyennes sur l'ensemble du bassin 4.6a et seulement sur la zone sélectionnée par un critère en nombre de profils 4.6b sont présentées.

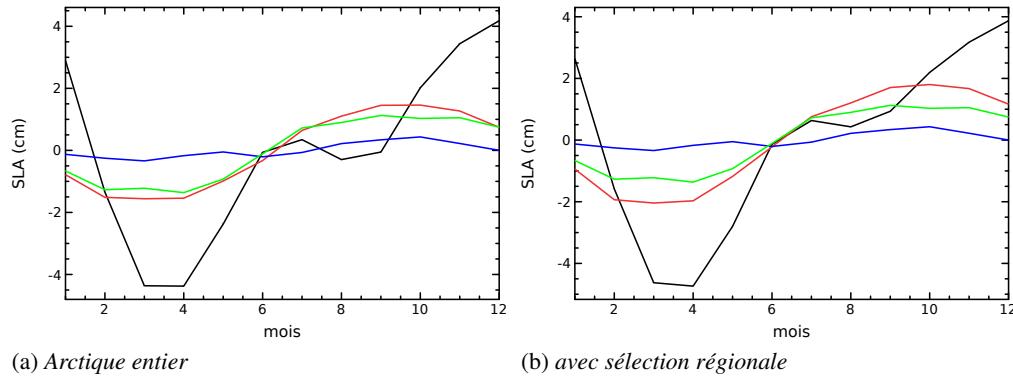


FIG. 4.6 – Cycle annuel de la SLA dans l’Océan Arctique estimé à partir des données altimétriques (en noir) et pour les composantes stériques (en rouge), thermostériques (en bleu) et halostériques (en vert) (a) en moyenne sur l’ensemble de la zone et (b) sur la zone échantillonnée par des mesures hydrographiques.

Comme attendu au vu des courbes de la figure 4.3, le signal annuel des SLA stériques est très différent de celui observé par l’altimétrie. L’amplitude du cycle annuel stérique, avec 3.5cm, est largement inférieure à celle des données altimétriques qui est supérieure à 8 cm. Les formes et donc la phase des cycles annuels sont également très différents. Si le minimum est bien atteint en Mars-Avril pour le stérique comme pour l’altimétrie, les positions des maxima sont très différentes. En effet le maximum stérique est atteint en Août-Septembre soit à la fin de l’été. À cette époque de l’année, l’océan a été réchauffé par l’énergie solaire incidente et la fonte des glaces diminue la salinité, deux mécanismes tendant à faire augmenter la SLA stérique. Au contraire l’altimétrie voit le maximum du signal près de 3 mois plus tard, en Décembre. Contrairement à l’altimétrie, le cycle annuel stérique ne passe pas par un maximum local au mois de Juillet, une caractéristique du cycle annuel de la SLA dans l’Océan Arctique déjà décrite à partir des données marégraphiques (Proshutinsky *et al.*, 2007) et associée à la décharge des grands fleuves dans le bassin. Si tel est le cas, cet apport d’eau douce devrait signer préférentiellement sur le terme de masse.

La séparation du signal stérique total en ses composantes thermostérique et halostérique permet de mettre en évidence l’importance des variations de salinité par rapport à celle de la température pour le cycle annuel dans l’Océan Arctique. Ce sont en effet les variations halostériques qui pilotent le cycle annuel stérique, l’amplitude des variations thermostériques étant très faible.

Une comparaison entre les figures 4.6a et 4.6b montre peu de différences, l’impact sur le signal annuel stérique comme altimétrique de limiter les moyennes à des régions effectivement observées par des données in-situ est faible et n’améliore pas sensiblement l’accord entre le cycle annuel altimétrique et stérique. Ce résultat suggère que le cycle annuel n’est pas déterminé principalement par l’influence des effets stériques sur la SLA mais plutôt par des effets de masse.

DISTRIBUTION RÉGIONALE

Afin de vérifier si la distribution spatiale du cycle annuel est homogène ou non dans le bassin, les cartes d’amplitude et de phase sont calculées. Les cartes obtenues sont présentées

par les figures 4.7 pour l'amplitude et 4.8 pour la phase. Pour chaque figure, le signal stérique total ainsi que les composantes stériques et halostériques sont représentées.

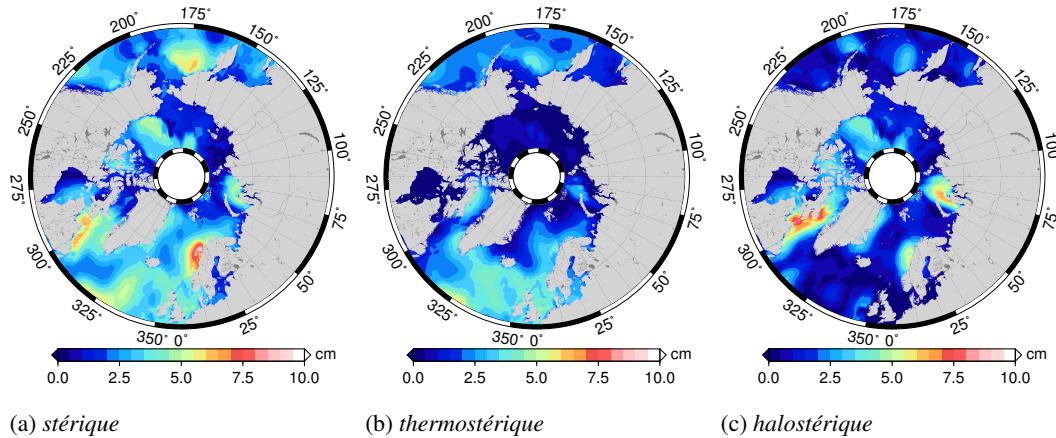


FIG. 4.7 – Cartes de l'amplitude du cycle annuel (a) stérique, (b) thermostérique et (c) halostérique dans l'Océan Arctique estimées à partir des données EN3

La figure 4.7 montre que la distribution de l'amplitude du signal annuel stérique 4.7a est gouvernée par celle du signal halostérique 4.7c plutôt que par celle du signal thermostérique 4.7b qui est presque partout nul. Il faut cependant garder à l'esprit le faible nombre de mesures, dans l'Arctique Russe par exemple les amplitudes calculées sont certainement loin d'être réalistes.

En mer de Norvège, une zone de forte amplitude du signal annuel est observée. Elle correspond bien à une structure observée par les données altimétriques (voir par exemple la figure 3.23 et la partie 3.3.2). Pour l'altimétrie, la présence de cette zone de forte variabilité avait été associée à la bathymétrie de la région, ce qui peut faire penser à une erreur des traitements (par exemple du modèle de marée). Le fait de retrouver une distribution spatiale similaire à partir des données stériques représente une validation de l'altimétrie. Il est en effet très improbable qu'une erreur de l'altimétrie se retrouve dans les données stériques puisque l'origine et le traitements des deux types de données sont indépendants.

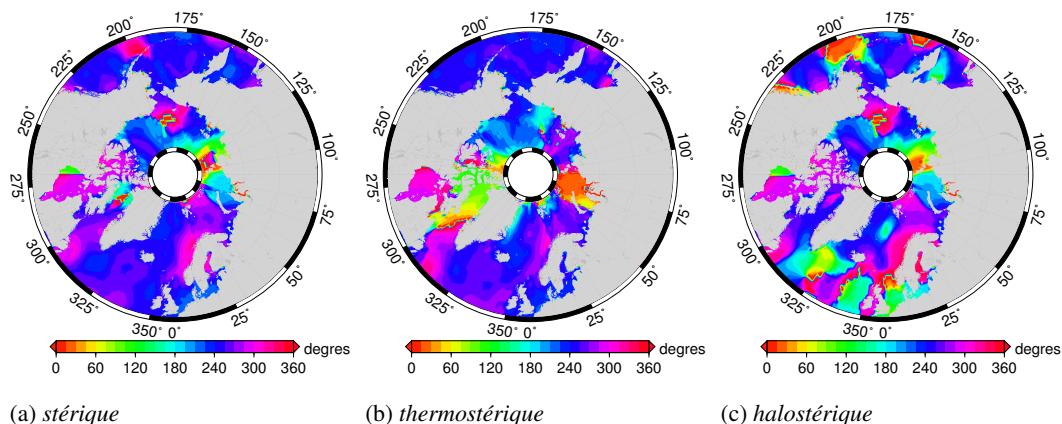


FIG. 4.8 – Cartes de la phase du cycle annuel (a) stérique, (b) thermostérique et (c) halostérique dans l'Océan Arctique estimées à partir des données EN3

Concernant la phase du cycle annuel, le signal stérique est logiquement dominé par les effets halostériques plutôt que thermostériques. Il est intéressant de noter que les données sté-

riques reproduisent le brusque changement de phase du signal annuel de la SLA dans la mer de Norvège entre la côte et le large. Dans une moindre mesure, le changement de phase entre les mers Nordiques et la mer de Barents est également reproduit. Là encore, le fait de retrouver une distribution spatiale similaire à celle observée par l'altimétrie représente une validation des traitements altimétriques mis en œuvre au cours de cette thèse.

VARIABILITÉ INTER-ANNUELLE

La dernière échelle temporelle qui a été considérée dans cette thèse est la variabilité inter-annuelle. Comme les tendances et les signaux annuels ont été étudiés dans les parties précédentes, la variabilité inter-annuelle est ici isolée en retirant la tendance aux séries temporelles et en filtrant ensuite les séries pour retirer les signaux dont la période est inférieure à l'année. Les séries temporelles ainsi obtenues sont représentées en figure 4.9 pour les données altimétriques, stériques, thermostériques et halostériques.

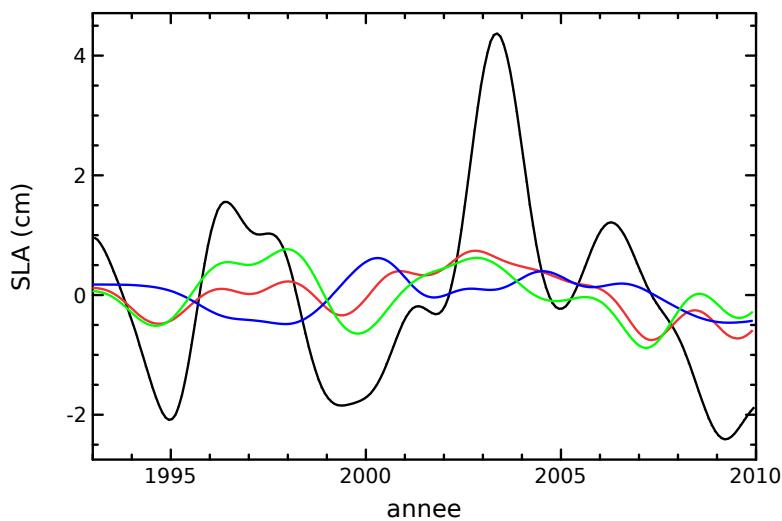


FIG. 4.9 – Séries temporelles de la variabilité inter-annuelle de la SLA altimétrique (en noir), stérique (en rouge), thermostérique (en bleu) et halostérique (en vert) estimées sur l'ensemble de la région Arctique

Pour les variations inter-annuelles comme pour les autres signaux étudiés, la variabilité de la SLA stérique est largement inférieure à celle observée par l'altimétrie. Ainsi l'écart-type de la série temporelle stérique n'est que de 0.4 cm contre plus de 1.5 cm pour l'altimétrie. Les effets stériques n'expliquent donc qu'une faible part de la variabilité inter-annuelle mesurée par l'altimétrie dans l'Océan Arctique en moyenne. Même en ne considérant que des régions bien échantillonnées par des mesures hydrographiques, l'accord entre les courbes n'est pas sensiblement amélioré.

Sur la première moitié de la période, les courbes du niveau moyen de la mer altimétrique et stérique varient en phase, ce qui n'est plus le cas sur la fin de la période. C'est encore l'effet de la salinité qui prédomine sur l'effet de la température et ces deux termes varient en opposition de phases.

RÉSUMÉ

Les variations climatiques du niveau moyen de la mer résultant des variations de température et de salinité de la colonne d'eau ont été étudiées en utilisant la série de grilles EN3 (Ingleby et Huddleston, 2007) sur la période 1993–2009.

La cohérence de certaines structures, en particulier pour le signal annuel indique que, là où des observations in-situ sont disponibles, le signal stérique est similaire à ce qui est observé par l'altimétrie, validant de ce fait les traitements altimétriques.

Pourtant, en moyenne régionale, la variabilité de la SLA stérique est, pour tous les signaux considérés, faible par rapport à celle des données altimétriques et n'explique donc qu'une faible proportion de la variabilité totale du niveau moyen de la mer.

Le faible nombre de profils de température et de salinité disponibles dans l'Océan Arctique impacte nécessairement la pertinence de l'estimation en moyenne régionale. Pourtant, le fait de limiter les estimations à des zones raisonnablement bien observées ne permet pas de combler les différences observées pour l'amplitude de la variabilité. Malgré cette sélection, les incertitudes restent importantes.

Deux hypothèses sont alors envisageables : soit les données altimétriques sont impactées par des erreurs qui amènent à surestimer la variabilité, soit les effets stériques ne représentent qu'une faible proportion de la variabilité totale du niveau moyen de la mer qui est alors dominée, dans l'Océan Arctique, par des effets eustatiques.

4.2 ÉTUDE DU BILAN RÉGIONAL SUR LA PÉRIODE 2003–2009

Dans la partie précédente, la comparaison entre niveau moyen de la mer altimétrique et niveau moyen de la mer stérique sur la période 1993–2009 suggère que les effets stériques n’expliquent qu’une faible partie de la variabilité observée par l’altimétrie.

Ici, les données gravimétriques de la mission GRACE (Wahr *et al.*, 2004) sont exploitées dans l’Océan Arctique pour établir un bilan régional de la hausse du niveau moyen de la mer.

La SLA mesurée par l’altimétrie correspond à la variation totale du niveau de la mer. D’après l’équation 1.1, la SLA totale est séparable en deux termes. Le premier de ces termes correspond aux variations stériques, c’est à dire à la dilatation verticale de la colonne d’eau sous l’effet des changements de densité. La partie précédente de ce manuscrit est consacrée à la variabilité de ce terme dans l’Arctique. Le second de ces termes correspond aux variations eustatiques, soit aux changements de la masse de l’océan sous l’effet des apports d’eau continentale à l’océan.

Estimer le bilan du niveau moyen de la mer, c’est estimer indépendamment ces trois termes et comparer ce que mesure l’altimétrie à la somme des composantes stériques et eustatiques. En moyenne globale et sur la période 1993–2009, Cazenave et Llovel (2010) estiment que sur la tendance de 3.3 mm/an mesurée par l’altimétrie, les effets stériques en expliquent 1.1 mm/an et les apports de masse 1.8 mm/an. À l’échelle de l’Océan Arctique, il serait intéressant d’établir un tel bilan. Cela est-il possible compte-tenu des limitations sur l’observabilité ?

4.2.1 DESCRIPTION DES DONNÉES UTILISÉES

DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES GRACE

Le principe de la mission de gravimétrie GRACE a été présenté dans la partie 1.3.3. La mission GRACE mesure les variations temporelles du champ de gravité terrestre avec une résolution temporelle proche d’un mois et une résolution spatiale de 400 km environ. Sur océan, les variations du champ de gravité fournissent une estimation des changements de la masse de l’océan. Les mesures de la mission sont traitées par différents groupes, qui calculent des grilles de l’anomalie de la masse de l’océan exprimées en mm d’équivalent hauteur d’eau. Dans cette thèse, ce sont les données du CSR (Center for Space Research) qui ont été utilisées (Chambers, 2006). Les données sont fournies sous formes de grilles cartésiennes mensuelles à une résolution spatiale d’un degré à partir du mois d’Août 2002.

Dans le processus de traitement des données, les mesures sont traitées pour limiter l’apparition de bandes (destriping en anglais) et pour limiter le phénomène de « coulure » (ou leakage en anglais) qui apparaît dans les régions océaniques proches de zones continentales où les variations de masse sont beaucoup plus grandes et « déteignent » sur l’océan du fait de la faible résolution spatiale de la mission. La dernière version disponible au moment où ces études ont été menées (Release 04) a été téléchargée depuis <http://grace.jpl.nasa.gov/data/GRACEMONTHLYMASSGRIDSOCEAN/>. Depuis, une nouvelle version des produits GRACE est disponible (Release 05) mais elle n’est pas évaluée ici.

DONNÉES ALTIMÉTRIQUES ET STÉRIQUES

Les données altimétriques utilisées sont celles qui ont été générées pendant cette thèse. Par souci de cohérence avec les grilles de masse de l’océan issues de la mission GRACE et avec les grilles stériques, des grilles mensuelles sont déduites des grilles hebdomadaires et leur résolution spatiale est réduite à 1° en longitude et en latitude.

Comme dans la partie précédente, la variabilité du niveau moyen de la mer stérique est évaluée à partir des grilles de température et de salinité du jeu de données EN3 (Ingleby et Huddleston, 2007).

La période étudiée ici se limite à 7 années de Janvier 2003 à Décembre 2009. Ce choix est dicté par la fin de la série altimétrique en Décembre 2009 et par la volonté de considérer un nombre entier d'années.

4.2.2 CALCUL DU BILAN RÉGIONAL

Sur la période allant de Janvier 2003 à Décembre 2009, les données disponibles permettent d'évaluer de manière indépendante les différents termes de l'équation, la SLA totale est extraite des grilles altimétriques retraitées, le terme de masse est déduit des mesures de la mission GRACE et les effets stériques sont estimés à partir de grilles de température et de salinité du jeu de données EN3.

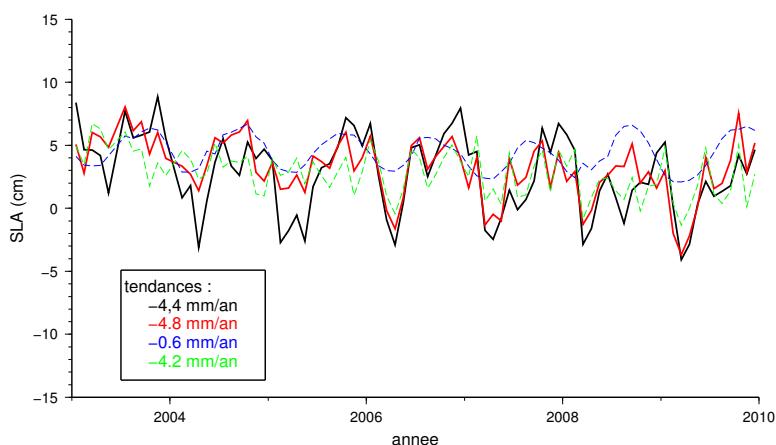


FIG. 4.10 – Séries temporelles dans l’Océan Arctique et sur la période 2003–2009 de la SLA altimétrique (en noir), des effets stériques (en pointillés bleus) de la masse de l’océan (en pointillés verts) et de la somme des effets stériques et de masse (en rouge)

Les séries temporelles de la SLA évaluée pour chaque terme de l'équation 1.1 sont représentées sur la figure 4.10. Par rapport à la comparaison aux effets stériques uniquement réalisée dans la partie précédente, la figure 4.10 montre des niveaux de variabilité comparables pour l'altimétrie et pour la somme des effets stériques et de la masse. Sur la période 2003–2009, l'écart-type de la série obtenue en additionnant l'effet de masse et l'effet stérique s'élève à 2.4 cm, soit une valeur proche de celle de la SLA altimétrique dont l'écart-type vaut 3 cm. La corrélation entre les deux séries est importante ($r = 0.75$) et l'écart-type des différences s'élève à 2 cm.

À première vue, l'accord entre la SLA mesurée par l'altimétrie et celle estimée de manière indépendante à partir des données stériques et de masse semble donc bonne. Dans la suite les différentes échelles temporelles de la variabilité sont analysés séparément.

TENDANCES

La figure 4.10 montre que les tendances de la SLA altimétrique et de la somme des termes de masse et stérique sont proches. En effet sur cette courte période, la tendance du niveau moyen de la mer régional est de -4.4 ± 1.6 mm/an pour l'altimétrie et de -4.8 ± 1.2 mm/an pour la somme du stérique et de la masse. Les incertitudes mentionnées correspondent à l'erreur formelle d'ajustement de la régression linéaire. Cette valeur ne tient pas compte d'éventuelles

erreurs systématiques sur les différentes données. Sur cette courte période, les valeurs de l'incertitude sont grandes, elles sont, au moins, de l'ordre de grandeur de celle sur la tendance du niveau moyen de la mer dans l'Océan Arctique évaluée sur toute la période 1993–2009 à 1.3 mm/an en tenant compte des erreurs systématiques de la méthode. Étant donné le niveau d'incertitude, les deux tendances sont similaires, ce qui semble signifier que la tendance mesurée par l'altimétrie est effectivement bien expliquée par la somme des effets stériques et de la variation de masse de l'océan à l'échelle de la région Arctique.

En considérant individuellement le terme de masse et le terme stérique, il apparaît que c'est le terme de masse qui domine fortement. Sa tendance s'élève à -4.2 ± 0.8 mm/an tandis que celle de la composante stérique est quasiment nulle à -0.6 ± 0.7 mm/an. Ce résultat est conforme à celui de la partie précédente selon lequel les effets stériques n'expliquent qu'une faible part de la tendance sur la période 1993–2009, même en considérant uniquement la région dans laquelle des mesures de température et de salinité sont disponibles.

Les séries représentées sur la figure 4.10 sont évaluées sur la plus grande zone possible entre 66°N et 82°N pour chaque source de données. Les données de masse et stériques observent l'ensemble de la zone à tous les pas de temps, mais ce n'est pas le cas de l'altimétrie pour laquelle la zone effectivement mesurée à un instant donné dépend de l'extension de la glace de mer. Si le même biais spatial est appliqué à toutes les données, c'est-à-dire si la zone dont les mesures sont utilisées dans le calcul de la moyenne pour les données stériques et de masse est strictement limitée à celle qui est observée par l'altimétrie au même moment, alors l'évolution temporelle est modifiée et les courbes correspondantes sont représentées sur la figure 4.11.

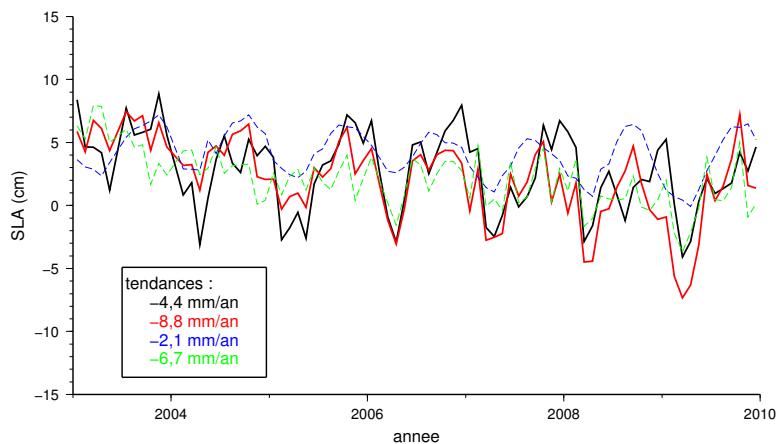


FIG. 4.11 – Séries temporelles de la SLA altimétrique (en noir), des effets stériques (en pointillés bleus), de la masse de l'océan (en pointillés verts) et de la somme des effets stériques et de masse (en rouge). Les séries sont évaluées sur la zone commune à toutes les mesures.

Sur la figure 4.11, les séries montrent un moins bon accord en terme de tendances. La corrélation entre la SLA altimétrique et la somme des effets stériques et de masse est toujours importante ($r = 0.7$) et l'écart-type des différences est de 2.5 cm. Concernant les tendances, celle de la SLA altimétrique est logiquement inchangée, par contre la combinaison de la hauteur stérique de la composante de masse connaît une baisse plus importante du niveau de la mer dont la tendance vaut -8.8 ± 1.5 mm/an. Cette plus forte baisse résulte d'une diminution des tendances pour la masse (-6.7 ± 1 mm/an) comme pour le niveau stérique (-2.1 ± 1 mm/an).

Le bon accord entre la tendance altimétrique régionale et celle de la somme des composantes stériques et de masse obtenu en calculant les moyennes sur la plus grande région observée pour chaque type de données semble donc résulter du hasard plus que d'un véritable accord entre les trois systèmes de mesure. En effet, en limitant les moyennes à la région effectivement observée par l'altimétrie, les tendances obtenues sont largement différentes.

Toutefois les incertitudes sont grandes sur la courte période étudiée ici. L'application de la

méthode inverse décrite au paragraphe 3.2.2 à la série temporelle altimétrique en conservant les mêmes sources d'incertitudes systématiques conduit à estimer l'incertitude sur la tendance à 3.6 mm/an. Cette valeur est proche de la différence de tendance obtenue. Un tel calcul n'est malheureusement pas possible pour les composantes stériques et de masse, n'ayant que peu d'informations sur les procédures conduisant à la génération des produits utilisés.

CYCLE ANNUEL

Malgré les différences de tendances mises en évidence dans le paragraphe précédent, la série temporelle de la SLA déduite de la somme des données stériques et de masse est bien corrélée à celle obtenue à partir des données altimétriques, quelle que soit la région considérée. Le signal annuel représente une part importante de la variabilité totale observée et le différents jeu de données semblent être en bon accord. Dans ce paragraphe, le cycle annuel est isolé et les différents termes du bilan sont comparés.

Dans la partie 4.1, la comparaison des données altimétriques et stériques a mis en évidence que le signal stérique n'est pas, à lui seul, suffisant pour expliquer le cycle annuel observé par l'altimétrie, tant pour l'amplitude que pour la forme de ce signal. Comment la situation évolue-t-elle si la composante de masse de l'océan est prise en compte pour l'évaluation du cycle annuel ?

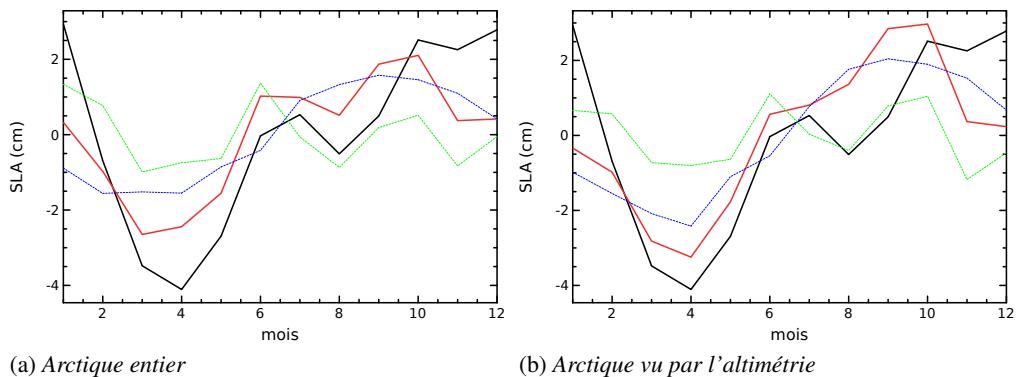


FIG. 4.12 – Cycle annuel de la SLA altimétrique (en noir), de l'effet stérique (en bleu), de la masse de l'océan (en vert) et de la somme des termes de masse et stérique (en rouge). Le cycle annuel est évalué dans l'Océan Arctique sur (a) la plus grande région disponible pour chaque terme et (b) uniquement sur la région observée par l'altimétrie

La figure 4.12 représente le cycle annuel estimé sur la période 2003–2009 pour la SLA altimétrique et pour ses composantes. Le signal stérique représente une faible part de l'amplitude du signal altimétrique, confirmant ainsi les résultats de la partie 4.1. La composante de masse, prise de manière indépendante montre elle aussi une amplitude faible de l'ordre de 2 cm seulement associée à une variabilité intra-annuelle complexe. Par contre, en additionnant les effets stériques et les effets de masse, le cycle annuel obtenu présente un bien meilleur accord avec l'altimétrie.

Le cycle annuel ainsi obtenu présente une amplitude légèrement supérieure à 4 cm, toujours inférieure à celle des données altimétriques qui s'élève à près de 7 cm. Mais le cycle annuel obtenu en sommant le terme de masse et le terme stérique montre une variabilité intra-annuelle qui correspond mieux au signal altimétrique. Le minimum est atteint en Mars-Avril pour les deux courbes. Concernant le maximum, il est atteint en Octobre pour la somme et seulement en Janvier pour l'altimétrie, le mois de Janvier correspond également au maximum pour la masse de l'océan. Comme l'altimétrie, la somme du terme stérique et de l'effet de masse passe bien

par un maximum local en Juin-Juillet. C'est la masse de l'océan, qui connaît un pic en Juin qui en est responsable.

En limitant les moyennes à chaque pas de temps à la région effectivement observée par l'altimétrie, les signaux annuels sont modifiés et représentés sur la figure 4.12b. Les amplitudes obtenues sont respectivement de 7 cm pour l'altimétrie et de 6.2 cm pour la somme du terme de masse et du terme stérique, soit une réduction de 70% de la différence des amplitudes par rapport aux signaux estimés sur la plus grande région disponible. Les amplitudes du cycle annuel stérique et de la masse sont modifiées par cette sélection régionale. Celle du cycle annuel stérique passe de 3 cm à près de 4.5 cm, tandis que celle du signal de masse passe de 2 cm à près de 4 cm.

Le minimum de la SLA est atteint au mois d'Avril pour l'altimétrie, le stérique et la somme du stérique et de la masse. Par contre le décalage de la position du maximum subsiste, il est toujours atteint en Octobre pour la somme de la masse et du stérique, soit un décalage de trois mois par rapport à l'altimétrie. Concernant la variabilité intra-annuelle, la série représentant la somme de la masse et du stérique ne passe plus par un maximum local en Juin/Juillet. La composante de masse voit toujours un pic en Juin suivi d'une baisse mais l'augmentation de la contribution stérique masque cet effet dans la somme. Cependant la courbe montre toujours une inflexion à cette période de l'année.

VARIABILITÉ INTER-ANNUELLE

Les tendances sur l'ensemble de la période, ainsi que les signaux annuels ont été étudiés dans les deux paragraphes précédents. Dans cette partie, c'est la variabilité inter-annuelle qui est isolée. La figure 4.13 présente les séries temporelles obtenues à partir de celle de la figure 4.11 après avoir enlevé la tendance à chaque série et retiré les signaux dont la période est inférieure à une année. Ce traitement permet de ne conserver que la variabilité inter-annuelle. Les séries représentées sont calculées par moyennage des données sur la région observée par l'altimétrie à chaque pas de temps.

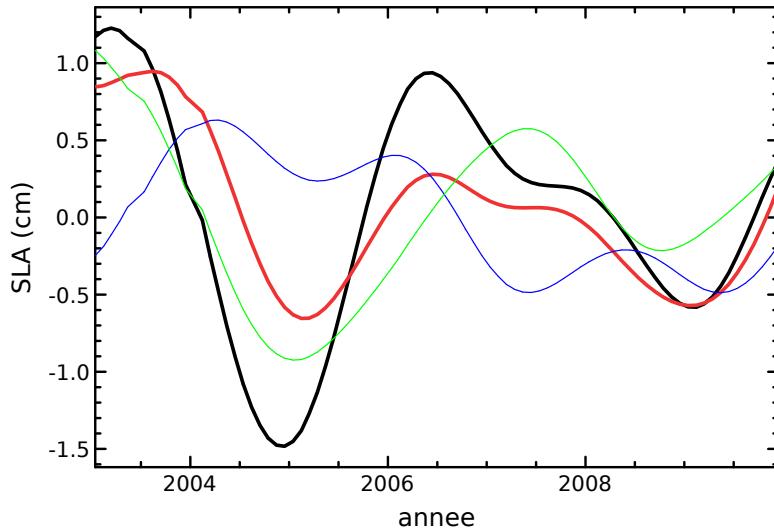


FIG. 4.13 – Séries temporelles de la SLA altimétrique (en noir), de la composante stérique (en bleu), de la composante de masse (en vert) et de la somme de ces deux dernières (en rouge). La tendance et les signaux dont la période est inférieure à un an ont été retirés.

La figure montre qu'il y a un bon accord entre la variabilité inter-annuelle observée par l'altimétrie et celle déduite des données GRACE de masse de l'océan et de la hauteur stérique. L'amplitude de la variabilité altimétrique est plus importante avec un écart-type des données de

0.7 cm contre 0.5 pour la somme du stérique et de la masse. La corrélation entre les deux séries est bonne ($r = 0.76$) mais l'écart-type des différences reste élevé avec 0.5 cm.

Sur la première partie de la période, 2003–2005, la SLA altimétrique présente une grande oscillation, depuis des valeurs positives début 2003, elle descend continument jusqu'à la fin de l'année 2005. Sur cette première partie de la période étudiée, la somme des composantes stérique et de masse connaît une variabilité comparable, principalement sous l'effet des variations de masse, mais légèrement décalée dans le temps. Sur le reste de la période, les variabilités observées sont similaires et en phase.

4.2.3 ÉTUDE DE LA DISTRIBUTION SPATIALE

Jusqu'à maintenant, le bilan régional du niveau moyen de la mer dans l'Arctique n'a été évoqué qu'à partir des moyennes régionales des différents termes de l'équation. Comment les différences observées se répartissent-elles dans la région ? Pour répondre à ces questions, ce sont les cartes plutôt que les séries temporelles qui sont étudiées dans cette partie.

TENDANCES

La carte des tendances de la SLA dans l'Océan Arctique, estimée à partir des grilles altimétriques retraitées est représentée sur la figure 4.14a, elle est très largement différente de celle estimée sur la plus longue période 1993–2009 (voir la figure 3.8), l'intégralité du bassin Arctique connaît une baisse de la SLA, à l'exception de la région du gyre de Beaufort et d'une petite zone en mer de Sibérie Orientale.

La carte des tendances de la somme de la hauteur stérique et de la masse de l'océan, estimée sur la même période et sur les mêmes points de grilles est représentée sur la figure 4.14b. Celle-ci présente quelques structures qui sont similaires à celles présentes sur la carte altimétrique. C'est par exemple le cas du gyre de Beaufort, mais aussi d'un dipôle Est–Ouest dans le Pacifique Nord. Par contre la carte de la figure 4.14b est marquée par un fort signal négatif autour du Groenland, qui n'est pas du tout présente sur la carte des tendances altimétriques.

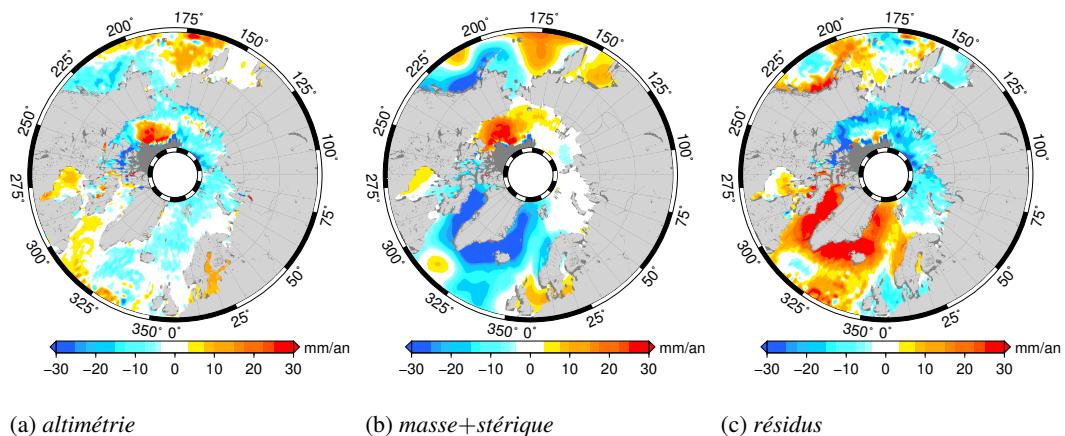


FIG. 4.14 – Cartes des tendances de la SLA sur la période 2003–2009 estimées à partir (a) des données altimétriques, (b) de la somme des effets stériques et de masse, et (c) des différences entre les deux

La carte des tendances des différences est présentée sur la figure 4.14c. Les tendances dont les valeurs sont comprises entre -3.5 et 3.5 mm/an, soit la valeur de l'incertitude systématique sur les tendances altimétriques évaluée sur la période 2003–2009, sont représentées en blanc. En dépit des quelques similitudes remarquées entre les cartes 4.14a et 4.14b, la carte de la figure 4.14c montre que presque partout, les tendances des différences sont très importantes.

Même dans la région du gyre de Beaufort, qui apparaît comme cohérente entre l'altimétrie et la somme du stérique et de la masse, des amplitudes et positions pas exactement identiques se traduisent par un signal important sur la carte des différences.

Le fort signal observé dans les données autour du Groenland se retrouve logiquement sur la carte des différences. Ce signal provient des données gravimétriques GRACE uniquement et plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer ce phénomène. D'une part il est possible que ce soit le résultat de la pollution des mesures océaniques réalisées par le satellite par l'importante perte de masse de la calotte glaciaire du Groenland, en dépit de la procédure appliquée pour limiter cet effet lors du traitement des données. D'autre part, des effets d'une telle perte de masse sont effectivement attendus sur la niveau de la mer sous l'effet de modifications gravitationnelles (Tamisiea et Mitrovica, 2011, Bamber et Riva, 2010) : la perte de masse du Groenland induit une diminution de l'attraction que cette masse opère sur l'océan alentour, il en résulte un retrait de la mer et une diminution relative du niveau de la mer en champ proche. En l'absence de série marégraphique disponible dans la région et sur toute la période, il est difficile de valider une de ces hypothèses plutôt qu'une autre. Le fait d'exclure cette zone autour du Groenland des analyses régionales ne permet pas d'améliorer l'adéquation de la tendance de la somme de la masse et des effets stériques avec celle mesurée par l'altimétrie.

SIGNAL ANNUEL

En moyenne régionale, le cycle annuel observé par l'altimétrie dans l'Océan Arctique est bien reproduit par la somme de la hauteur stérique et de la masse de l'océan. Le même accord est-il atteint concernant la distribution spatiale des caractéristiques de ce cycle annuel ?

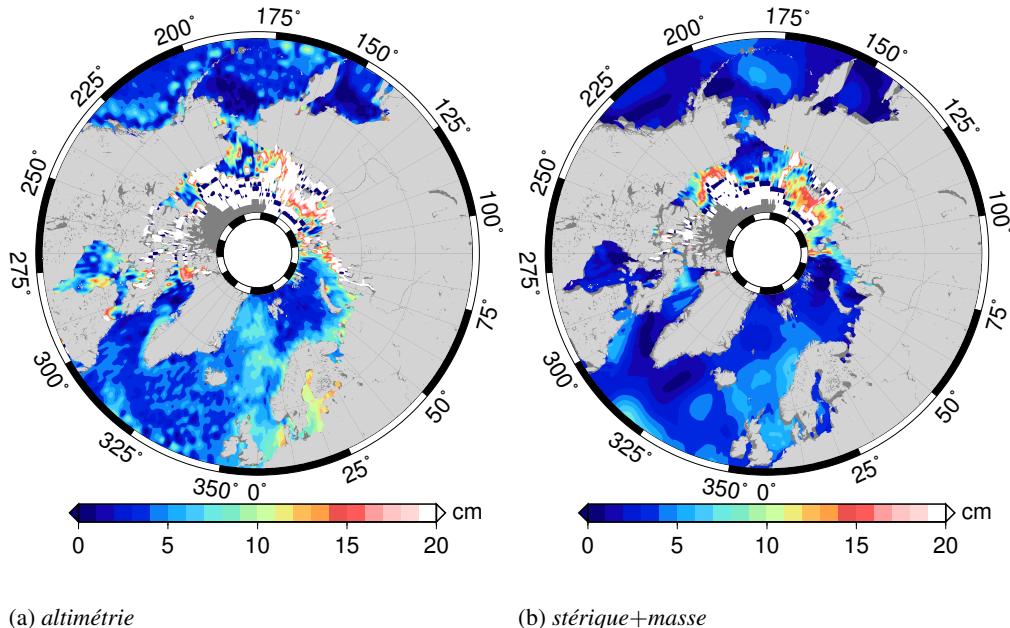


FIG. 4.15 – Cartes de l'amplitude du signal annuel estimée par un ajustement aux moindres carrés appliqués aux grilles mensuelles altimétriques (a) et de la somme de la hauteur stérique et de la masse sur la région observée par l'altimétrie à chaque pas de temps (b)

Les cartes de l'amplitude du signal annuel sont représentées sur la figure 4.15 pour l'altimétrie 4.15a et pour la somme des hauteurs stériques et de la masse 4.15b, ramenées à la même couverture spatiale et temporelle que les données altimétriques. Du fait de cet échantillonnage spatial partiel dans l'intérieur du bassin, des amplitudes très importantes et irréalistes sont ob-

servées dans une large portion de l'Arctique sur les deux cartes. D'une manière générale, les cartes altimétriques montrent des structures spatiales mieux définies, conséquence d'une résolution spatiale des données meilleure que celle de GRACE ($\approx 400\text{km}$) ou du stérique.

Dans le reste du bassin l'amplitude du signal annuel est en général plus faible pour la somme de la composante de masse et de la hauteur stérique que pour les données altimétriques. Dans les deux cas la mer de Barents est une région où l'amplitude est faible. En mer de Norvège, les amplitudes altimétriques sont sensiblement plus importantes ($\approx 8 - 10\text{cm}$), ce qui est également observé sur la carte 4.15b. Par contre les mêmes amplitudes sont mesurées en mer du Groenland sur la carte 4.15a mais par sur la carte 4.15b.

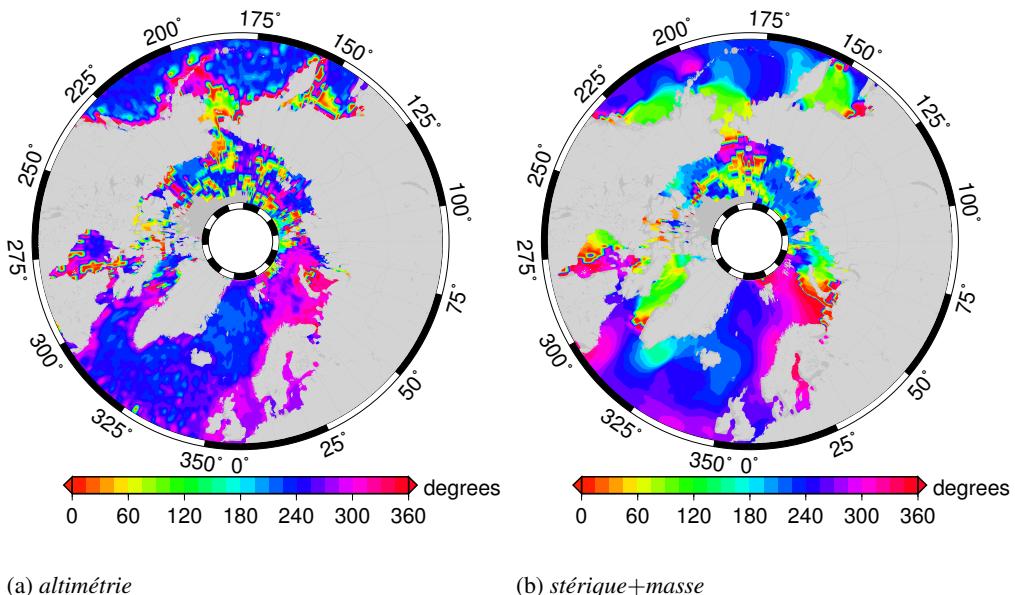


FIG. 4.16 – Cartes de la phase du signal annuel estimée par un ajustement aux moindres carrés appliqués aux grilles mensuelles altimétriques (a) et de la somme de la hauteur stérique et de la masse sur la région observée par l'altimétrie à chaque pas de temps (b)

Pour la phase du signal annuel, les cartes correspondantes sont présentées sur la figure 4.16, pour les données altimétriques 4.16a et pour la somme de la hauteur stérique et de la masse de l'océan 4.16b.

La brusque modification de la phase du signal annuel entre la mer de Norvège et la mer de Barents observée par l'altimétrie est également présente sur la carte 4.16b. C'est également le cas d'un changement de phase similaire entre le large et la côte en mer de Norvège.

La région du détroit de Bering montre aussi des comportements cohérents entre les deux évaluations indépendantes de la SLA. Dans le Pacifique Nord, la phase est proche de 240° , elle se décale progressivement pour atteindre 60° au niveau du détroit.

RÉSUMÉ

Les résultats de l'étude du bilan de la hausse du niveau moyen de la mer régional dans l'Océan Arctique sont mitigés. La prise en compte des variations de la masse de l'océan en plus des effets stériques aboutit à une variabilité régionale qui est en meilleur accord avec l'altimétrie en termes d'amplitude que le stérique seul.

En terme de tendances à long-terme, une première évaluation utilisant pour chaque type de données la plus grande zone observée à chaque pas de temps fournit un très bon accord. Mais la limitation spatiale du moyennage à la région effectivement observée par l'altimétrie conduit à

reconsidérer cette constatation initiale puisque la différence entre les tendances augmente alors. En réalité, la période disponible, associée aux erreurs potentielles importantes qui pèsent sur les données dans cette région, tant sur l'altimétrie que sur la gravimétrie (impact des variations de masse continentales) et les données stériques (faible échantillonnage de l'Arctique Russe), est trop courte pour pouvoir estimer les tendances avec un niveau d'incertitude suffisamment faible.

En revanche, le signal annuel altimétrique est correctement expliqué. C'est le cas en moyenne régionale, où la réduction à la zone observée par l'altimétrie améliore l'accord, et dans une certaine mesure pour la distribution spatiale. Des caractéristiques spatiales du signal annuel sont en effet bien reproduites. L'accord est également bon en ce qui concerne la variabilité inter-annuelle. À cette échelle, l'apport du terme de masse est important puisque l'effet stérique seul n'explique qu'une faible part de la variabilité inter-annuelle (voir la partie 4.1).

4.3 DE LA VARIABILITÉ ATMOSPHÉRIQUE INTER-ANNUELLE DOMINANTE DANS L'ARCTIQUE RUSSE ?

Dans le chapitre 3, partie 3.1 de forts niveaux de variance de la SLA sont identifiées dans les régions côtières de l'Arctique Russe et dans la mer de Sibérie Orientale en particulier. Cette caractéristique à nouveau observée dans la partie 3.4 dédiée à la description de la variabilité inter-annuelle.

En mer de Sibérie Orientale, la transition entre la zone côtière où la variance de la SLA est forte et le large, où celle-ci est plus faible, à lieu au niveau de talus continental. La corrélation avec l'évolution du relief sous-marin peut faire penser à une erreur, du modèle de marée par exemple qui ne parviendrait pas à modéliser correctement l'interaction des ondes de marée avec la bathymétrie. Cependant l'analyse de la variabilité inter-annuelle suggère que des effets atmosphériques pourraient expliquer une partie de cette variabilité.

Ce signal observé par l'altimétrie est-il une erreur ou bien la signature d'une véritable variabilité physique de l'Océan Arctique côtier, différente de l'océan hauturier ?

4.3.1 VARIABILITÉ ALTIMÉTRIQUE

Le premier mode du bassin entier est analysé (figure 3.28a), expliquant 22% de la variance totale du signal, il présente une variabilité concentrée le long des côtes de l'Arctique Russe et Européen. De plus la composante principale associée à ce premier mode de variabilité est corrélée ($r = 0.55$) à l'indice de l'Oscillation Arctique (AOI, Thompson et Wallace (1998)). Une telle corrélation suggère que les forçages atmosphériques seraient responsables d'une partie, importante, de la variabilité inter-annuelle de la SLA altimétrique dans l'Océan Arctique.

En effet l'AOI est calculé en projetant les champs de hauteur géopotentielle à 1000 hPa sur le mode principal de l'Oscillation Arctique. Ce dernier correspondant au premier mode issu de la décomposition en EOF des champs mensuels de la hauteur géopotentielle à 1000 hPa sur la période 1979–2000. Il s'agit donc d'un indicateur purement atmosphérique qui mesure l'intensité du vortex polaire.

Dans la partie 3.4, la tendance régionale moyenne avait été retirée aux grilles mensuelles avant l'analyse en EOF pour isoler la variabilité inter-annuelle de l'effet de la tendance. Si l'ensemble du signal à basse fréquence est conservé, c'est à dire si la tendance n'est pas retirée avant l'analyse, alors le premier mode obtenu est présenté en figure 4.17.

Ce premier mode explique presque 30% de la variance totale du signal. La distribution spatiale des zones de forte et de faible variabilité est similaire à celle du premier mode évaluée sans la tendance moyenne (figure 3.28a) : la variabilité est concentrée le long des côtes de l'Arctique Russe et plus particulièrement en mer de Sibérie Orientale. La composante principale associée est encore plus fortement corrélé à l'AOI ($r = 0.78$), ce qui renforce la présomption que cette variabilité inter-annuelle est d'origine atmosphérique.

Une variabilité du niveau moyen de la mer dans l'Océan Arctique en réponse à des forçages atmosphériques est attendue. Par exemple elle est prévue par le modèle développé par Proshutinsky et Johnson (1997) et remarquée dans les séries temporelles marégraphiques analysées par (Pavlov, 2001) ou (Proshutinsky *et al.*, 2001). Mais les données utilisées dans ces études n'étaient pas corrigées des effets des forçages atmosphériques (baromètre inverse notamment) sur le niveau de la mer, au contraire de l'altimétrie utilisée ici.

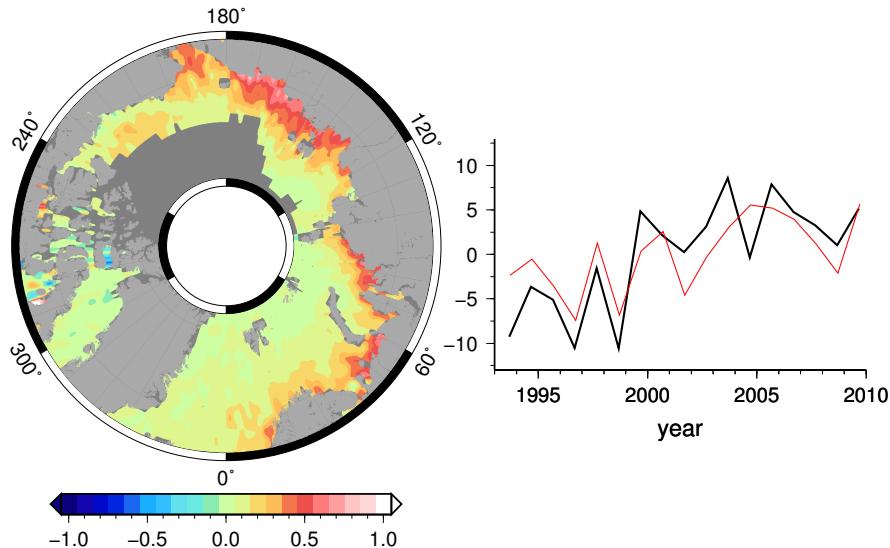


FIG. 4.17 – Distribution spatiale du premier mode de variabilité de la décomposition en EOF des champs de la SLA altimétrique en Septembre, la composante principale associée est représentée par la courbe noire, l'AOI en Septembre est également représenté en rouge

4.3.2 EFFETS ATMOSPHÉRIQUES DANS L'ALTIMÉTRIE

Dans le traitement des données altimétriques, certains effets du forçage atmosphérique sur les SLA sont corrigés. Il s'agit du baromètre inverse et de la correction d'atmosphère dynamique. Ces contributions à la SLA sont corrigées pour permettre l'étude de la dynamique océanique.

BAROMÈTRE INVERSE

La correction du baromètre inverse permet de tenir compte de l'effet statique de la pression atmosphérique sur la SSH mesurée par l'altimètre (Wunsch et Stammer, 1997). Cette réponse de l'océan est locale : sous l'effet d'une forte pression atmosphérique, la colonne d'eau qui subit cette pression est comprimée et sa hauteur diminue. L'effet inverse est obtenu dans le cas d'une dépression atmosphérique.

L'impact de la pression atmosphérique sur la SSH est estimé par la formule 4.1

$$\Delta h_{IB} = -9.948 \times (P - 1013.3) \quad (4.1)$$

où Δh_{IB} est la variation de hauteur due au baromètre inverse exprimée en mm et P la pression au niveau de la mer exprimée en hPa.

Cet effet de la pression est retiré aux données altimétriques, et ne devrait donc pas être observé dans les mesures de la SLA. Pour estimer cet effet dans l'Océan Arctique et le comparer à la variabilité inter-annuelle observée par l'altimétrie, les champs de pression au niveau de la mer issus de la réanalyse NCEP/NCAR sont décomposées en EOFs. Afin d'assurer la cohérence avec les données altimétriques, ce sont les champs mensuels en Septembre sur la période 1993–2009 qui sont analysés.

Le premier mode obtenu est représenté sur la figure 4.18. Ce mode représente presque 40% de la variance totale du signal, et c'est le seul des dix premiers modes calculées à avoir une corrélation significative avec l'AOI. Par construction, une bonne corrélation entre la composante principale et l'AOI, celle-ci est effectivement observée ($r = 0.8$).

Ce premier mode, s'il ne correspond pas exactement à la correction du baromètre inverse, y est directement relié par l'équation 4.1. Si la composante principale du premier mode de

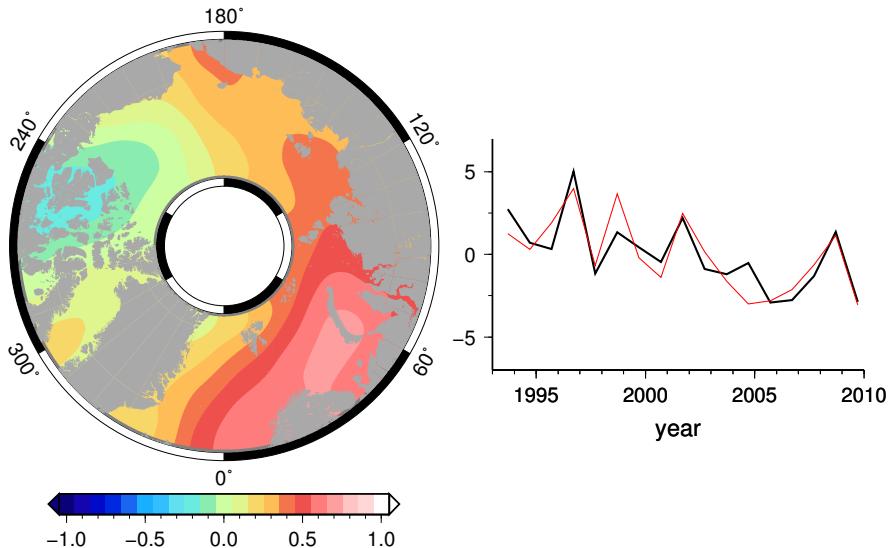


FIG. 4.18 – Distribution spatiale du premier mode de variabilité de la décomposition en EOF des champs de pression au niveau de la mer NCEP/NCAR en Septembre, la composante principale associée est représentée par la courbe noire, l'AOI en Septembre est également représenté en rouge ($\times - 1$)

pression varie bien comme la composante principale du premier mode de la SLA ($r = 0.78$), la distribution spatiale est très différente entre les deux données. Pour la pression, le centre d'action principal est situé sur la mer de Barents alors qu'il est en mer de Sibérie Orientale pour la SLA.

Cette différence permet de vérifier que ce n'est pas le baromètre inverse qui explique la variabilité des champs de la SLA altimétrique. Un résultat attendu puisque son effet est corrigé dans les mesures altimétriques.

CORRECTION D'ATMOSPHÈRE DYNAMIQUE

Mais la réponse de la SLA aux forçages atmopshériques ne se résume pas au seul effet statique du baromètre inverse : le vent et les effets de la pression induisent également une réponse dynamique de l'océan, qui peut être dominante dans certaines régions et à certaines échelles temporelles en particulier aux hautes fréquences (e.g. Carrere (2003)). De plus ces hautes fréquences sont, comme la marée, aliasées à des périodes beaucoup plus longues par l'échantillonnage temporel réalisé par les missions altimétriques.

Dans les traitements altimétriques globaux et les retraitements régionaux mis en œuvre au cours de cette thèse, c'est le modèle MOG2D (Carrère et Lyard, 2003) qui est utilisé pour calculer et corriger la SLA de la haute fréquence de la réponse de l'océan à la pression atmosphérique et au vent. Les sorties du modèles sont filtrées pour ne conserver que les signaux dont la période est inférieure à 20 jours et sont ensuite utilisées pour la correction de l'altimétrie. Cette limite en période découle du choix des orbites des missions de référence (TOPEX/Poseidon, Jason-1 et Jason-2) dont le cycle de 10 jours ne permet pas de résoudre les signaux inférieurs à 20 jours. Dans l'Arctique, les données proviennent principalement des missions ERS-1, ERS-2 et Envisat dont le cycle de 35 jours ne permet pas de résoudre les signaux dont la période est inférieure à 70 jours. Une situation qui est encore modifiée pour les données de la mission GeoSat Follow-On. Dans un souci de cohérence entre les différentes missions les données sont corrigées de la seule haute fréquence (périodes inférieures à 20 jours) du modèle MOG2D.

Ici c'est l'effet inter-annuel, et donc à basse fréquence, de la variabilité de la SLA liée aux forçages atmosphériques qu'il faut étudier. Les sorties du modèle MOG2D (le pas de temps du

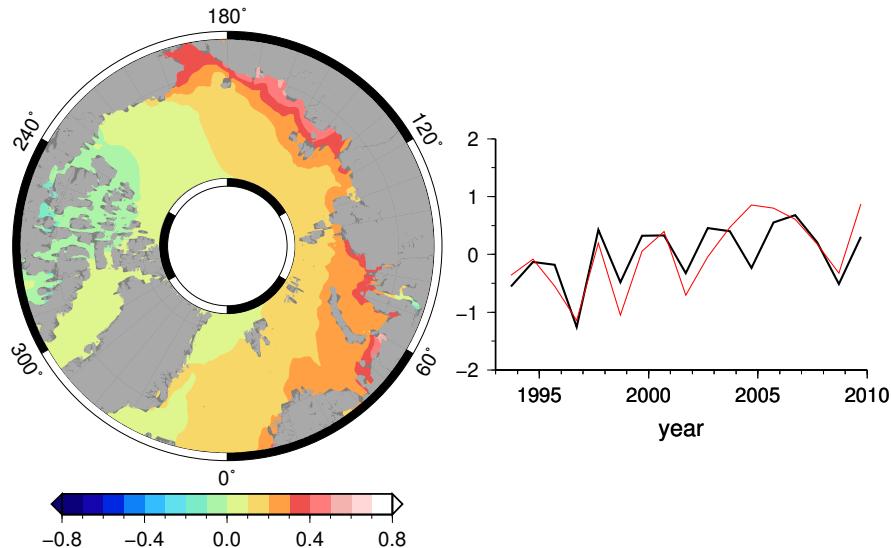


FIG. 4.19 – Distribution spatiale du premier mode de variabilité de la décomposition en EOF des champs de la basse fréquence de la réponse de l’océan au vent en Septembre, la composante principale associée est représentée par la courbe noire, l’AOI en Septembre est également représenté en rouge

modèle est de six heures) sont filtrées pour conserver uniquement les signaux dont la période est supérieure à 20 jours, c'est-à-dire la partie de la réponse de l'océan au vent qui n'est pas corrigée dans les données altimétriques. À partir de ces grilles basse-fréquence, les moyennes mensuelles sont construites et les champs en Septembre sont analysés en EOF pour assurer la cohérence de l'analyse avec celle de l'altimétrie.

Le premier mode de la variabilité des moyennes en Septembre de la basse fréquence de la réponse de l'océan au forçage par le vent modélisé par MOG2D dans l'Océan Arctique, ainsi que la composante principale associée sont représentés sur la figure 4.19. Ce premier mode explique 44% de la variance totale du signal. La corrélation avec l'AOI est bonne ($r = 0.77$).

La figure 4.19 montre que la distribution spatiale de ce mode est similaire à celle du premier mode altimétrique. En effet les mêmes centres d'actions sont retrouvés : la mer de Sibérie Orientale et dans les zones côtières des mers de Barents et de Kara.

4.3.3 VARIABILITÉ FORCÉE PAR LE VENT

Les investigations menées dans cette partie permettent de proposer un mécanisme pour expliquer, au moins en partie, la variabilité inter-annuelle détectée dans les champs de la SLA altimétrique en Septembre. La composante principale associée au premier mode de la variabilité de l'altimétrie présente une corrélation importante avec l'AOI, un indice purement atmosphérique, qui suggère que la variabilité observée est reliée aux forçages atmosphériques. Dans l'altimétrie, certains effets de l'atmosphère sur la SLA sont corrigés par le baromètre inverse et la correction d'atmosphère dynamique. La variabilité observée dans l'altimétrie pourrait donc provenir d'une erreur dans l'une ou l'autre de ces corrections.

Concernant l'effet du baromètre inverse, la distribution spatiale obtenue par l'analyse en EOF montre une variabilité de grande échelle qui ne correspond pas à celle observée par l'altimétrie et conduit donc à exclure cet effet comme source possible de la variabilité observée.

À l'inverse, l'étude de la partie basse fréquence de la réponse de l'océan au vent modélisée par le modèle Mog2d montre une variabilité proche de la variabilité altimétrique. Les distributions spatiales respectives sont représentées sur les figures 4.17 et 4.19 et les composantes

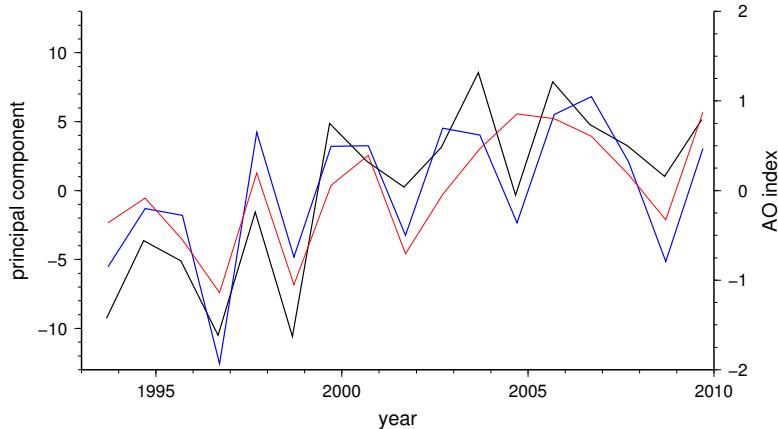


FIG. 4.20 – Composantes principales associées au premier mode de variabilité inter-annuelle des champs moyens en Septembre de la SLA altimétrique (en noir), de la basse fréquence de la réponse de l’océan au vent (en bleu), l’index de l’Oscillation Arctique est représenté en rouge

principales associées à ces modes sont comparées entre elles sur la figure 4.20. Entre les deux composantes principales, la corrélation atteint une valeur supérieure à 0.8.

C'est la partie basse fréquence de la réponse de l'océan au vent qui a été analysée, celle-ci n'est pas corrigée dans les mesures altimétriques puisqu'elle représente une variabilité physique véritable que l'altimétrie est capable de résoudre. L'obtention de variabilités inter-annuelles similaires, en distribution spatiale comme en évolution temporelle, indique que ce qu'observe l'altimétrie n'est pas une erreur mais plutôt la réponse dynamique à basse-fréquence de l'océan aux forçages par le vent et la pression. Une réponse dont le modèle Mog2d parvient bien à rendre compte. Proshutinsky et Johnson (1997) proposent un mécanisme général pour la réponse de l'océan au vent dans l'Océan Arctique (voir la figure 1.35), l'interaction avec la bathymétrie pouvant expliquer les spécificités spatiales observées.

Il faut cependant noter que la variabilité du modèle MOG2D ne permet pas d'expliquer la totalité du signal observé par l'altimétrie. En effet, en un point de grille et un pas de temps donné, la contribution du mode considéré à la SLA totale est obtenue en multipliant la valeur du mode à la même position par la valeur de la composante principale associée au pas de temps correspondant. Étant données les échelles des figures 4.17 et 4.19, le modèle montre donc une variabilité inférieure à celle de l'altimétrie.

Plusieurs explications peuvent être formulées pour expliquer cette différence d'amplitude. Il est possible que des erreurs subsistent dans les données altimétriques et conduisent à ces niveaux de variabilité importants. Le modèle peut également être questionné : la bathymétrie est mal connue dans ces régions, la présence de glace de mer peut compliquer la modélisation. En outre, MOG2D est un modèle barotrope et il ne permet pas de prendre en compte d'éventuels effets barocliniques pouvant avoir, eux aussi, un impact sur la SLA altimétrique.

Ce résultat est important car il valide les traitements altimétriques : les zones de forte variabilité observées dans les grilles altimétriques (voir la figure 3.2) ont, pour partie au moins de la variabilité observée, une explication physique. Ce ne sont donc pas seulement des artefacts des erreurs de l'altimétrie dans l'Océan Arctique, erreurs qui ne sont cependant pas négligeables et peuvent également expliquer une partie de cette variance.

SYNTHESE

Dans ce chapitre des données complémentaires aux mesures altimétriques sont analysées pour tenter d'expliquer la variabilité du niveau moyen de la mer altimétrique dans l'Océan Arctique.

Dans un premier temps ce sont les données de température et de salinité du jeu de données EN3 (Ingleby et Huddleston, 2007) qui sont exploitées pour calculer une série de cartes régionales de la hauteur stérique sur la période 1993–2009. Il apparaît qu'à toutes les échelles climatiques considérées dans cette thèse (cycle annuel, variabilité inter-annuelle et tendances à long-terme), les effets stériques n'expliquent qu'une faible part de la variabilité observée par l'altimétrie, même si la distribution spatiale des signaux est similaire dans certaine région. Cette analyse permet également de mettre en évidence l'importance des variations halostériques et donc de la salinité dans l'intérieur du bassin Arctique par rapport à l'influence de la température.

Sur la période 2003–2009, la mission gravimétrique GRACE fournit une information sur la variation de la masse de l'océan. Les trois termes du bilan du niveau de la mer peuvent alors être évalués de manière indépendante et comparés. Pour les tendances à long-terme, le bilan est loin d'être équilibré mais la période est très courte et ne permet pas réellement de calculer des tendances fiables à l'échelle d'un région comme l'Océan Arctique où les erreurs affectant tous les types de données sont grandes. En revanche pour le cycle annuel et la variabilité inter-annuelle le terme de masse, ajouté aux effets stériques permet de rattraper les niveaux de variabilité observés par l'altimétrie.

Enfin l'origine des hauts niveaux de variance de la SLA altimétrique observés dans l'Arctique est explorée. Pour expliquer cette distribution spatiale, un mécanisme impliquant la basse fréquence de la réponse de la SLA au vent est proposé. Un tel mécanisme permet de relier la variabilité inter-annuelle du niveau moyen de la mer le long des côtes de la Russie à l'Oscillation Arctique.

Certains des résultats présentés dans ce chapitre ont été repris dans une publication soumise au journal *Ocean Science*. Cet article est reproduit en annexe D

CONCLUSIONS & PERSPECTIVES

Le niveau de la mer est un indicateur essentiel des changements que connaissent actuellement plusieurs composantes du système climatique. Depuis Octobre 1992 et le lancement de la mission TOPEX/Poseïdon, l'altimétrie spatiale permet d'observer quasi-globalement et avec une grande précision la hausse du niveau de la mer estimée à 3 mm/an en moyenne globale. Cette hausse est pratiquement expliquée par des évaluations indépendantes des différentes contributions au bilan : variations de volume dues au réchauffement de l'océan et variations de masse résultant de la fonte des glaces continentales principalement.

La région Arctique et son océan sont le siège de changements climatiques rapides dont le plus visible est la diminution rapide de la banquise. Dans le cadre d'un environnement rapidement changeant, la connaissance des variations du niveau de la mer permettrait une meilleure connaissance de l'état de l'océan. L'altimétrie spatiale est actuellement le moyen de mesure privilégié du niveau de la mer. Pourtant il n'a été que très peu utilisé aux hautes latitudes et pour l'étude de l'Océan Arctique, et les caractéristiques de la variabilité du niveau de la mer y sont encore mal connues.

L'objectif de ce travail de thèse était d'exploiter les données altimétriques aux hautes latitudes pour y étudier la variabilité du niveau de la mer dans l'Océan Arctique aux échelles climatiques.

Dans un premier temps, les erreurs de l'altimétrie aux hautes latitudes sont décrites, en s'appuyant sur un jeu de données global et les traitements qui y sont associés. Certaines des erreurs décrites sont inhérentes à toute étude altimétrique régionale, d'autre sont spécifiques aux hautes latitudes. En particulier, la présence de glace de mer dont l'extension varie au cours du temps est une limitation importante pour l'altimétrie spatiale :

- il n'existe pas de méthode de traitement des échos radar sur glace avec un niveau de précision suffisant pour des applications climatiques,
- en champ proche, la glace de mer impacte les mesures instrumentales de l'altimètre et du radiomètre,
- certaines corrections géophysiques sont dégradées, en particulier la correction de marée du fait de la présence de glace difficile à prendre en compte dans les modèles.

Il en résulte que la capacité des produits globaux à observer les hautes latitudes est faible et que les données qui y sont récupérées sont dégradées.

En réponse à ces constats, un retraitement régional des données altimétriques est mis en œuvre. Ce retraitement tire parti de l'étude des erreurs en modifiant certains traitements pour améliorer la qualité des données. En particulier, le calcul de la SLA à partir des mesures altimétriques est modifié et privilégie l'utilisation de modèles plus performants pour certaines corrections. Les différentes missions utilisées sont raccordées à l'échelle régionale à la mission de référence TOPEX/Poseïdon, réduisant ainsi l'impact de différences géographiquement corrélées entre les missions et permettant d'assurer une meilleure stabilité dans le temps, capitale pour l'estimation de signaux climatiques. La cartographie sur une grille régulière est également améliorée pour assurer une meilleure observation de la zone. Un jeu de 887 cartes hebdomadaires est ainsi généré, pour toutes les latitudes entre 50°N et 82°N et couvrant la période 1993–2009.

L'analyse des données effectuée au cours de cette thèse établit que les mesures de l'altimétrie spatiale présentent un intérêt important pour l'étude du niveau de la mer dans la région Arctique.

Le jeu de données traité fournit ainsi une base pour la description de la variabilité climatique du niveau de la mer dans l'Océan Arctique. Différentes échelles temporelles sont considérées et étudiées : le cycle annuel, la variabilité inter-annuelle et les tendances à long-terme ; en moyenne régionale et à l'échelle locale.

Ainsi la hausse régionale du niveau de la mer dans l'Océan Arctique est estimée à 3.6 mm/an avec une incertitude s'élevant à 1.3 mm/an. Cette valeur, proche de la hausse moyenne globale ne permet pas d'établir qu'il existe une amplification Arctique pour le niveau de la mer comme pour la température. On propose aussi une carte des tendances qui met en évidence certains phénomènes connus comme l'accumulation d'eau douce dans le gyre de Beaufort. Une caractéristique cohérente avec différentes études utilisant des données altimétriques (Giles *et al.*, 2012) ou hydrographiques (Rabe *et al.*, 2011).

Le signal annuel est également étudié : malgré les difficultés d'estimation de ce signal dans un océan annuellement recouvert de glace, en moyenne régionale, la forme du signal annuel altimétrique est similaire à ce qui est rapporté dans la littérature, avec un maximum local atteint en Juin–Juillet. Sur la période considérée, les données marégraphiques disponibles sont en bon accord avec les mesures altimétriques avec toutefois une amplitude du cycle annuel systématiquement sous-estimée par l'altimétrie.

La variabilité inter-annuelle est également décrite, en moyenne régionale et en distribution spatiale par une décomposition en modes propres.

Enfin l'analyse de données complémentaires à l'altimétrie permet d'explorer les mécanismes de la variabilité du niveau moyen de la mer dans l'Océan Arctique.

Le calcul du niveau de la mer stérique est limité par le faible nombre de profils de température et de salinité disponibles aux hautes latitudes. D'une manière générale, la variabilité du niveau moyen de la mer stérique est plus faible que celle observée par l'altimétrie, suggérant que l'effet du terme de masse de l'océan est important aux hautes latitudes. Cependant, certaines des structures spatiales observées par l'altimétrie se retrouvent dans les données stériques. L'importance des variations de la salinité dans l'intérieur du bassin sur le niveau moyen de la mer est également mise en évidence.

Sur la dernière partie de la période étudiée, à partir de 2003, les mesures du satellite gravimétriques GRACE sont utilisées en plus des données stériques et comparées aux observations altimétriques pour étudier le bilan de la hausse du niveau moyen de la mer à l'échelle régionale. L'ajout du terme de masse de l'océan aux effets stériques permet de rattraper les niveaux de variabilité observés par l'altimétrie, notamment pour les échelles annuelles et inter-annuelles. Les données ne permettent pas d'établir un bilan cohérent pour les tendances. La période sur laquelle les données GRACE sont disponibles est relativement courte et les incertitudes associées sont donc grandes. De plus les données sont marquées par un très fort signal négatif autour du Groenland, résultant certainement d'une pollution des données océaniques par les variations de la masse continentale dans cette région.

Enfin, l'origine des forts niveaux de variabilité observées dans la zone côtière de l'Arctique Russe en particulier est explorée. La corrélation avec l'index d'Oscillation Arctique suggère que cette variabilité provient d'un effet atmosphérique. Une hypothèse confirmée par l'analyse de la réponse de la SLA aux forçages atmophériques modélisée par le modèle MOG2D, permettant de démontrer l'origine physique des variations des SLA mesurées par l'altimétrie.

PERSPECTIVES

Le travail mené au cours de cette thèse a permis de décrire les erreurs impactant la mesure altimétrique du niveau moyen de la mer aux échelles climatiques dans l’Océan Arctique, d’en corriger certaines et de caractériser certaines échelles de variabilité. Toutefois, c’est en travail en devenir, amené à évoluer dans le futur, de nombreuses questions ayant été soulevées sans qu’il ait toujours été possible d’y apporter des réponses satisfaisantes. Il me semble toutefois avoir établi l’importance de la connaissance des variations du niveau de la mer aux échelles climatiques dans cette région particulière, qui connaît cette année un nouveau record de réduction de la banquise.

Au niveau de la mesure altimétrique même, plusieurs pistes d’améliorations ont été évoquées, à différents niveaux de traitement :

- au niveau 1, les perspectives les plus intéressantes sont à attendre du développement des techniques de retracking qui permettront alors de récupérer des mesures de SLA précises dans des zones englacées de l’océan, s’affranchissant alors de la limitation en échantillonnage,
- au niveau 2, l’adaptation d’algorithmes développés pour les situations côtières à la région de la frontière avec la glace de mer et l’amélioration progressive des différents modèles utilisés pour corriger les données altimétriques, notamment les nouveaux modèles de marée tels que FES2012 promettent de réduire encore l’erreur sur les mesures altimétriques,
- au niveau 3, des améliorations sont attendues de l’amélioration des techniques de reclage des missions secondaires dans les zones où les missions de référence ne sont pas disponibles,
- au niveau 4, le raffinement des données utilisées *a priori* pour l’interpolation optimale, basées pour l’instant sur les traitements de référence permettra certainement des cartes plus fines, et utilisables pour la description des fines échelles de la SLA.

Toutes laissant entrevoir la possibilité de générer, de nouveau, un jeu de données amélioré et d’en déduire alors une estimation des signaux climatiques plus précise. L’incorporation de traitements Arctique, prenant appui sur les travaux réalisés pendant cette thèse, à la chaîne opérationnelle de traitement DUACS, fournit au travail entamé pendant cette thèse une continuité indispensable et permet d’espérer que de telles améliorations seront incorporées au fur et à mesure des prochaines études et de la publication de nouvelles corrections.

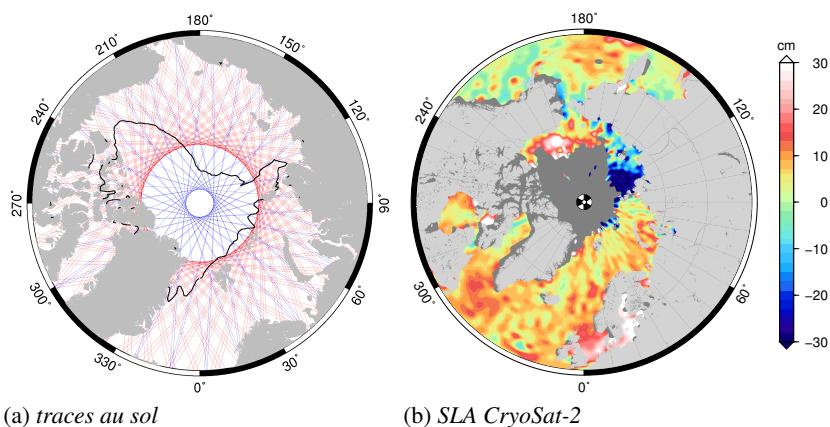


FIG. 4.21 – (a) une partie des traces au sol des mission Envisat (en rouge) et CryoSat-2 (en bleu), l’extension de la glace de mer en Septembre 2007 est superposée en noir et (b) carte de la SLA CryoSat-2 obtenue par moyennage des données le long de la trace sur la période du 16/09/2011 au 15/10/2011

L’étude de la variabilité climatique rend nécessaire d’avoir des séries temporelles les plus

longues et homogènes possibles. Avec la fin de la mission Envisat au mois d'Avril 2012, il n'y a maintenant plus de satellite altimétrique sur cette orbite, en attendant le lancement de la mission franco-indienne SARAL/AltiKa, prévu au dernier trimestre 2012.

Heureusement les hautes latitudes sont actuellement observées par la mission CryoSat-2, qui assure la continuité de la mesure. La mission CryoSat-2 lancée en Avril 2010 est dédiée dans l'Arctique à la mesure de la banquise mais ses données sur océan fournissent une information extrêmement précieuse en océanographie. L'immense apport de la mission CryoSat-2 c'est sa couverture spatiale qui permet l'observation jusqu'à 88°N. La figure 4.21a compare la couverture spatiale obtenue dans l'Océan Arctique par les mission Envisat et CryoSat-2. Le traitement des données CryoSat-2 sur océan est déjà en cours et permet d'obtenir des cartes de la SLA telles que celle présentée en figure 4.21b.

Enfin si l'Océan Arctique est un élément important du climat global, il est encore peu connu et observé. Cet état de fait peut bien sûr être expliqué par les conditions météorologiques difficiles. Le programme ARGO par exemple qui permet maintenant un suivi quasi global des conditions de température et de salinité des 2000 premiers mètres de l'océan est quasi absent aux hautes latitudes. Les données de température et de salinité y sont donc encore rares et limitent l'évaluation des effets stériques. Seul les données EN3 ont été utilisées lors de cette thèse, d'autres jeux de données existent mais sont affectés par les mêmes limitations (Henry *et al.*, 2012). Si l'intérêt scientifique de cette région est établi, il faut espérer qu'avec l'intérêt économique grandissant que représente l'Océan Arctique, cette situation puisse s'améliorer avec le temps.

BIBLIOGRAPHIE

- ABLAIN, M., CAZENAVE, A., VALLADEAU, G. et GUINEHUT, S. (2009a). A new assessment of the error budget of global mean sea level rate estimated by satellite altimetry over 1993–2008. *Ocean Science*, 5:193–201. 10, 62, 111, 112, 113
- ABLAIN, M., PRANDI, P., LOMBARD, A. et BRONNER, E. (2009b). Error estimation of the regional mean sea level trends from altimetry data. In *Oceanobs'09, Venice, Italy*. 62, 63
- ALTAMIMI, Z., COLLILIEUX, X., LEGRAND, J., GARAYT, B. et BOUCHER, C. (2007). ITRF2005 : A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters. *J. Geophys. Res.*, 112(B09401). 62
- ALTAMIMI, Z., SILLARD, P. et BOUCHER, C. (2002). ITRF2000 : A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications. *J. Geophys. Res.*, 107. 62
- AMANTE, C. et EAKINS, B. W. (2009). Etopo1 1 arc-minute global relief model : Procedures, data sources and analysis. Technical memorandum nesdis ngdc-24, NOAA. 133
- ANDERSEN, O. B. (2006). The andersen-06 global empirical ocean tide model. In *AGU WPGM 06*. 80
- ANDERSEN, O. B. (2010). The dtu10 gravity field and mean sea surface. In *Second international symposium of the gravity field of the Earth (IGFS2)*, Fairbanks, Alaska. 76
- ANDERSEN, O. B. et KNUDSEN, P. (2009). Dnsc08 mean sea surface and mean dynamic topography models. *Journal of Geophysical Research*, 114. 69, 75, 84
- ANDERSEN, O. B. et KNUDSEN, P. (2012). Wp2600–high latitudes. In *Sea Level CCI Selection Meeting*. 72, 83
- ANDERSSON, M., ORVIK, K. A., LACASCE, J. H., KOSZALKA, I. et MAURITZEN, C. (2011). Variability of the norwegian atlantic current and associated eddy field from surface drifters. *Journal of Geophysical Research*, 116(C08032):16 pp. 106
- BAHR, D. B., DYURGEROV, M. A. et MEIER, M. F. (2009). Sea-level rise from glaciers and ice caps : a lower bound. *Geophysical Research Letters*, 31. 19
- BAMBER, J. et RIVA, R. (2010). The sea level fingerprint of recent ice mass fluxes. *The Cryosphere*, 4:621–627. 161
- BARD, E., HAMELIN, B. et DELANGHE-SABATIER, D. (2010). Deglacial meltwater pulse 1b and younger dryas sea levels revisited with boreholes at tahiti. *Science*, 327:1235–1237. 8
- BECKLEY, B. D., ZELENSKY, N. P., HOLMES, S. A., LEMOINE, F. G., RAY, R. D., MITCHUM, G. T., DESAI, S. D. et BROWN, S. T. (2010). Assessment of the Jason-2 extension to the TOPEX/Poseidon, Jason-1 sea-surface height time series for global mean sea level monitoring. *Marine Geodesy*, 33(S1):447–71. 63, 85

- BECKLEY, B. D., ZELENSKY, N. P., LUTHCKE, S. B. et CALLAHAN, P. S. (2004). Towards a seamless transition from TOPEX/Poseidon to Jason-1. *Marine Geodesy*, 27:373–89. 63, 85
- BESZCZYNSKA-MOLLER, A., FAHRBACH, E., SCHAUER, U. et HANSEN, E. (2012). Variability in atlantic water temperature and transport at the entrance to the arctic ocean, 1997-2010. *Journal of Marine Science*. 44
- BINDOFF, N., WILLEBRAND, J., ARTALE, V., CAZENAVE, A., GREGORY, J. M., GULEV, S. et ET AL. (2007). *Climate change 2007 : The physical Science Basis*, chapitre Observations : ocean climate change and sea level, pages 385–432. Cambridge University Press. 12, 13, 19, 21
- BOUIN, M. N. et WÖPPELMANN, G. (2010). Land motion estimates from gps at tide gauges : a geophysical evaluation. *Geophysical Journal International*, 180:193–209. 123
- BRETHERTON, F. P., DAVIS, R. E. et FANDRY, C. B. (1976). A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to mode-73. *Deep Sea Research*, 23:559–582. 111
- BROWN, G. S. (1977). The average impulse response of a rough surface and its applications. *IEEE Trans. Antennas Propag.*, 25. 34
- CARMACK, E. C. (1990). *Large-Scale Physical Oceanography of Polar Oceans*. Academic Press Inc. 41
- CARRERE, L. (2003). *Etude et modélisation de la réponse haute fréquence de l'océan global aux forçages météorologiques*. Thèse de doctorat, Université Toulouse 3 - Paul Sabatier. 166
- CARRÈRE, L. et LYARD, F. (2003). Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing, comparison with observations. *Geophysical Research Letters*, 30(1275). 166
- CARTWRIGHT, D. E. et EDDEN, A. C. (1973). Corrected tables of tidal harmonics. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 33:253–264. 84
- CARTWRIGHT, D. E. et TAYLER, R. J. (1971). New computations of the tide-generating potential. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 23:45–74. 84
- CAZENAVE, A. et LLOVEL, W. (2010). Contemporary sea level rise. *Annual Review of Marine Science*, 2:145–172. 14, 15, 17, 18, 21, 22, 23, 145, 155
- CHAMBERS, D. (2006). Evaluation of new grace time-variable gravity data over the ocean. *Geophysical Research Letters*, 33(LI7603). 32, 155
- CHEN, J. L., WILSON, C. R., TAPLEY, B. D., FAMIGLIETTI, J. S. et RODELL, M. (2005). Seasonal global mean sea level change from satellite altimetry, grace and geophysical models. *Journal of Geodesy*, 79:532–9. 21
- CHENG, Y. et ANDERSEN, O. B. (2010). Improvement in global ocean tide model in shallow water regions. In *OSTST, Lisbon, Oct.18-22*, numéro SV.1-68 45. 81, 82
- CHURCH, J. A., GREGORY, J. M., WHITE, N. J., PLATTEN, S. M. et MITOVICA, J. X. (2011a). Understanding and projecting sea level change. *Oceanography*, 24:130–143. 12
- CHURCH, J. A. et WHITE, N. J. (2006). A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophysical Research Letters*, 33. 9

- CHURCH, J. A. et WHITE, N. J. (2011). Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century. *Surveys in Geophysics*, 32:585–602. 9
- CHURCH, J. A., WHITE, N. J., COLEMAN, R., LAMBECK, K. et MITROVICA, J. X. (2004). Estimates of the regional distribution of sea-level rise over the 1950 to 2009 period. *Journal of Climate*, 17:2609–25. 9, 11
- 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. et VELICOGNA, I. (2011b). Revisiting the Earth's sea-level and energy budgets from 1961 to 2008. *Geophysical Research Letters*, 38. 21, 22
- COGLEY, J. G. (2009). Geodetic and direct mass-balance measurements : comparisons and joint analysis. *Annals of Glaciology*, 50:96–100. 19
- CONKWRIGHT, M. E., ANTONOV, J. I., BARANOVA, O. K., BOYER, T. P., GARCIA, H. E., GELFELD, R. et ET AL. (2002). *NOAA Atlas NESDIS*, volume 42, chapitre World Ocean Database 2001, vol. 1 Introduction. Government Printing Office, Washington D. C. 13, 29
- DESPORTES, C., OBLIGIS, E. et EYMARD, L. (2007). On the wet tropospheric correction for altimetry in coastal regions. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45:2139–2149. 66
- DOMINGUES, C. M., CHURCH, J. A., WHITE, N. J., GLECKLER, P. J., WIJFFELS, S. E., BARKER, P. M. et DUNN, J. R. (2008). Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise. *Nature*, 453:1090–3. 13, 21, 145
- DORANDEU, J. (2009). From a global system error budget to application specific error budgets. In *OST/ST, Seattle, USA*. 62, 112
- DOUGLAS, B. (2001). *Sea Level Rise : History and Consequences*, chapitre Sea level changes in the era of the recording tide gauge, pages 37–64. Academic Press, London. 9
- EGBERT, G. D., BENNETT, A. F. et FOREMAN, M. G. G. (1994). Topex/poseidon tides estimated using a global inverse model. *Journal of Geophysical Research*, 99:24,821–24,852. 79
- EGBERT, G. D. et EROFEEVA, S. Y. (2002). Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 19:182–204. 78, 79, 84
- EKMAN, M. (1988). The world's longest continued series of sea level observations. *Pure and Applied Geophysics*, 127:73–7. 26
- ELMENDORF, S. C., HENRY, G. H. R., HOLLISTER, R. D., BJÖRK, R. G., BOULANGER-LAPOINTE, N., COOPER, N. E. J., CORNELISSEN, J. H. C. et ET AL. (2012). Plot-scale evidence of tundra vegetation change and links to recent summer warming. *Nature Climate Change*, 2:453–457. 42
- F., M., MERCIER, F., LABROUE, S., TRAN, N. et DORANDEU, J. (2005). Ers-2 opr data quality assessment; long-term monitoring - particular investigation. Rapport technique, CLS.DOS.NT-06.001. 84
- FAHRBACH, E., MEINCKE, J., ØSTERHUS, S., ROHARDT, G., SCHAUER, U., TVERBERG, V. et VERDUIN, J. (2001). Direct measurements of volume transports through fram strait. *Polar Research*, 20:217–224. 41

- FARRELL, S. L., MCADOO, D. C., LAXON, S. W., ZWALLY, H. J., YI, D., RIDOUT, A. et GILES, K. (2012). Mean dynamic topography of the arctic ocean. *Geophysical Research Letters*, 39(L01601). 76
- FLEMING, K. (2000). *Glacial Rebound and Sea-level Change Constraints on the Greenland Ice Sheet*. Thèse de doctorat, Australian National University PhD Thesis. 8
- FLEMING, K., JOHNSTON, P., ZWARTZ, D., YOKOYAMA, Y., LAMBECK, K. et CHAPPELL, J. (1998). Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. *Earth and Planetary Science Letters*, 163:327–342. 8
- FORSTER, P., RAMASWAMY, V., ARTAXO, P., BERNTSEN, T., BETTS, R., FAHEY, D., HAYWOOD, J., LEAN, J., LOWE, D., MYHRE, G., NGANGA, J., PRINN, R., RAGA, G., SCHULZ, M. et VAN DORLAND, R. (2007). *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, chapitre Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. Cambridge University Press. 15
- GASPAR, P. et OGOR, F. (1994). Estimation and analysis of the sea state bias of the ers-1 altimeter. Rapport technique, Report of task B1-B2 of IFREMER Contract n° 94/2.426 016/C. 84
- GILES, K. A., LAXON, S. W., RIDOUT, A. L., WINGHAM, D. J. et BACON, S. (2012). Western arctic ocean freshwater storage increased by wind-driven spin-up of the beaufort gyre. *Nature Geoscience*. 119, 141, 172
- GILLE, S. T. (2008). Decadal-scale temperature trends in the southern hemisphere ocean. *Journal of Climate*, 21:4749–65. 13
- GRINSTED, A., MOORE, J. C. et JEVREJAVA, S. (2010). Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100ad. *Climate Dynamics*, 34:461–472. 12
- HAEBERLI, W., NOETZLI, J., ZEMP, M., BAUMANN, S., FAUENFELDER, R. et HOELZLE, M. (2005). Glacier mass balance bulletin No. 8 (2002-2003). Rapport technique, World Glacier Monitoring Service, University of Zurich. 44
- HALLAM, A. (1984). Pre-Quaternary sea-level changes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 12:76–84. 5, 6
- HANSEN, J., RUEDY, R., SATO, M. et LO, K. (2010). Global surface temperature change. *Rev. Geophys.*, 48(RG4004). 42
- HENRY, O., PRANDI, P., LLOVEL, W., CAZENAVE, A., JEVREJAVA, S., STAMMER, D., MEYS-SIGNAC, B. et KOLDUNOV, N. (2012). Tide gauge-based sea level variations since 1950 along the norwegian and russian coasts of the arctic ocean : Contribution of the steric and mass components. *Journal of Geophysical Research*, 117(C06023). 108, 120, 136, 145, 174
- HERNANDEZ, F. et SCHAEFFER, P. (2000). Altimetric mean sea surfaces and gravity anomaly maps intercomparisons. Rapport technique AVI-NT-011-5242-CLS, CLS. 68
- HOLGATE, S. J. (2007). On the decadal rates of sea level change during the twentieth century. *Geophysical Research Letters*, 34. 9
- HOLGATE, S. J. et WOODWORTH, P. L. (2004). Evidence for enhanced coastal sea level rise during the 1990s. *Geophysical Research Letters*, 31. 9

- IIJIMA, B., HARRIS, I., HO, C., LINDQWISTE, U., MANNUCCI, A.J. and PI, X., REYES, M., SPARKS, L. et WILSON, B. (1999). Automated daily process for global ionospheric total electron content maps and satellite ocean altimeter ionospheric calibration based on global positioning system data. *J. Atmos. Solar-Terrestrial Physics*, 16:1205–1218. 84
- INGLEBY, B. et HUDDLESTON, M. (2007). Quality control of ocean temperature and salinity profiles - historical and real-time data. *Journal of Marine Systems*, 65:158–175. 145, 153, 156, 169, 267
- ISHII, M. et KIMOTO, M. (2009). Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying xbt and mbt depth bias. *Journal of Oceanography*, 65:287–99. 13, 23, 145
- JEVREJEVA, S., GRINSTED, A., MOORE, J. C. et HOLGATE, S. J. (2006). Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records. *Geophysical Research Letters*, 111. 9
- JEVREJEVA, S., MOORE, J. C., GRINSTED, A. et WOODWORTH, P. L. (2008). Recent global sea level acceleration started over 200 years ago ? *Geophysical Research Letters*, 33. 9
- JIANG, Y., DIXON, T. H. et WDOWINSKI, S. (2010). Accelerating uplift in the north atlantic region as an indicator of ice loss. *Nature Geoscience*, 3:404–407. 123
- JOHNSON, G. et WIJFFELS, S. E. (2011). Ocean density change contributions to sea level rise. *Oceanography*, 24:112–121. 14
- JONES, P., JÓNSSON, T. et WHEELER, D. (1997). Extension to the north atlantic oscillation using early instrumental pressure observations from gibraltar and south-west iceland. *Int. J. Climatol.*, 17:1433–1450. 136
- KWOK, R. et MORISON, J. (2011). Dynamic topography of the ice-covered Arctic Ocean from ICESat. *Geophysical Research Letters*, 38. 47
- LAMBECK, K. et CHAPPELL, J. (2001). Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, 292:679–86. 6, 7
- LAXON, S. et MCADOO, D. (1994). Arctic ocean gravity field derived from ers-1 satellite altimetry. *Science*, 265:621–4. 47
- LAXON, S., PEACOCK, N. et SMITH, D. (2003). High interannual variability of sea ice thickness in the arctic region. *Nature*, 425:947–950. 55
- LE PROVOST, C. (2001). *Satellite Altimetry and Earth Sciences, A Handbook of Techniques and Applications*, chapitre Ocean Tides. Academic Press. 67
- LE PROVOST, C., GENCO, M. L., LYARD, F., VINCENT, P. et CANCEILL, P. (1994). Spectroscopy of the world ocean tides from a hydrodynamic finite element model. *Journal of Geophysical Research*, 99:24821–52. 68
- LE PROVOST, C. et VINCENT, P. (1986). Extensive tests of precision for a finite element model of ocean tides. *J. Comput. Phys.*, 65:273–291. 78
- LE TRAON, P.-Y., FAUGÈRE, Y., HERNANDEZ, F., DORANDEU, J., MERTZ, F. et ABLAIN, M. (2003). Can we merge geosat follow-on with topex/poseidon and ers-2 for an improved description of the ocean circulation ? *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 20:889–895. 88
- LE TRAON, P.-Y., GASPAR, P., BOUYSEL, F. et MAKHMARA, H. (1995). Using topex/poseidon data to enhance ers-1 data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 12:161–170. 88

- LEMOINE, F. G., KENYON, S. C., FACTOR, J. K., TRIMMER, R. G., PAVLIS, N. K., CHINN, D. S., COX, C. M., KLOSKO, S. M., LUTHCKE, S. B., TORRENCE, M. H., WANG, Y. M., WILLIAMSON, R. G., PAVLIS, E. C., RAPP, R. H. et OLSON, T. R. (1998). The development of the joint nasa gsfc and the national imagery and mapping agency (nima) geopotential model egm96. *Rapport technique NASA/TP-1998-206861*, Goddard Space Flight Center, NASA Greenbelt, Maryland 20771, USA. 69
- LEULIETTE, E. et MILLER, L. (2009). Closing the sea level rise budget with altimetry, Argo and GRACE. *Geophysical Research Letters*, 36. 22, 145
- LEVITUS, S., ANTONOV, J. I., BOYER, T. P., BARANOVA, O. K., GARCIA, H. E., LOCARNINI, R. A., MISHONOV, A. V., REAGAN, J. R., SEIDOV, D., YAROSH, E. S. et ZWENG, M. M. (2012). World ocean heat content and thermosteric sea level change (0-2000m), 1955-2010. *Geophysical Research Letters*, 39. 14
- LEVITUS, S., ANTONOV, J. I., BOYER, T. P., LOCARNINI, R. A., GARCIA, H. E. et MISHONOV, A. V. (2009). Global ocean heat content 1955-2007 in light of recently revealed instrumentation problems. *Geophysical Research Letters*, 36. 13, 23, 145
- LEVITUS, S., ANTONOV, J. L. et BOYER, T. P. (2005). Warming of the world ocean, 1955–2003. *Geophysical Research Letters*, 32(L02604). 145
- LLOVEL, W. (2010). *Hausse du niveau de la mer et impact du changement climatique global*. Thèse de doctorat, Université Toulouse 3 - Paul Sabatier. 31, 32
- LLOVEL, W., BECKER, M., CAZENAVE, A., CRÉTEAUX, J.-F. et RAMILIEN, G. (2010). Global land water storage change from grace over 2002-2009 ; inference on sea level. *Compte Rendus Geoscience*, 342:179–188. 20, 21
- LOMBARD, A., CAZENAVE, A., LE TRAON, P.-Y., GUINEHUT, S. et CABANES, C. (2006). Perspectives on present-day sea level change : a tribute to Christian le Provost. *Ocean Dynamics*, 56:445–51. 14, 145
- LOMBARD, A., CAZENAVE, A., LE TRAON, P.-Y. et ISHII, M. (2005). Contribution of thermal expansion to present-day sea-level change revisited. *Global and Planetary Change*, 47:445–51. 13
- LYARD, F. (1997). The tides in the arctic ocean from a finite element model. *Journal of Geophysical Research*, 102:15611–38. 68
- LYARD, F., LEFÈVRE, F., LETELLIER, T. et FRANCIS, O. (2006). Modeling the global ocean tides : A modern insight from fes2004. *Ocean Dyn.*, 56:394–415. 78
- MASLOWSKI, W., MARBLE, D., WALCZOWSKI, W., SCHAUER, U., CLEMENT, J. L. et SEMTNER, A. J. (2004). On climatological mass, heat, and salt transports through the barents sea and fram strait from a pan-arctic coupled ice-ocean model simulation. *Journal of Geophysical Research*, 109(C03032). 41
- MCADOO, D. C., FARRELL, S. L., LAXON, S. W., ZWALLY, H. J., YI, D. et RIDOUT, A. L. (2008). Arctic ocean gravity field derived from icesat and ers-2 altimetry : Tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 113. 47
- MCEBAN, G., GENRIKH, A., DELIANG, C., FORLAND, E., FYFE, J., GROISMAN, P. Y., KING, R., MELLING, H., VOSE, R. et WHITFIELD, P. H. (2005). *Arctic Climate Impact Assessment Scientific Report*, chapitre Arctic Climate : Past and Present, pages 21–60. Cambridge University Press. 41

- MERCIER, F., ROSMORDUC, V., CARRERE, L. et THIBAUT, P. (2010). *Coastal and Hydrology Altimetry product (PISTACH) handbook*. CLS. 66, 74
- MEYSSIGNAC, B., BECKER, M. et LLOVEL, W. and Cazenave, A. (2012). An assessment of two-dimensional past sea level reconstructions over 1950–2009 based on tide-gauge data and different input sea level grids. *Surveys in Geophysics*. 11, 14
- MILANKOVITCH, M. (1941). *Kanon der Erdbeleuchtung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. Royal Serbian Academy, Belgrade. 6
- MILLERO, F. J. et POISSON, A. (1981). International one-atmosphere equation of state of seawater. *Deep Sea Research*, 28:625–629. 30
- MILNE, G. A., LONG, A. J. et BASSETT, S. E. (2005). Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. *Quaternary Science Reviews*, 24:1183–1202. 8
- MITCHUM, G. T., NEREM, R. S., MERRIFIELD, M. A. et GEHRELS, W. R. (2010). *Understanding sea-level rise and variability*, chapitre Modern sea-level change estimates, pages 122–42. Wiley-Blackwell. 10
- MOLNIA, B. F. (2007). Late nineteenth to early twenty-first century behavior of alaskan glaciers as indicators of changing regional climate. *Global and Planetary Change*, 56:23–56. 44
- MORHANGE, C., LABOREL, J. et HESNARD, A. (2001). Changes of relative sea level during the past 5000 years in the ancient harbor of Marseilles, Southern France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 166:319–329. 8
- MORISON, J., KWOK, R., PERALTA-FERRIZ, C., ALKIRE, M., RIGOR, I., ANDERSEN, R. et STEELE, M. (2012). Changing arctic ocean freshwater pathways. *Nature*, 481:66–70. 44
- NANSEN, F. (1902). *The Norwegian North Polar Expedition 1893-1896*, volume 3, chapitre Oceanography of the North Polar Basin, page 427. 40
- NEREM, R. S., CHAMBERS, D., CHOE, C. et MITCHUM, G. T. (2010). Estimating mean sea level change from the topex and jason altimeter missions. *Marine Geodesy*, 33:435. 110
- NESJE, A., BAKKE, J., DAHL, S. O., LIE, O. et MATTHEWS, J. A. (2008). Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global and Planetary Change*, 60:10–27. 44
- PADMAN, L. et EROFEEVA, S. (2004). A barotropic inverse tidal model for the arctic ocean. *Geophysical Research Letters*, 31(L02303). 78
- PAULSON, A., ZHONG, S. et WAHR, J. (2007). Inference of mantle viscosity from grace and relative sea level data. *Geophysical Journal International*, 171:497–508. 22, 32
- PAVLOV, V. K. (2001). Seasonal and long-term sea level variability in the marginal seas of the arctic ocean. *Polar Research*, 20:153–160. 46, 136, 164
- PEACOCK, N. R. et LAXON, S. W. (2004). Sea surface height determination in the arctic ocean from ers altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 109. 48, 55, 66, 74, 106
- PELTIER, W. R. (2004). Global glacial isostasy and the surface of the ice-age earth : The ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32:111–49. 22, 27, 32, 120, 127

- PRANDI, P. (2009). Estimation de l'erreur des pentes régionales du niveau moyen de la mer. Mémoire de D.E.A., Université Pierre et Marie Curie – Paris 6. 62, 63, 87, 112, 113
- PRANDI, P., CAZENAVE, A. et BECKER, M. (2009). Is coastal mean sea level rising faster than the global mean ? a comparison between tide gauges and satellite altimetry over 1993-2007. *Geophysical Research Letters*, 36. 27
- PREISENDORFER, R. W. (1988). Principal component analysis in meteorology and oceanography. *Dev. Atmos. Sci.*, 17:425. 138
- PROSHUTINSKY, A., ASHIK, I. M., DVORKIN, E. N., HÄKKINEN, S., KRISHFIELD, R. A. et PELTIER, W. R. (2004). Secular sea level change in the Russian sector of the arctic ocean. *Journal of Geophysical Research*, 109. 46, 47
- PROSHUTINSKY, A., ASHIK, I. M., HÄKKINEN, S., HUNKE, E., KRISHFIELD, R. A., MALTRUD, M., MASLOWSKI, W. et ZHANG, J. (2007). Sea level variability in the Arctic Ocean from AOMIP models. *Journal of Geophysical Research*, 112. 47, 125, 127, 151
- PROSHUTINSKY, A., KRISHFIELD, R., TIMMERMANS, M.-L., TOOLE, J., CARMACK, E., MC LAUGHLIN, F., WILLIAMS, W. J., ZIMMERMANN, S., ITOH, M. et SHIMADA, K. (2009). Beaufort gyre freshwater reservoir : State and variability from observations. *Journal of Geophysical Research*, 114(C00A10). 140
- PROSHUTINSKY, A., PAVLOV, V. et BOURKE, R. H. (2001). Sea level rise in the arctic ocean. *Geophysical Research Letters*, 28:2237–2240. 46, 164
- PROSHUTINSKY, A., TIMMERMANS, M.-L., ASHIK, I., BESZCZYNSKA-MOELLER, A., CARMACK, E., FROLOV, I., KRISHFIELD, R., MC LAUGHLIN, F., MORISON, J., POLYAKOV, I., SHIMADA, K., SOKOLOV, V., STEELE, M., TOOLE, J. et WOODGATE, R. (2010). The arctic ocean in [state of the climate 2009]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91:S109–S112. 46, 47
- PROSHUTINSKY, A. Y. et JOHNSON, M. A. (1997). Two circulation regimes of the wind-driven arctic ocean. *Journal of Geophysical Research*, 102:12493–12514. 45, 46, 136, 164, 168
- PUGH, D. T. (2004). *Changing Sea Levels : Effects of Tides, Weather and Climate*. Cambridge University Press. 5
- RABE, B., KARCHER, M., SCHAUER, U., TOOLE, J. M., KRISHFIELD, R. A., PISAREV, S., KAUKER, F., GERDES, R. et KIKUCHI, T. (2011). An assessment of arctic ocean freshwater content changes from the 1990s to the 2006–2008 period. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 58:173–185. 140, 150, 172
- RAHMSTORF, S. (2007). A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise. *Science*, 315:368–370. 12
- RAY, R. D. (1999). A global ocean tide model from topex/poseidon altimetry : Got99.2. Rapport technique Tech. Memo. 209478, NASA. 76
- RAY, R. D., LUTHCKE, S. B. et BOY, J.-P. (2009). Qualitative comparisons of global ocean tide models by analysis of intersatellite ranging data. *Journal of Geophysical Research*, 114(C09017). 68
- REYNOLDS, R., RAYNER, N. A., SMITH, T., STOKES, D. et WANG, W. (2002). An improved in situ and satellite sst analysis for climate. *Journal of Climate*, 15:1609–1625. 57, 92, 127

- RIGNOT, E., BAMBER, J. L., Van den BROECKE, M. R., DAVIS, C., LI, Y., Van de BERG, W. J. et VAN MEIJGAARD, E. (2008). Recent antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling. *Nature Geoscience*, 1:106–10. 17
- RIGNOT, E., VELICOGNA, I., van den BROEKE, M. R., MONAGHAN, A. et LENAERTS, J. (2011). Acceleration of the contribution of the greenland and antarctic ice sheets to sea level rise. *Geophysical Research Letters*, 38. 18
- ROEMMICH, D., JOHNSON, G., RISER, S., DAVIS, R., GILSON, J., OWENS, W., GARZOLI, S., SCHMID, C. et IGNASZEWSKI, M. (2009). The argo program observing the global ocean with profiling floats. *Oceanography*, 22:34–43. 13, 29
- ROSMORDUC, V., BENVENISTE, J., BRONNER, E., DINARDO, S., LAURET, O., MAHEU, C., MILAGRO, M. et PICOT, N. (2011). Radar altimetry tutorial. <http://www.altimetry.info>. 34
- RUDELS, B. (2012). Arctic ocean circulation and variability - advection and external forcing encounter constraints and local processes. *Ocean Science*, 8:261–286. 40
- SALP-MU-P-EA-21065-CLS (2012). *Ssalt/Duacs User Handbook : (M)SLA and (M)ADT Near-Real Time and Delayed Time Products*. CLS. 53
- SAVCENKO, R. et BOSCH, W. (2008). Eot08a – empirical tide model. Rapport technique, DGFI, Munchen. 81
- SCHAEFFER, P., OLLIVIER, A., FAUGÈRE, Y., BRONNER, E. et PICOT, N. (2010). The new cnes cls mean sea surface. In *OST-ST*. 76
- SCHARROO, R., RIDOUT, A. L. et LAXON, S. W. (2006). Arctic sea level change from satellite altimetry. In *AGU Spring Meeting Abstracts*, page A2. 48, 74, 118, 119
- SERREZE, M. A. et BARRY, R. G. (2011). Processes and impacts of arctic amplification : a research synthesis. *Global and Planetary Change*, 77:85–96. 42, 43
- STEELE, M., ERMOLD, W. et ZHANG, J. (2008). Arctic ocean surface warming trends over the past 100 years. *Geophysical Research Letters*, 35:1–6. 44
- STEFFEN, K., THOMAS, R. H., RIGNOT, E., COGLEY, J. G., DYURGEROV, M. A. Raper, S. C. B. et HUYBRECHTS, P. Hanna, E. (2010). *Understanding sea-level rise and variability*, chapitre Cryospheric contributions to sea-level rise and variability, pages 177–225. Wiley-Blackwell. 16
- STROEVE, J. C., SERREZE, M. C., HOLLAND, M. M., KAY, J. E., MALANI, J. et P., B. E. (2012). The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover : a research synthesis. *Climatic Change*, 110:1005–1027. 42, 43, 118
- SUN, C. et AL. (2010). The data management system for the global temperature and salinity profile programme. In HALL, J., HARRISON, D. et STAMMER, D., éditeurs : *Proceedings of OceanObs.09 : Sustained Ocean Observations and Information for Society* (Vol. 2), numéro WPP-306, Venice, Italy. ESA Publication. 145
- TAMISIEA, M. et MITROVICA, J. (2011). The moving boundaries of sea level change : Understanding the origins of geographic variability. *Oceanography*, 24:24–39. 110, 161

- THOMPSON, D. W. J. et WALLACE, J. M. (1998). The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, 25:1297–1300. 136, 141, 164
- TRAN, N., LABROUE, S., PHILIPPS, S., BRONNER, E. et PICOT, N. (2010). Overview and update of the sea state bias corrections for the jason-2, jason-1 and topex missions. *Marine Geodesy*, 33:348–362. 84
- TRENBERTH (1984). Signal versus noise in the southern oscillation. *Monthly Weather Review*, 112:326–332. 135
- VALLADEAU, G., LEGEAIS, J.-F., ABLAIN, M., GUINEHUT, S. et PICOT, N. (2012). Comparing altimetry with tide gauges and argo profiling floats for data quality assessment and mean sea level studies. *Marine Geodesy*, XX:XX–XX. 27, 28, 107, 120
- VERMEER, M. et RAHMSTORF, S. (2009). Global sea level linked to global temperature. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 106: 21527–21532. 12
- VINOGRADOV, S. V. et PONTE, R. M. (2010). Annual cycle in coastal sea level from tide gauges and altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 115(C04021). 134
- VOLKOV, D. L. et PUJOL, M.-I. (2012). Quality assessment of a satellite altimetry data product in the nordic, barents, and kara seas. *Journal of Geophysical Research*, 117(C03025). 121, 134
- WAHR, J. (1985). Deformation of the earth induced by polar motion. *Journal of Geophysical Research*, 90:9363–9368. 84
- WAHR, J., SWENSON, S., ZLOTNICKI, V. et VELICOGNA, I. (2004). Time-variable gravity from grace : First results. *Geophysical Research Letters*, 31(L11501). 155
- WANG, J., ZHANG, J., WATANABE, E., IKEDA, M., MIZOBATA, K., WALSH, J. E., BAI, X. et WU, B. (2009). Is the dipole anomaly a major driver to record lows in arctic summer sea ice extent ? *Geophysical Research Letters*, 36(L05706). 141
- WIJFFELS, S. E., WILLIS, J., DOMINGUES, C. M., BARKER, P., WHITE, N. J., GRONELL, A., RIDGWAY, K. et CHURCH, J. A. (2008). Changing expendable bathythermograph fall rates and their impact on estimates of thermosteric sea level rise. *Journal of Climate*, 21:5657–72. 13, 145
- WOLTER, K. et TIMLIN, M. S. (1993). Monitoring enso in coads with a seasonally adjusted principal component index. In *Proc. of the 17th Climate Diagnostics Workshop*, pages 52–57, Norman, OK. NOAA/NMC/CAC, NSSL, Oklahoma Clim. Survey, CIMMS and the School of Meteor., Univ. of Oklahoma. 135
- WOODGATE, R. A., WEINGARTNER, T. et LINDSAY, R. (2010). The 2007 bering strait oceanic heat flux and anomalous Arctic sea-ice retreat. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, 37. 44
- WOODWORTH, P. et PLAYER, R. (2003). The permanent service for mean sea level : an update to the 21st century. *Journal of Coastal Research*, 19:287–295. 120
- WOODWORTH, P. L., WHITE, N. J., JEVREJAVA, S., HOLGATE, S. J., CHURCH, J. A. et GEHRELS, W. R. (2009). Evidence for the accelerations of sea level on multi-decade and century timescales. *International Journal of Climatology*, 29:777–89. 9

WU, B., WANG, J. et WALSH, J. E. (2006). Dipole anomaly in the winter arctic atmosphere and its association with sea ice motion. *J. Climate*, pages 210–225. 140

WUNSCH, C. et STAMMER, D. (1997). Atmospheric loading and the oceanic “inverted barometer” effect. *Rev. Geophys.*, 35:79–107. 165

ANNEXE :

CARTES MENSUELLES DE L'ANOMALIE DU NIVEAU DE LA MER DANS L'Océan ARCTIQUE ISSUES DES PRODUITS ALTIMÉTRIQUES RETRAITÉS

A

Les cartes de SLA issues du retraitement régional des données altimétriques mis en œuvre au cours de cette thèse sont présentées. Les données altimétriques ont nativement été interpolées sur des cartes hebdomadaires couvrant la période 1993-2009 ce qui représente 887 pas de temps. Afin de réduire sensiblement le nombre de cartes, on a choisi de représenter les moyennes mensuelles déduites des cartes hebdomadaires. Avant affichage, les données ont été centrées en retirant la moyenne spatiale à chaque pas de temps.

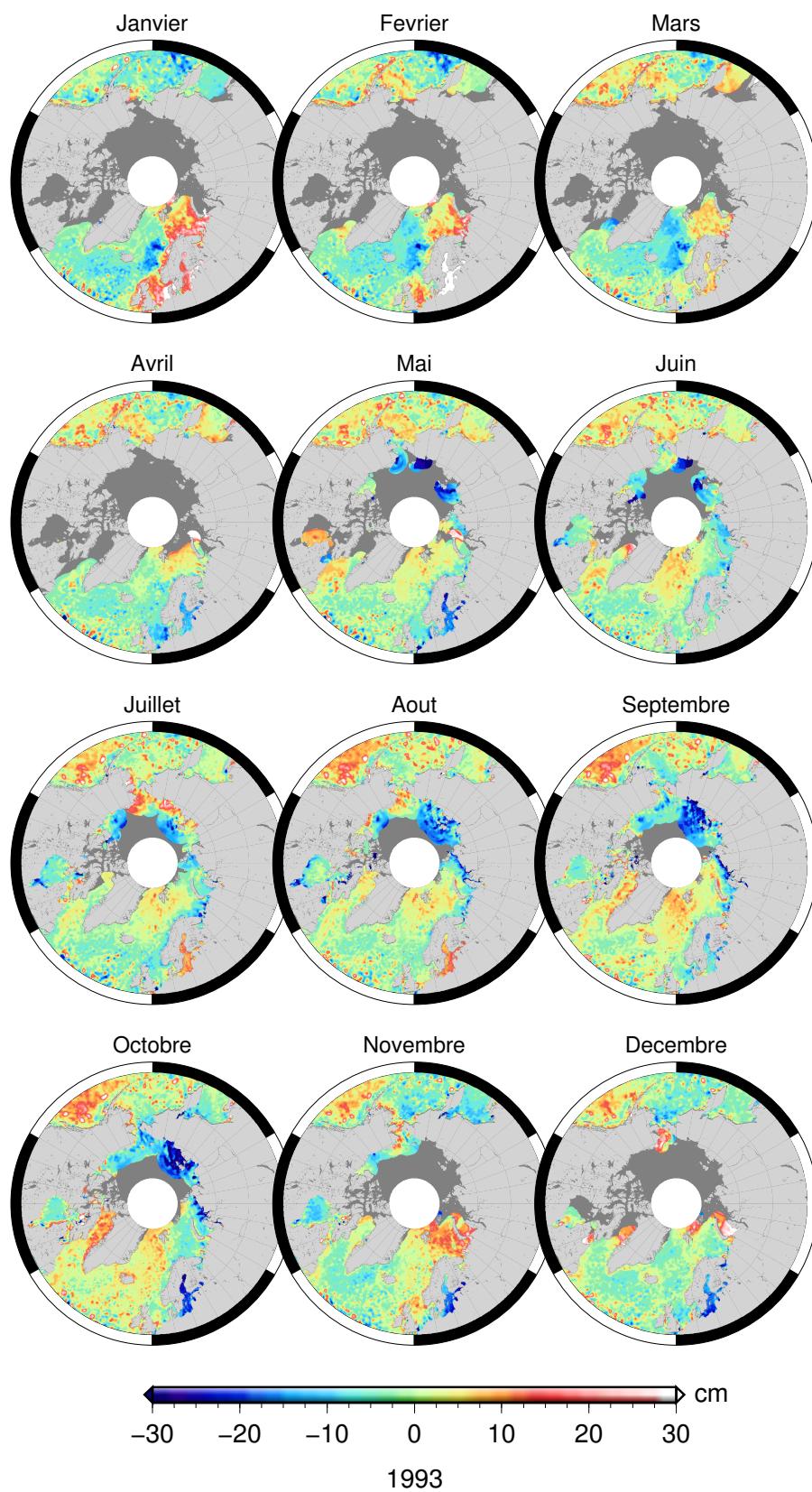


FIG. A.1 – Cartes mensuelles de l'anomalie de niveau de la mer vues par les produits altimétriques retraités pour l'année 1993

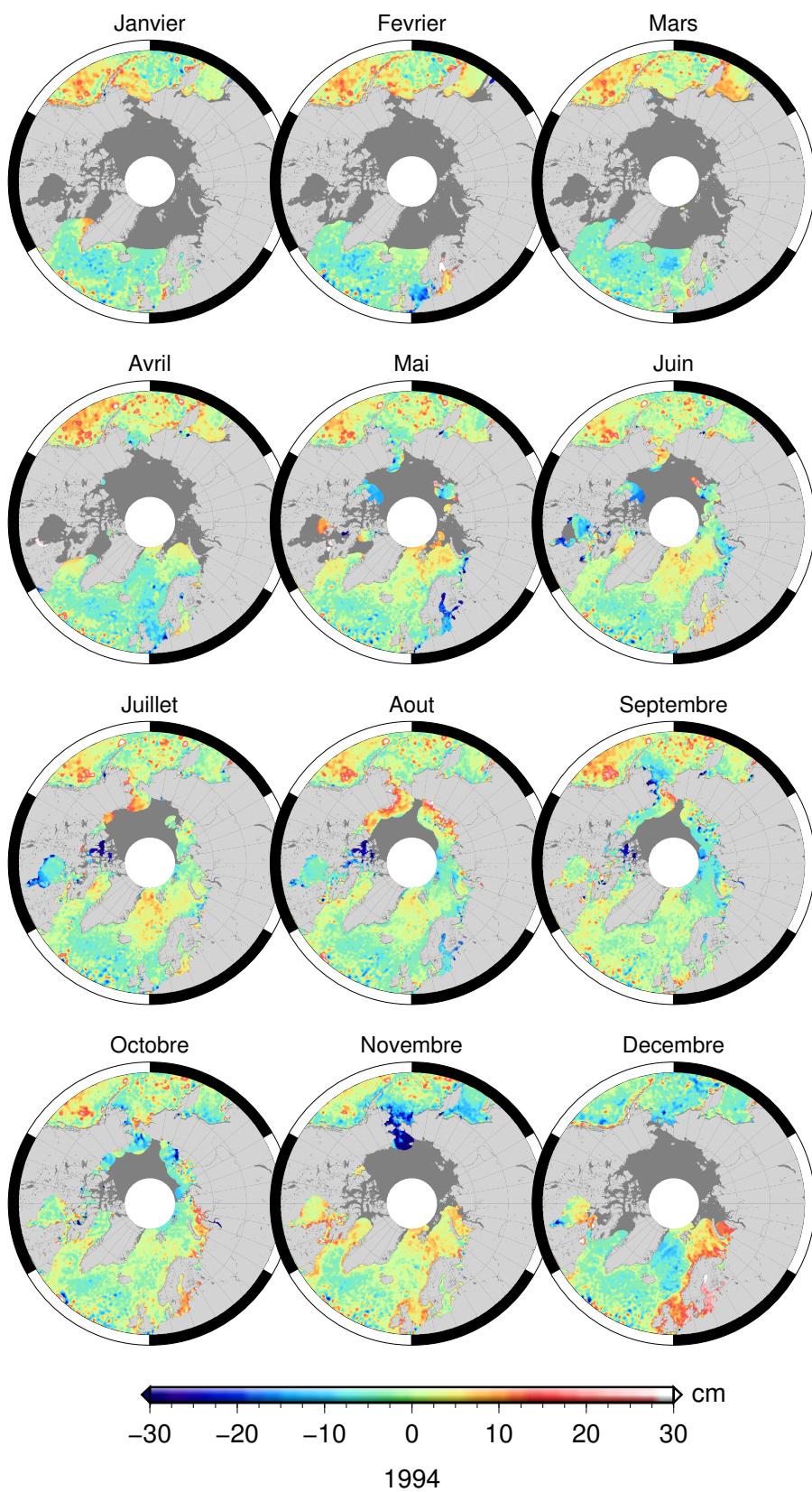


FIG. A.2 – Cartes mensuelles de l'anomalie de niveau de la mer vues par les produits altimétriques retraités pour l'année 1994

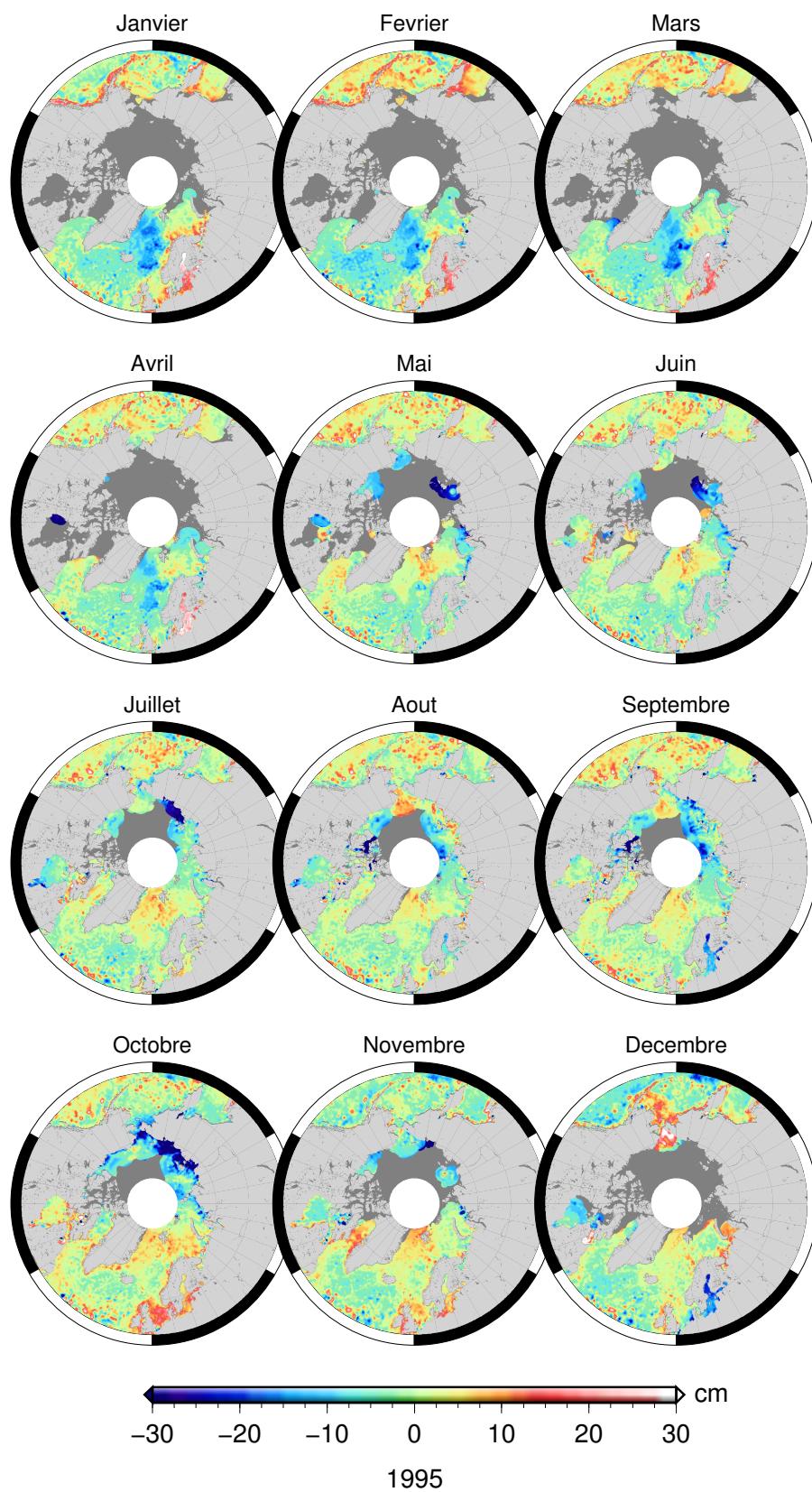


FIG. A.3 – Cartes mensuelles de l'anomalie de niveau de la mer vues par les produits altimétriques retraités pour l'année 1995

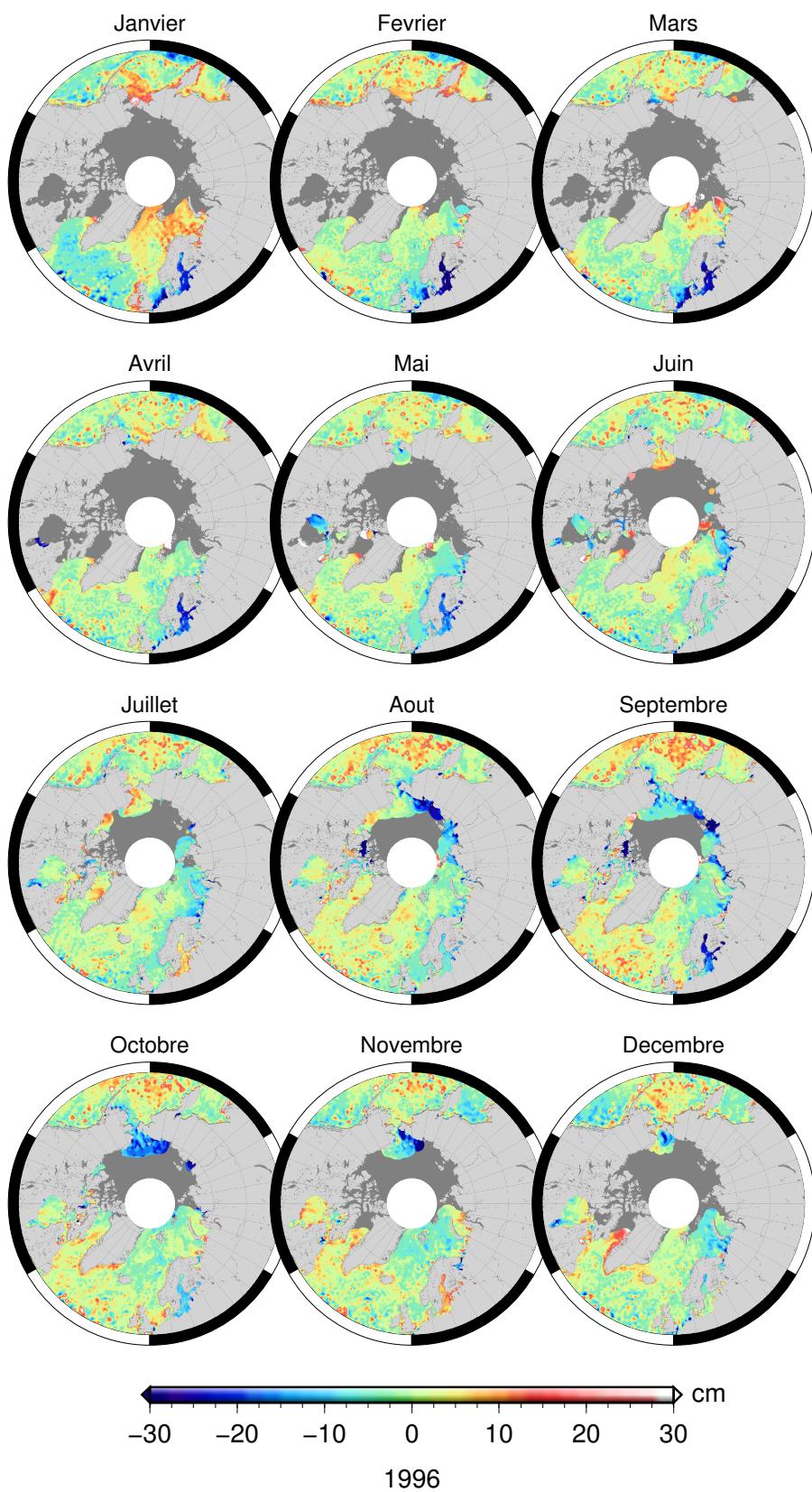


FIG. A.4 – Cartes mensuelles de l'anomalie de niveau de la mer vues par les produits altimétriques retraités pour l'année 1996

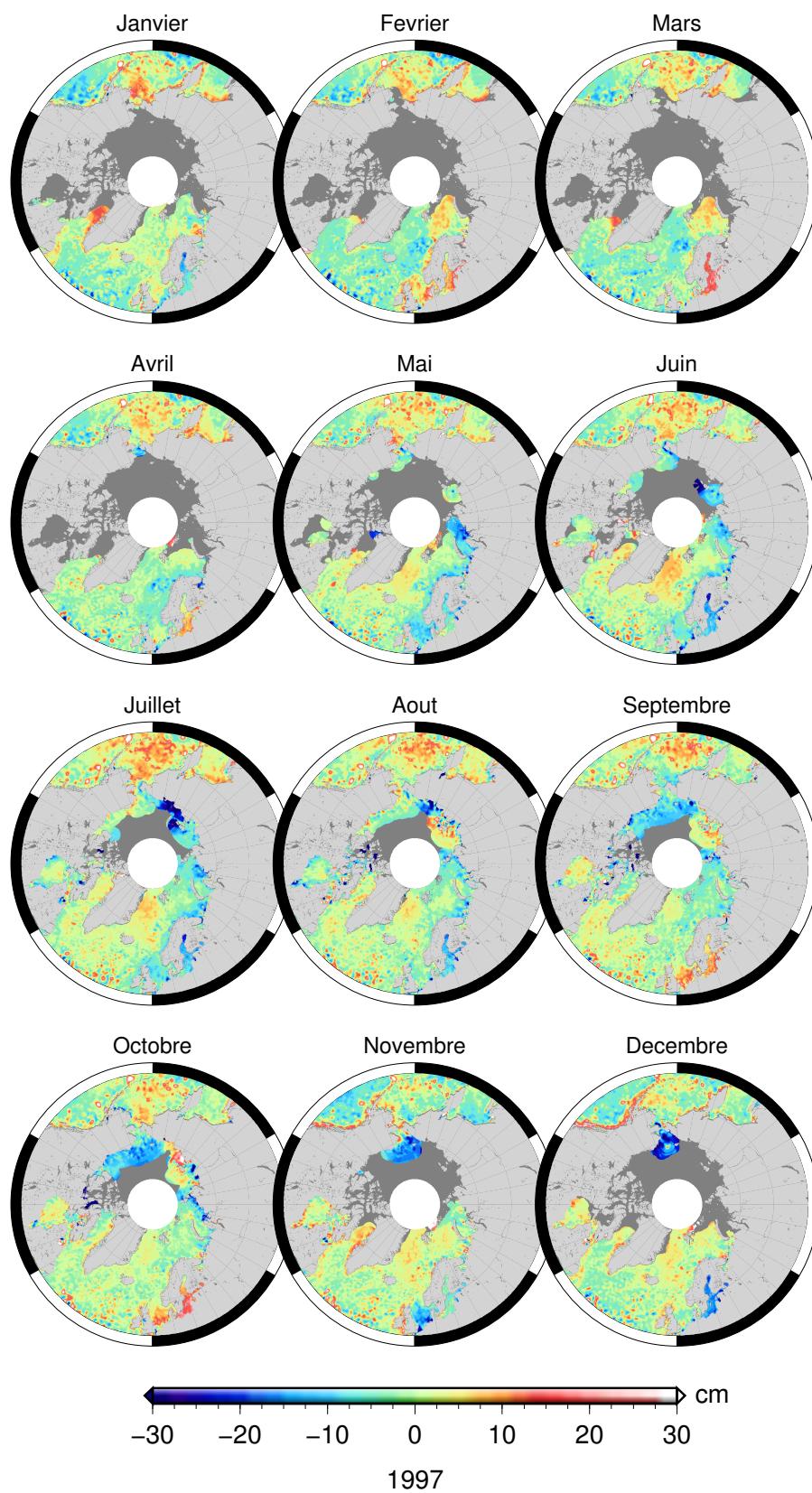


FIG. A.5 – Cartes mensuelles de l'anomalie de niveau de la mer vues par les produits altimétriques retraités pour l'année 1997

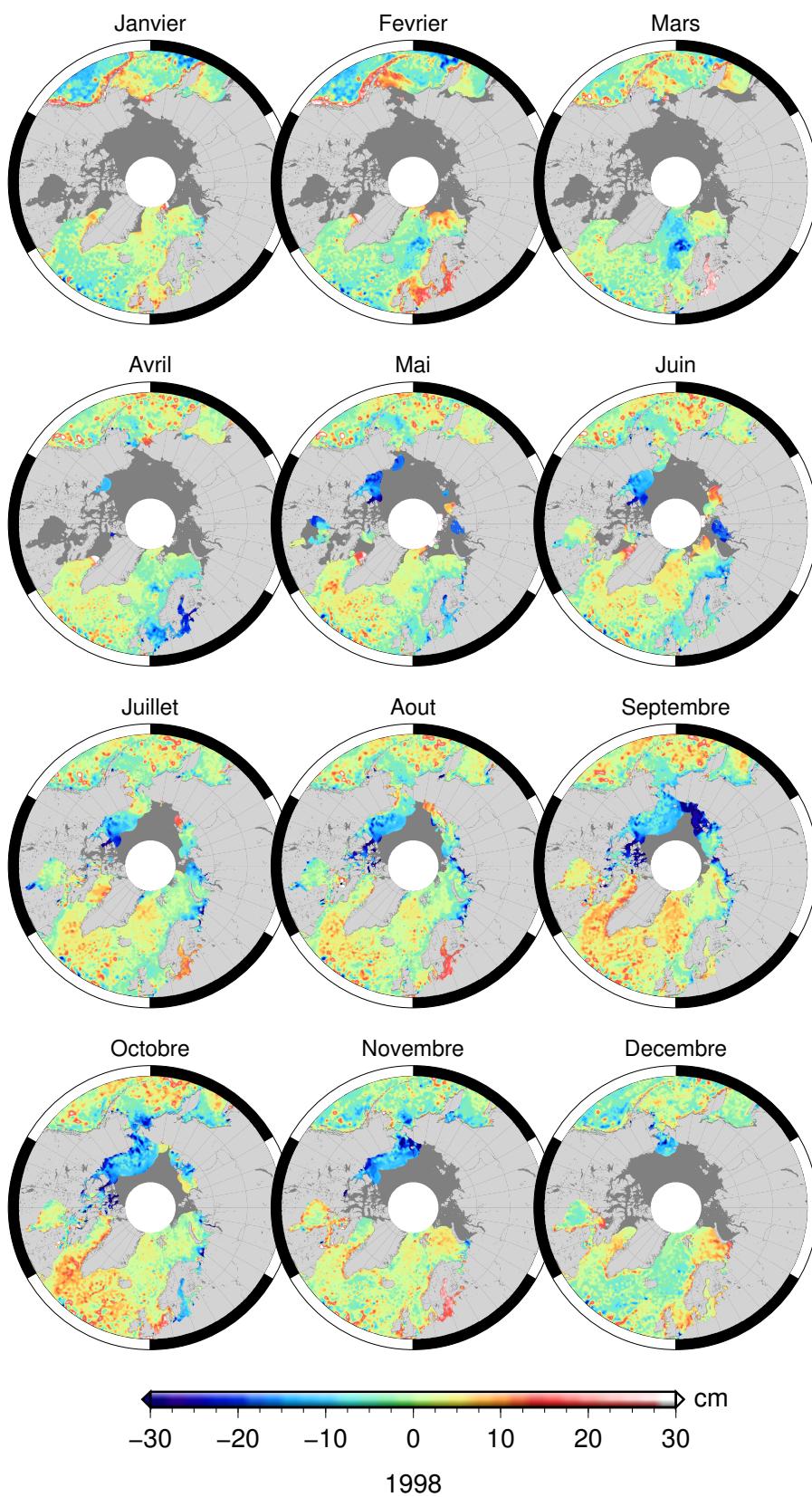


FIG. A.6 – Cartes mensuelles de l'anomalie de niveau de la mer vues par les produits altimétriques retraités pour l'année 1998

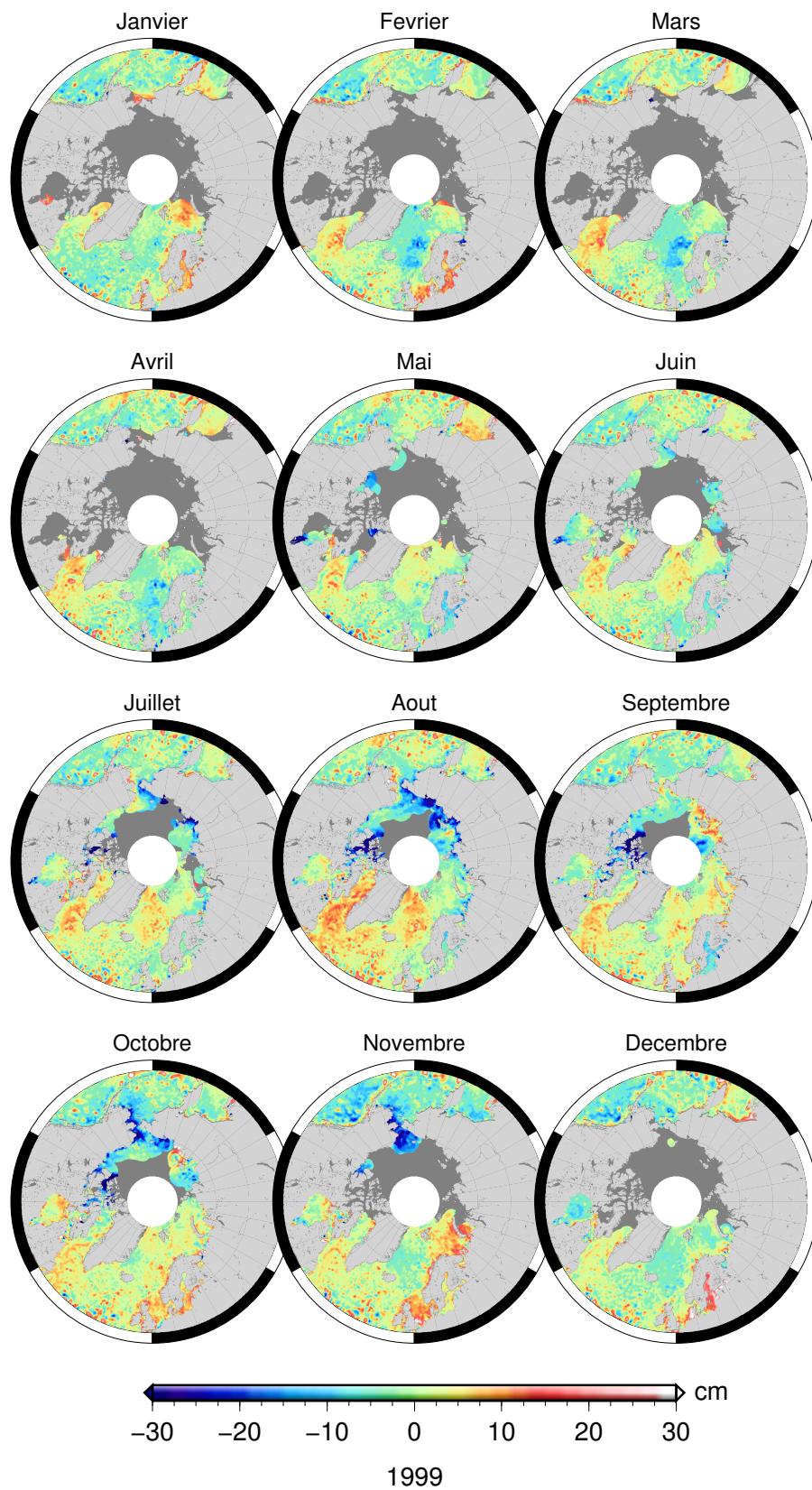


FIG. A.7 – Cartes mensuelles de l'anomalie de niveau de la mer vues par les produits altimétriques retraités pour l'année 1999

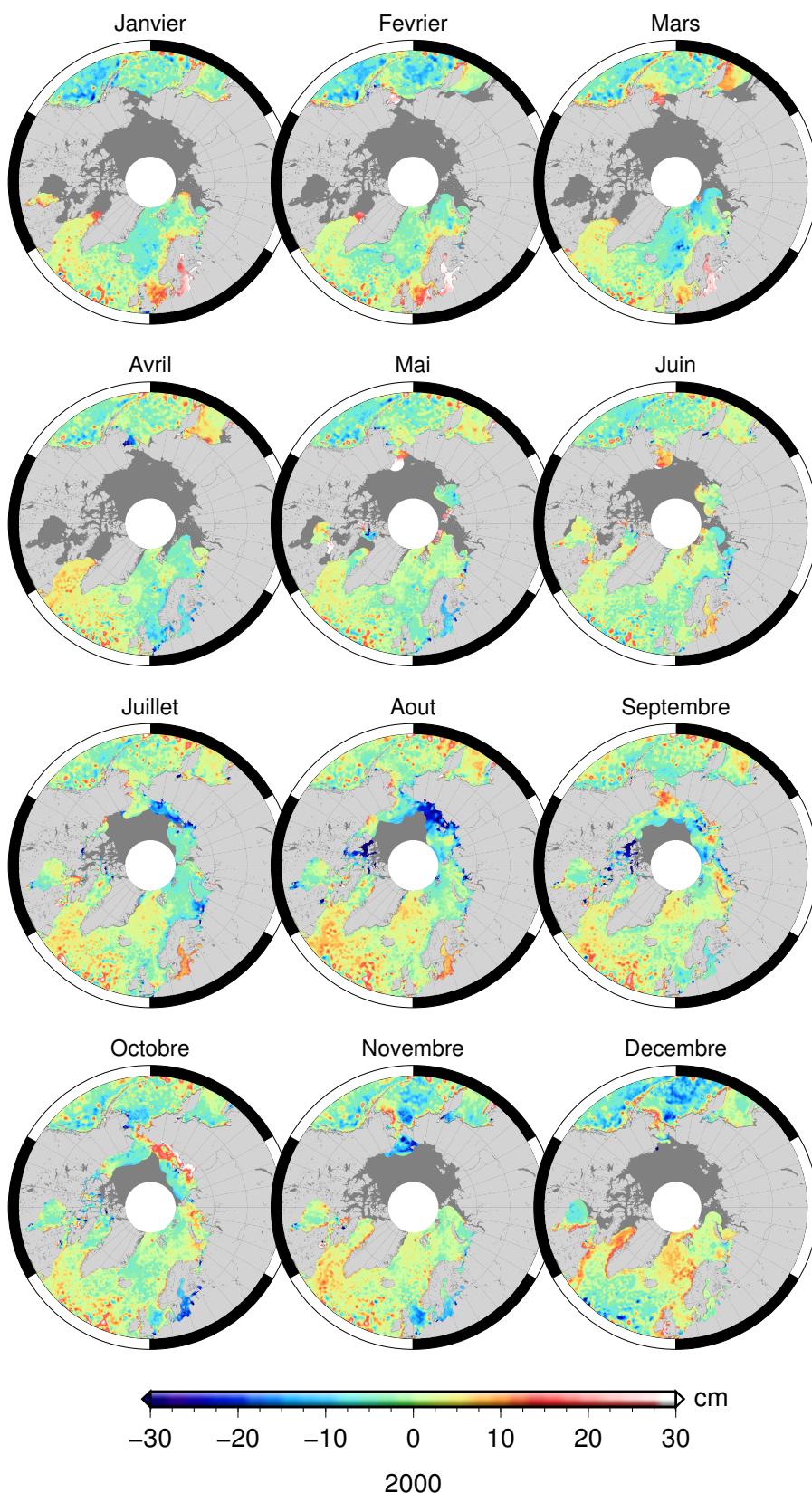


FIG. A.8 – Cartes mensuelles de l'anomalie de niveau de la mer vues par les produits altimétriques retraités pour l'année 2000

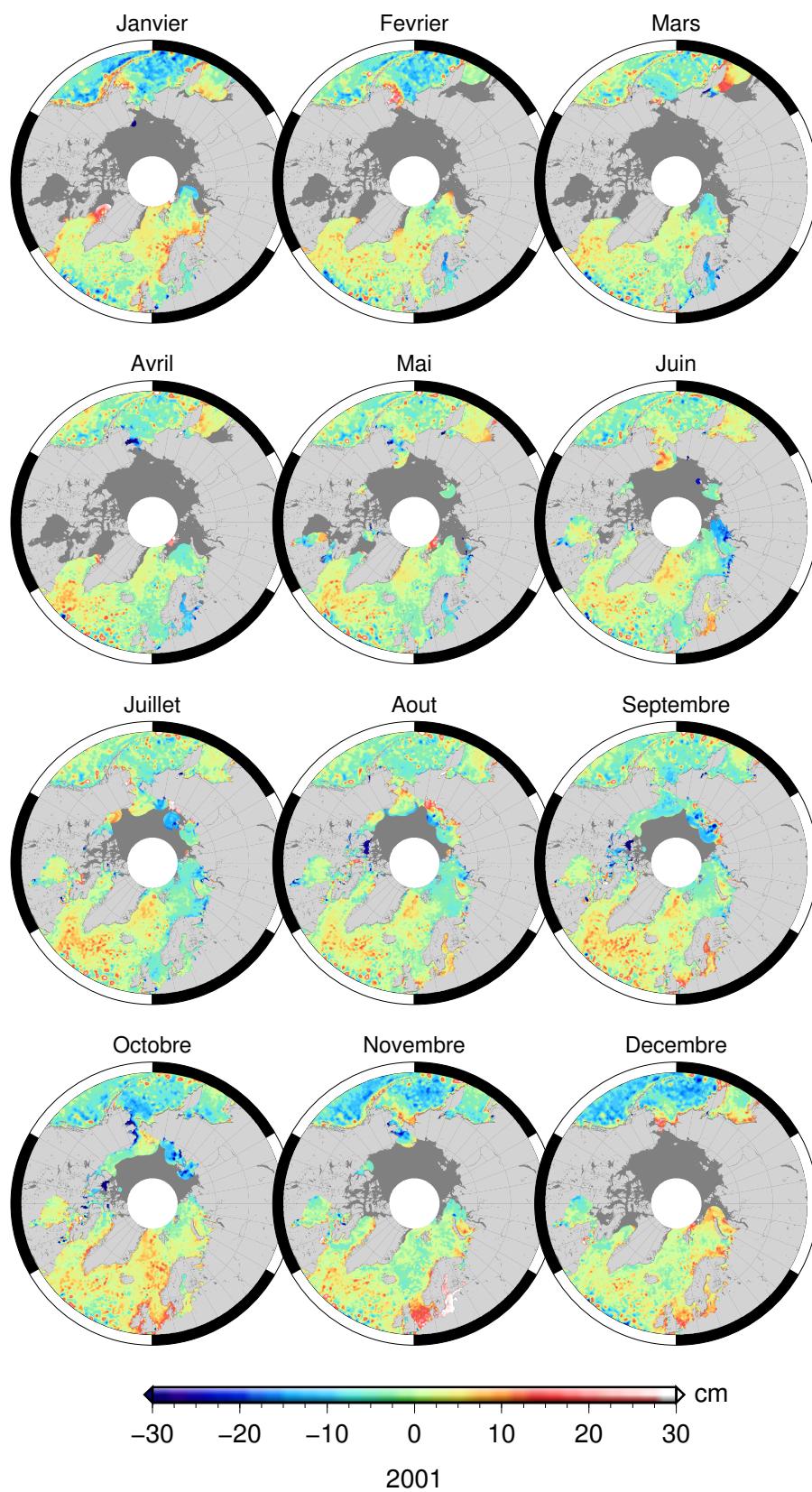


FIG. A.9 – Cartes mensuelles de l'anomalie de niveau de la mer vues par les produits altimétriques retraités pour l'année 2001

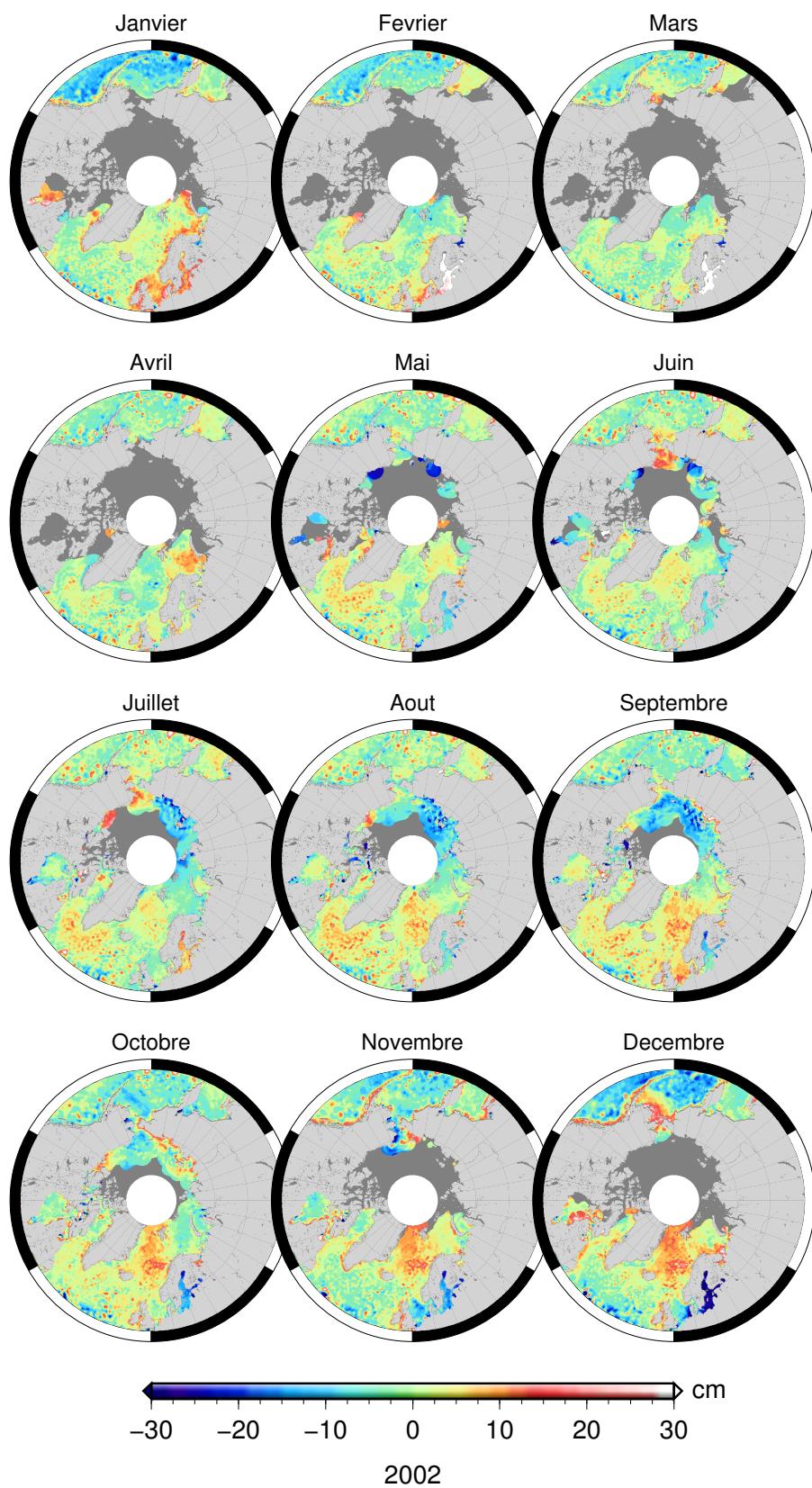


FIG. A.10 – Cartes mensuelles de l'anomalie de niveau de la mer vues par les produits altimétriques retraités pour l'année 2002

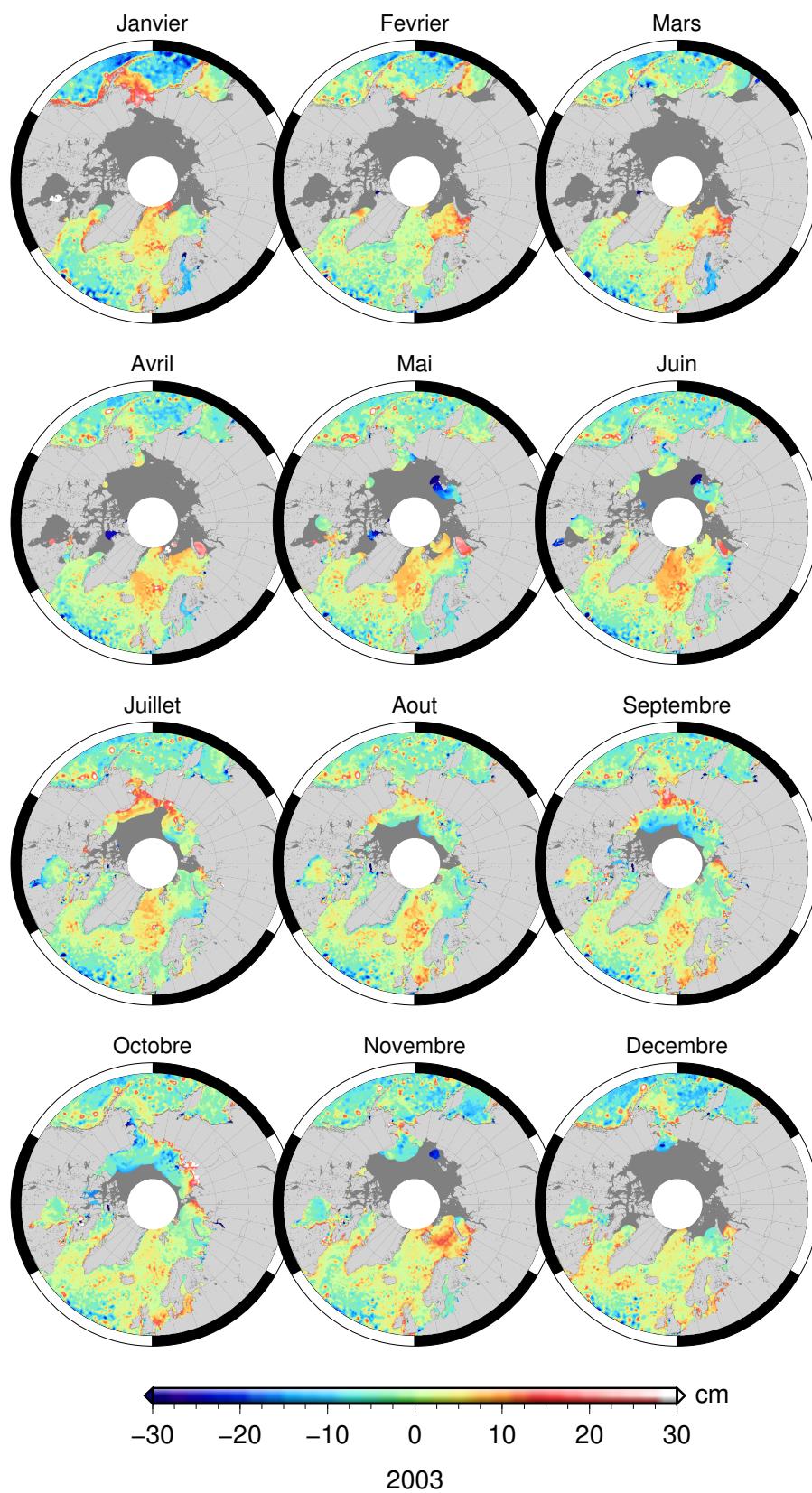


FIG. A.11 – Cartes mensuelles de l'anomalie de niveau de la mer vues par les produits altimétriques retraités pour l'année 2003

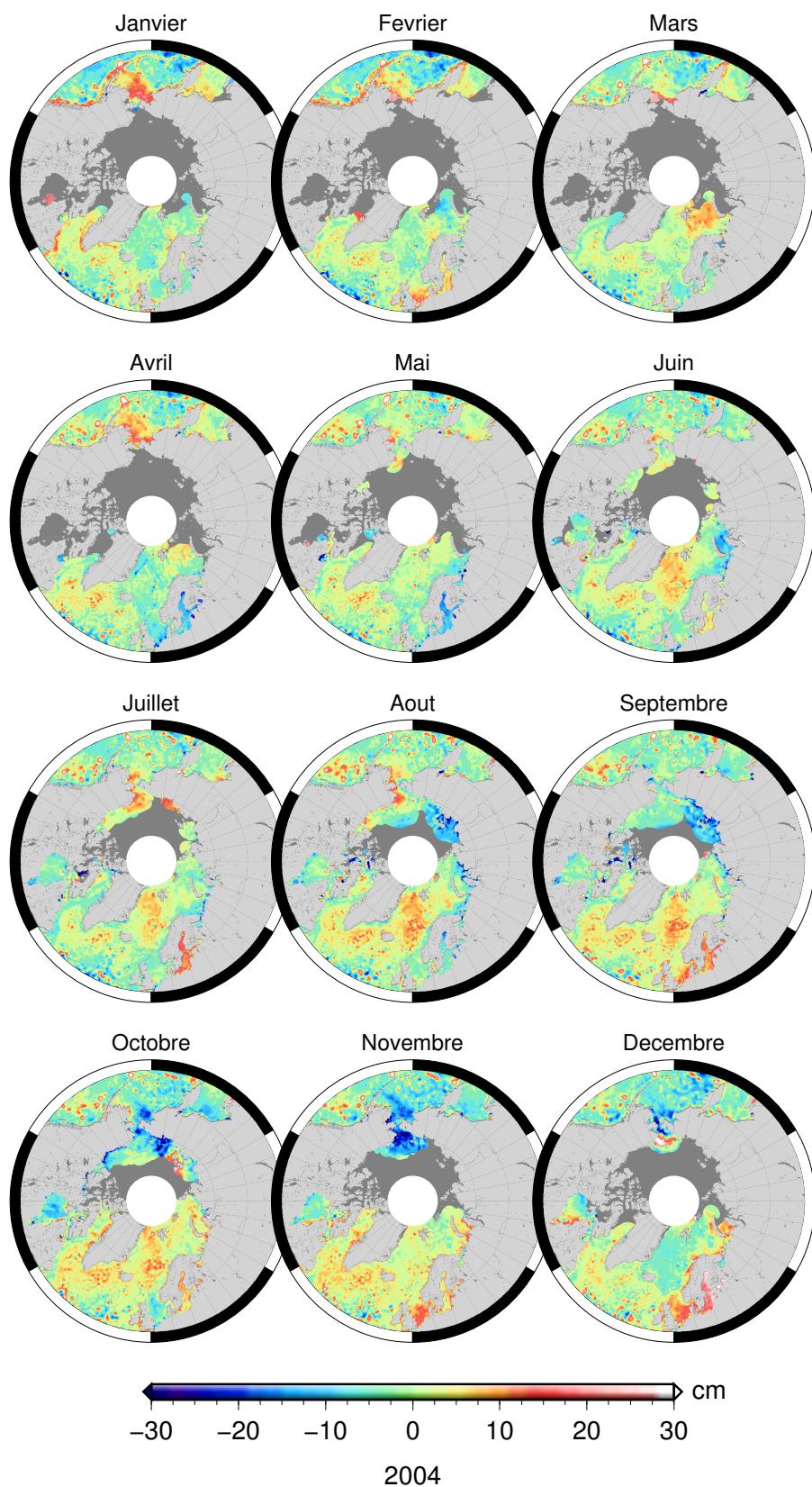


FIG. A.12 – Cartes mensuelles de l'anomalie de niveau de la mer vues par les produits altimétriques retraités pour l'année 2004

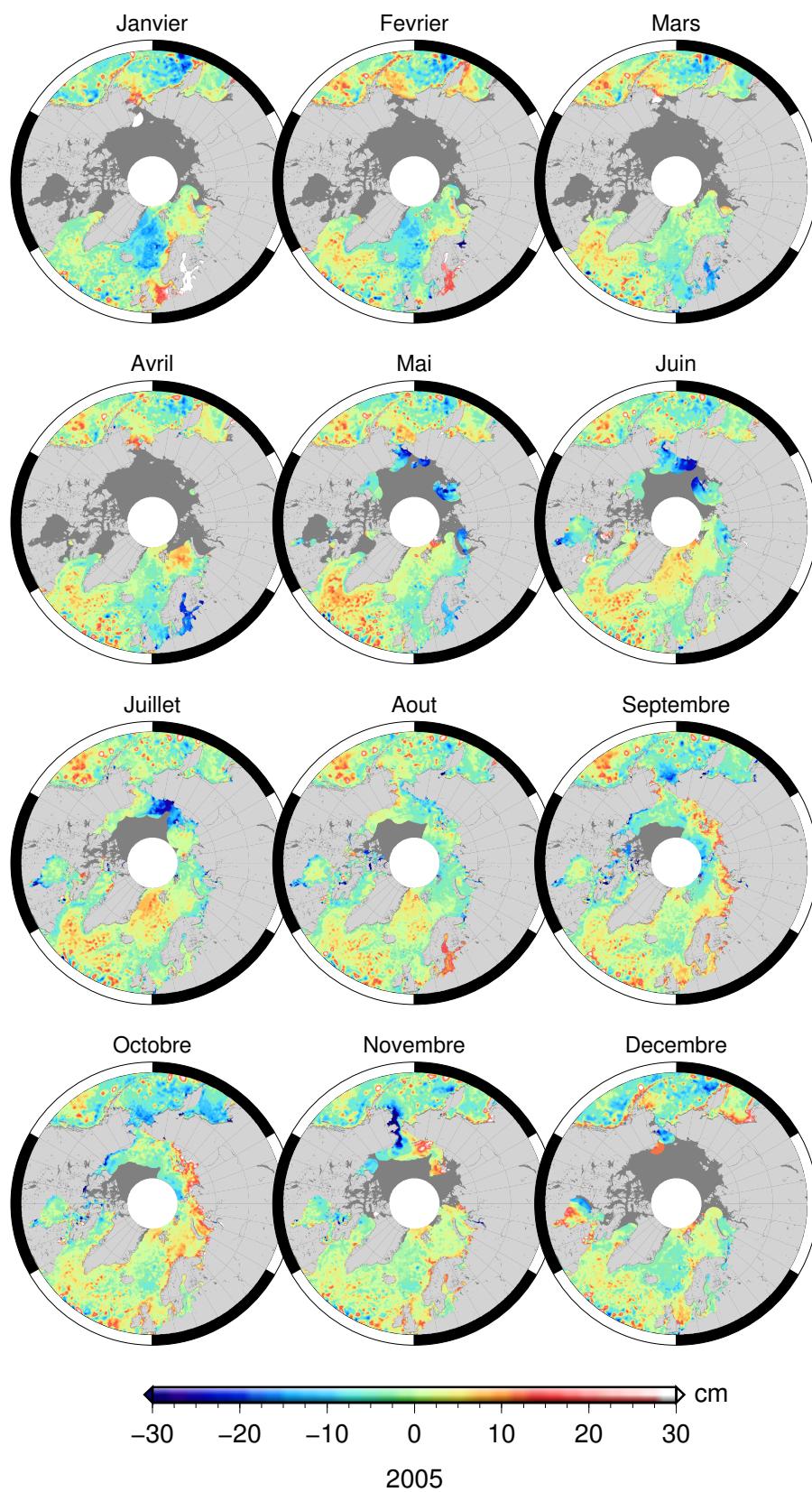


FIG. A.13 – Cartes mensuelles de l'anomalie de niveau de la mer vues par les produits altimétriques retraités pour l'année 2005

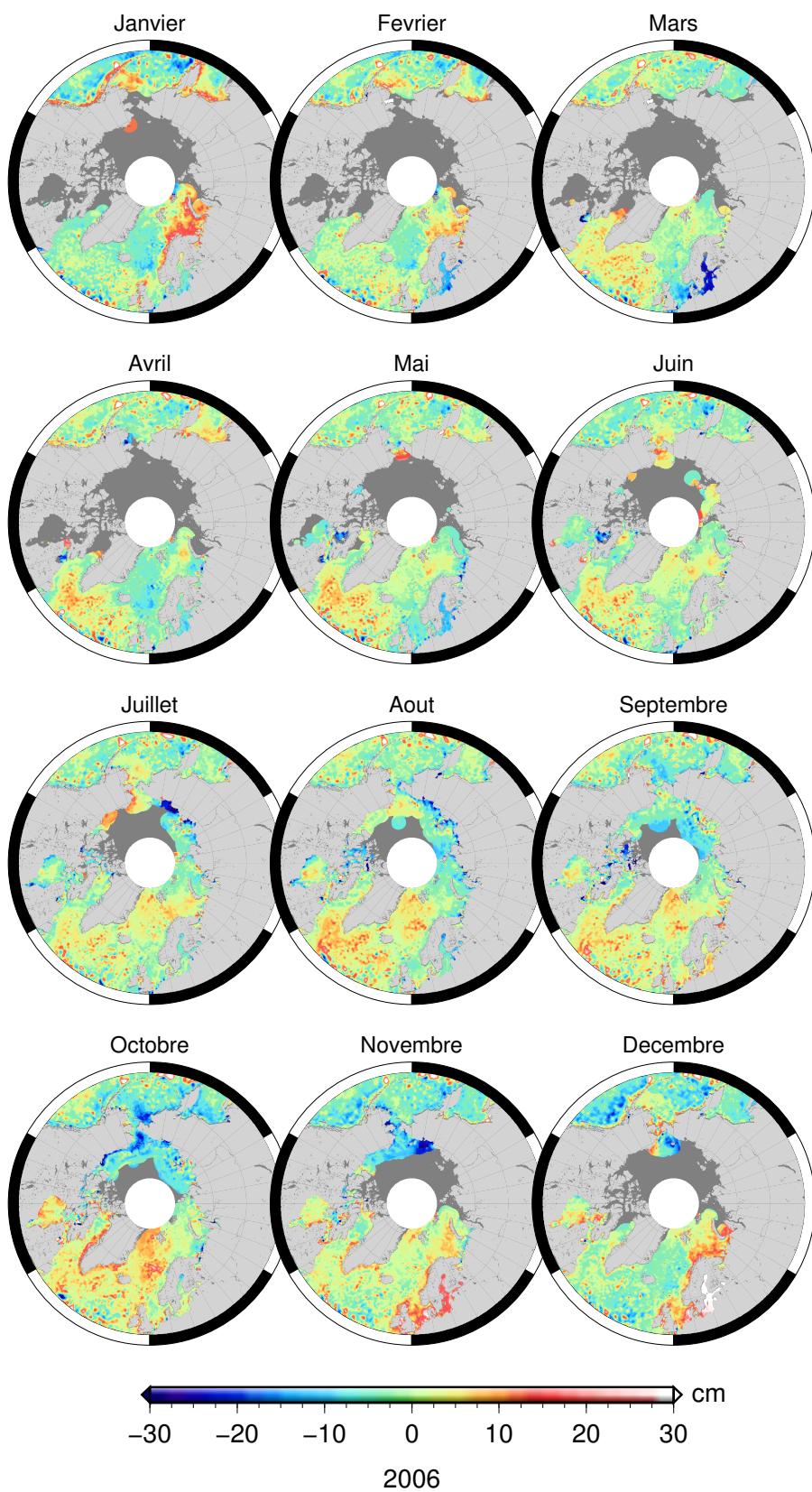


FIG. A.14 – Cartes mensuelles de l'anomalie de niveau de la mer vues par les produits altimétriques retraités pour l'année 2006

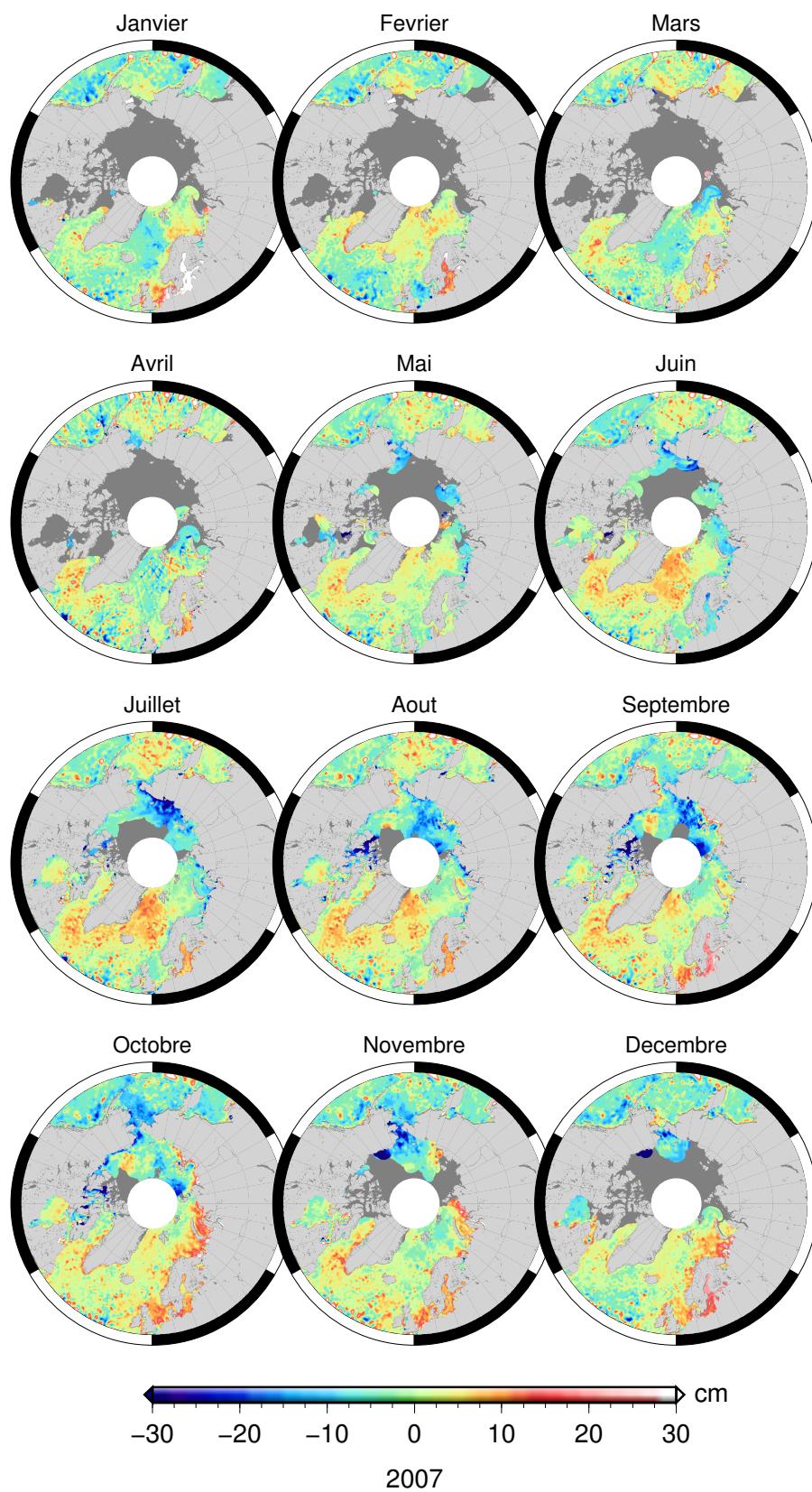


FIG. A.15 – Cartes mensuelles de l'anomalie de niveau de la mer vues par les produits altimétriques retraités pour l'année 2007

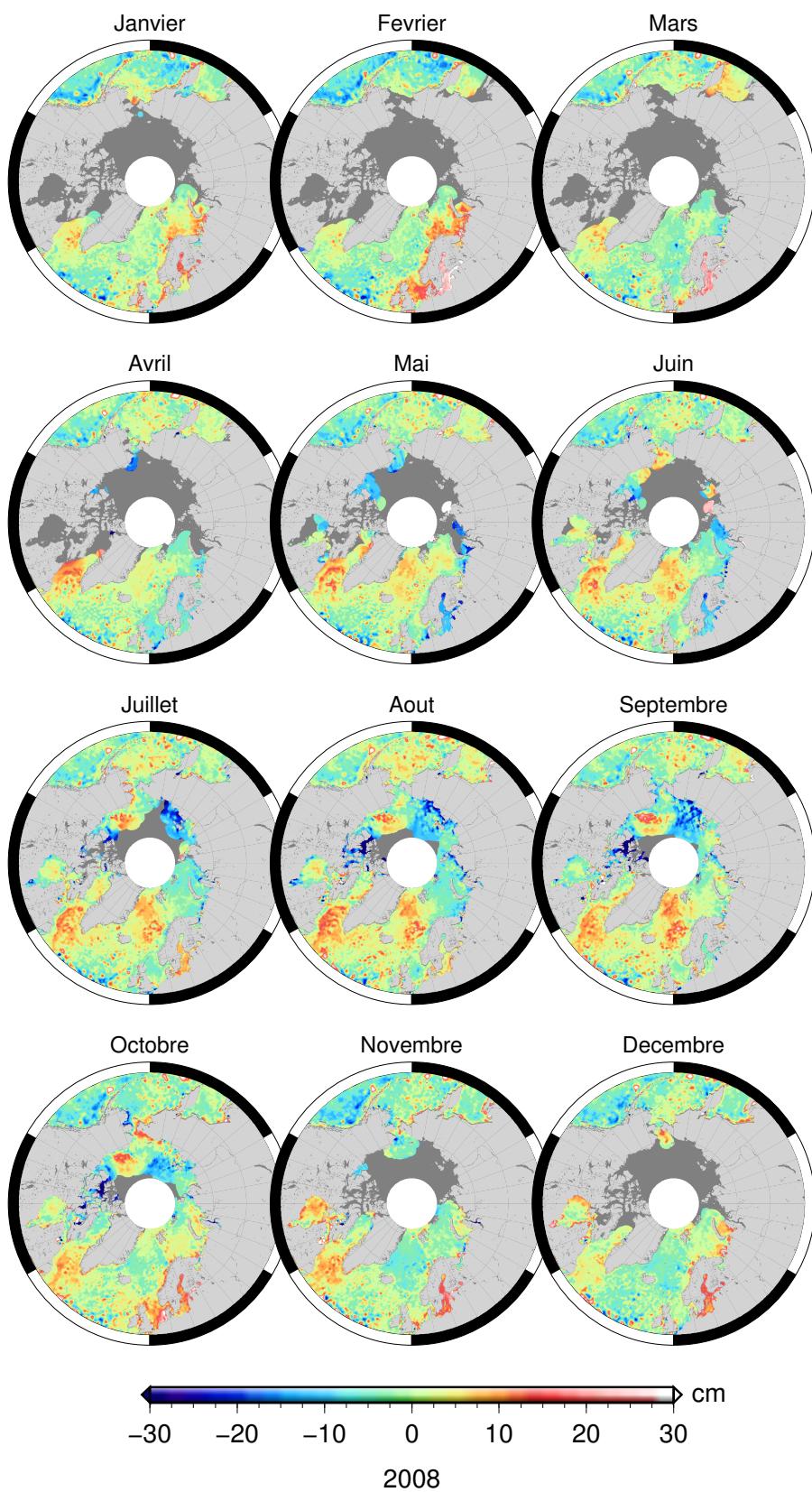


FIG. A.16 – Cartes mensuelles de l'anomalie de niveau de la mer vues par les produits altimétriques retraités pour l'année 2008

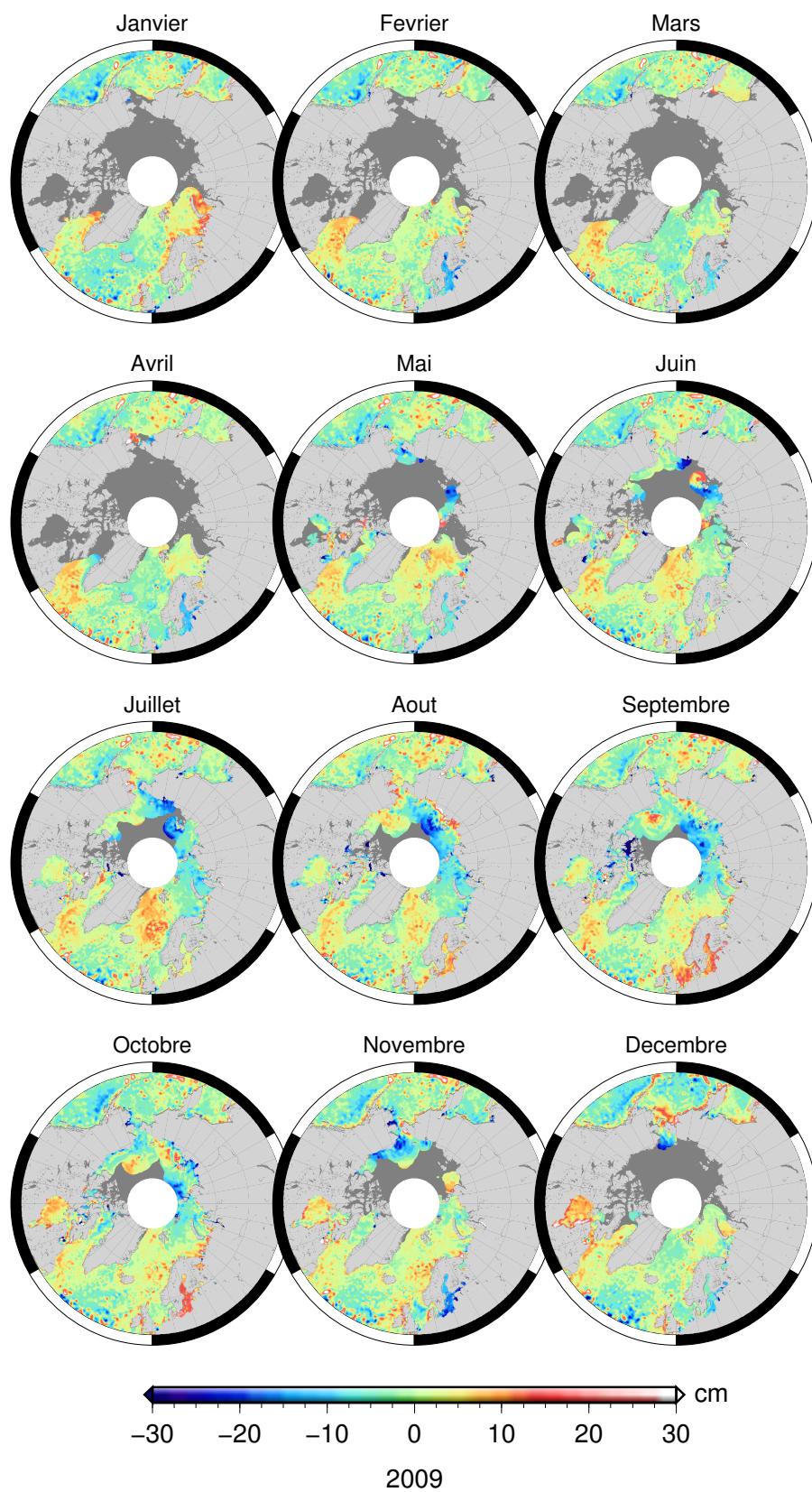


FIG. A.17 – Cartes mensuelles de l'anomalie de niveau de la mer vues par les produits altimétriques retraités pour l'année 2007

ANNEXE : ARTICLE PRANDI *et al.*, 2012 : « A NEW ESTIMATION OF MEAN SEA LEVEL IN THE ARCTIC OCEAN FROM SATELLITE ALTIMETRY » PUBLIÉ DANS *Marine Geodesy*

B

Dans cet article sont présentées les différentes étapes de la génération du jeu de données altimétriques régional dédié à l'Océan Arctique. Il s'agit d'une version synthétique du chapitre 2 de ce manuscrit.

Les limitations de l'altimétrie spatiale sont tout d'abord explorées à partir du jeu de données DUACS de référence et des traitements correspondants. Les modifications apportées à ces traitements sont ensuite décrites. Enfin l'impact des retraitements est évalué par comparaison à la série de cartes de départ, pour la couverture spatiale ainsi que pour les estimations des tendances du niveau de la mer dans l'Arctique.

1 **A new estimation of mean sea level in the Arctic Ocean from satellite altimetry**

2 Pierre Prandi^{1,a}, Michael Ablain¹, Anny Cazenave², Nicolas Picot³

3

4 ¹CLS, Space Oceanography Division, 8-10 Rue Hermès, 31520 Ramonville St-Agne, France

5 ²LEGOS, CNRS, 18 avenue Edouard Belin, Toulouse CEDEX 9, France

6 ³CNES, Centre Spatial de Toulouse, 18 avenue Edouard Belin, Toulouse CEDEX 9, France

7

8 ^a Corresponding author : pprandi@cls.fr

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20 Abstract

21 Sea level monitoring in the Arctic Ocean can provide useful information in the context of a
22 rapid change of several parts of the Arctic climate system. Satellite altimetry systems are
23 affected by various problems at high latitudes. As a consequence no precise and reliable mean
24 sea level record is available yet from altimetry products. After identifying some of the issues
25 that affect satellite altimetry in the Arctic Ocean region, we describe the tailored processing
26 that has been applied to along-track mono-mission altimetry data. We generate a new dataset
27 of weekly gridded sea level anomaly fields over the Arctic region for the period spanning
28 from 1993 to 2009, based on multi satellite altimetry missions. We demonstrate the
29 improvements achieved by this new dataset, among which a better data coverage. The grids
30 are used to describe some features of mean sea level variability in the Arctic Ocean both at
31 basin-wide and local scales. The regional trend estimated for the Arctic Ocean mean sea level
32 over all latitudes from 66°N to 82°N is 3.6 mm/yr with an uncertainty of 1.3 mm/yr (90%
33 confidence) and without any glacial isostatic adjustment (GIA) correction applied. The record
34 displays large inter-annual variability, but no strong correlation with climate indices was
35 found. Spatial patterns in sea level trends and variability over the Arctic region are also
36 investigated.

37 Keywords: sea level change, satellite altimetry, Arctic Ocean

38

39 **1. Introduction**

40 Understanding and monitoring climate change has become of crucial importance. In this
41 context, it is established that mean sea level rise is an important indicator for climate change,
42 as a natural integrator for various effects. Its potentially large social and economic impacts
43 have also stressed the importance of accurately monitoring sea level rise (Bindoff et al. 2007).

44 Precise knowledge of Mean Sea Level (MSL) variability has been achieved since the launch
45 of TOPEX/Poseidon (T/P) in late 1992. T/P has been followed by the Jason-1 and Jason-2
46 missions, allowing the creation a continuous 18-year long MSL record. In parallel the ERS-1,
47 ERS-2 and Envisat missions provide a complementary sampling of the oceans on a different
48 ground track and north of 66°N up to 82°N. Recent studies show that the global MSL
49 (estimated between 66°S and 66°N) has risen at the rate of 3.3 mm/yr over the last 18 years
50 (e.g. Ablain et al., 2009a,b, Cazenave and Llovel, 2010, Nerem et al., 2010). This value
51 accounts for the -0.3 mm/yr GIA correction (Peltier, 2009). The uncertainty associated to the
52 global MSL trend is 0.6 mm/yr in a 90% confidence interval (Ablain et al. 2009b). In addition
53 to a mean trend, high regional variability is also observed in the rates of sea level change.
54 Non-uniform ocean thermal expansion is mostly responsible for these observed spatial trend
55 patterns (Lombard et al. 2005, Bindoff et al., 2007).

56 There is evidence that the Arctic region is undergoing rapid climate changes (e.g., IPCC
57 2007), i.e., decreasing sea-ice extent (Kwok et al. 2009), ice mass loss from the Greenland
58 ice sheet (Rignot et al. 2011), changes in ocean temperature (Polyakov et al. 2005) and
59 salinity (McPhee et al. 2009). Changes in ocean temperature and salinity directly contribute to
60 mean sea level change of the Arctic Ocean through density changes. The Greenland ice mass
61 loss can have an impact on local sea level rise through gravitational effects (Bamber and Riva,
62 2010) and through ocean density changes by addition of freshwater to the ocean (Stammer,
63 2008). Arctic sea level monitoring is therefore very important, as the region may be
64 particularly sensitive to climate change. However, few studies of Arctic sea level are so far
65 available. Proshutinsky et al. (2001, 2004) investigated long-term sea level rise in the Russian
66 sector of the Arctic Ocean from tide gauge data and found a mean rise of 1.85 mm/yr over
67 1954-1989. Proshutinsky et al. (2007) studied sea level variability from model outputs of the
68 Arctic Ocean Model Intercomparison Project (AOMIP). Using ERS-1/2 satellite altimetry

69 Peacock and Laxon (2004) derived sea surface height (SSH) data from sea-ice leads in the
70 Arctic Ocean but without a long term perspective, while Scharroo et al. (2006) estimated
71 mean sea level rise in the Arctic Ocean over the 1995-2003 period and found a drop of 2
72 mm/yr.

73 Although satellite altimetry is a precise technique for global MSL monitoring, on regional
74 scales, it suffers from an increased error budget due to geographically correlated errors.
75 Specific problems add up when considering the Arctic Ocean region. As a result, regional
76 MSL monitoring from satellite altimetry needs specific processing and cannot be simply
77 extracted from global maps. The aim of the present work is to use satellite altimetry data to
78 produce an improved MSL dataset in the Arctic Ocean over a 17 years-long period (1993 to
79 2009) in order to study MSL variability at inter-annual timescales. The usefulness of an
80 already available dataset, the SSALTO/Duacs (hereinafter called standard AVISO dataset)
81 multi-mission sea level grids, distributed by AVISO (see the SSALTO/Duacs user handbook
82 available from www.aviso.oceanobs.com) is investigated over the Arctic Ocean and some
83 limitations in the use of satellite altimetry data at high latitudes are described. We further
84 derive a specific, improved altimetry-based SSH dataset at high latitudes, addressing some
85 limitations of standard analyses. The new SSH dataset generated in this study is then used to
86 produce new estimates of both mean sea level change in the Arctic Ocean region and
87 associated spatial trend patterns. We considered the Arctic Ocean to be bounded by the 66°N
88 latitude limit although the dataset is extended to 50°N, a map of the area considered in this
89 paper and the associated bathymetry from ETOPO1 (Amante and Eakins 2009) is presented
90 on Figure 1.

91 **2. Description of errors impacting the MSL estimates on global and regional scales**

92 Although satellite altimetry measurements are very accurate, they are affected by several
93 types of errors at different temporal and spatial scales (Dorandeu et al. 2009). The
94 uncertainties affecting the global MSL trend from satellite altimetry have been exhaustively
95 described and estimated (Beckley et al., 2007, Ablain et al. 2009b). The largest sources of
96 uncertainties affecting global MSL trend comes from the wet troposphere correction (0.3
97 mm/yr), satellite orbits (0.15 mm/yr) and from uncertainty on biases between different
98 missions (0.25 mm/yr). Other sources of errors lower than 0.1 mm/yr also impact the MSL
99 trend, e.g., the dry atmospheric corrections derived form meteorological data fields and
100 instrumental corrections. On global average, total uncertainty on the global MSL trend
101 amounts to 0.6 mm/yr in a confidence interval of 90% (Ablain et al., 2009b).

102 When considering basin-scale MSL the altimetry errors described above increase
103 significantly. In a recent study, Ablain et al. (2009a) showed that the errors depend on the
104 region of concern. Orbit errors for example have a latitude and longitude dependent pattern
105 and the associated uncertainty can reach up to +/- 1.5 mm/yr and are much more important at
106 high latitudes than around the equator (see also Beckley et al., 2007). For the wet troposphere
107 correction, the drift has been estimated over the altimetry record close to 2 mm/yr in the
108 tropical band where the atmospheric water content is high, whereas it is almost zero at high
109 latitudes (Ablain et al., 2009a). Concerning the uncertainty on bias between missions, it is not
110 necessarily spatially constant. For instance, the MSL bias between T/P and Jason-1 displays a
111 north-south hemispheric pattern related to orbit errors (Beckley et al., 2004, 2010). Such
112 errors are generally not taken into account when linking these missions together. As discussed
113 further in this paper for the Arctic Ocean, the bias between missions needs to be revisited for
114 estimating regional sea level changes.

115 In addition to the altimetry errors, the oceanic variability also has to be taken into account.
116 Indeed, the accuracy of MSL trend estimates depends directly on the ratio between the length

117 of the data time series and the MSL variance. Part of this variance is due the altimetry errors
118 but natural oceanic variability also affects the estimate of MSL trends. For the global MSL,
119 high sea level variability areas average out with low variability areas, and periodic (annual)
120 signals have opposite phases between northern and southern hemispheres; thus the residual
121 annual and inter-annual variability is small (less than 1 cm deviation from the linear fit) and
122 little affect trend estimates over an 18-year time span. But for regional MSL studies, the
123 impact can become much more important depending on the sea level variability of the study
124 region. Ablain et al. (2009a) showed that the oceanic variability can lead to sea level trend
125 uncertainties higher than 5 mm/yr, for example in areas of high mesoscale activity (e.g.,
126 western boundary currents areas), and in the tropical Pacific ocean influenced by low
127 frequency ENSO (El Nino-Southern Oscillation) variability.

128 **3. Description of altimetric errors in the Arctic Ocean**

129 Altimetric errors described above also affect the Arctic Ocean. But in this region, specific
130 errors mainly due to the presence of sea-ice need to be considered. In the following section,
131 we describe these errors.

132 *Data availability and coverage*

133 One main limitation results from the low data availability due to the unobserved very high
134 latitudes areas and the presence of sea ice. T/P, Jason-1 and Jason-2 share the same ground
135 track and have an orbit inclination of 66°. As a consequence there is no data available from
136 these missions at latitudes higher than 66°N. For this study, high latitudes are sampled up to
137 72°N by GFO and up to 82°N by the ERS-1, ERS-2 and Envisat altimetry missions. The
138 NASA's ICESat mission has been providing sea surface topography up to 86°N from 2003 to
139 2009 and ESA's CryoSat-2 mission launched in 2010 provides measurements up to 92°N;
140 data from those two missions are not used in this study although the addition of ICESat and

141 CryoSat-2 could improve future datasets in the Arctic when long time series become
142 available. Thus any satellite altimetry-derived SSH dataset leaves large portions of the Arctic
143 Ocean interior uncovered due to orbit constraints. In addition, the Arctic Ocean is partly
144 covered by sea-ice, whose extent varies on seasonal to inter-annual timescales. Typical values
145 for annual sea-ice cover variations range from 7 million km² in Arctic summer to 15 million
146 km² in Arctic winter with a record minimum of 4.5 million km² in September 2007 (Stroeve et
147 al. 2011). The presence of sea-ice makes a large portion of the Arctic Ocean SSH either
148 unobservable by radar altimeters, or unevenly sampled through time. In order to investigate
149 data coverage at high latitudes, we used the latest version (version 2) of the standard AVISO
150 dataset multi-mission grids of sea level anomalies (SLA). This dataset consists of weekly ¼°
151 global grids from October 1992 to December 2009. We investigated corresponding SLA data
152 availability by computing the number of valid values in each ¼° grid cell over the whole
153 studied period, consisting of 887 weekly grids. In Figure 2, which displays the standard
154 AVISO dataset data coverage in the Arctic Ocean, the impact of sea-ice cover is quite clear.
155 Sampling is good in the North Atlantic, in the Nordic Seas and the Barents Sea where the
156 inflow of warm water from the Atlantic Ocean allows an ice-free ocean to be observed by the
157 altimeter satellites at every time step. Except for this area, data availability is very low in the
158 Arctic Ocean, with values lower than 30% almost everywhere. Large parts of the Arctic
159 interior are not sampled at all. Comparison with sea-ice concentration data from
160 NOAA_OI_SST_V2 (Reynolds et al. 2002) (data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD,
161 Boulder, Colorado, USA, from their web site at <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>) shows that
162 some regions of the Arctic Ocean interior (East Siberian Sea and Beaufort Sea) within the
163 ground track of Envisat (or ERS) orbits have been ice-free during the 1993-2009 period but
164 are not observed in the standard AVISO dataset; This suggests potential improvements of the
165 SLA mapping process. Such a low sampling of the Arctic Ocean identified in the standard

166 AVISO dataset is a major limitation to the use of this data for MSL studies at high latitudes
167 and triggers the need for a dedicated processing of satellite altimetry data in this region. To
168 improve the data coverage, Peacock and Laxon (2004) proposed a retracking method to derive
169 SSH measurements from ERS-2 altimeter waveforms over ice leads. In this study, we use
170 available along-track altimetry products (retracking the altimeter waveform is out of the scope
171 of the present study).

172 *SLA data quality*

173 The low number of available altimetry data in the Arctic Ocean has direct impact on the
174 quality of the sea level estimates. We analyzed Envisat and ERS-2-derived SLA variances as
175 a function of the latitude, using the standard AVISO dataset processing of satellite altimetry
176 data, results are shown on Figure 3 (red curves). In this processing the SLA is derived from
177 SSH by subtracting the CLS01 mean sea surface (MSS) (Hernandez and Schaeffer, 2000).
178 The SLA variance levels are anomalously high at latitudes north of 74° North, with values
179 greater than 800 cm² (typical values at lower latitudes are less than 100 cm²). As there is no
180 physical reason for such a strong increase in oceanic variability at high latitudes, these high
181 variance levels can be attributed to poor performances of the satellite altimetry data
182 processing. Using the ice flag in the along-track altimetry products, we computed the distance
183 of each measurement to the nearest sea-ice. Results show that SLA variance increases when
184 distance to sea-ice decreases (not shown), indicating that sea-ice presence plays an important
185 role in the low data quality in the region. This SLA data quality degradation in the vicinity of
186 sea-ice may have multiple causes, acting at different distances from sea-ice.

187 The first one is the degradation of the satellite range retrieval close to sea-ice (within a
188 window of 20 km corresponding to the radar footprint). Not much can be done to retrieve
189 valid SSH measurements from echoes polluted by the presence of sea-ice without using a

190 specific retracking algorithm. A similar problem affects the radiometer measurements, also
191 impacted by sea-ice. The variance explained by the radiometer-derived wet troposphere
192 correction decreases with the distance to sea-ice (within a window of 50 km corresponding to
193 the radiometer footprint), indicating a degradation of the correction quality. The same
194 phenomenon happens at the ocean/land transition and algorithms exist to limit the land
195 pollution of the radiometer measurement (Brown, 2010). A similar processing applied to the
196 ocean/ice transition could improve data quality near sea-ice but is out the scope of this study.
197 The standard editing process is applied to the data to remove most spurious measurements, the
198 editing criteria is described in the annual validation reports available at
199 <http://www.aviso.oceanobs.com/fr/calval/systematic-calval/index.html>.

200 Other geophysical corrections applied to SSH measurements are also degraded in high-
201 latitude regions such as ocean tide corrections and MSS used for the SLA references. Ray et
202 al. (2009) showed that the largest differences between ocean tide models are found at high
203 latitudes. The GOT4.7 ocean tide model (Ray 1999) used for the generation of the standard
204 AVISO dataset grids is based on satellite altimetry data. The previously described errors on
205 satellite altimetry, mainly the low data coverage in the Arctic Ocean therefore affect the
206 quality of the modeled tidal height prediction. Lyard (1997) also found that the presence of
207 sea-ice can affect ocean tide models through modification of friction at the surface and change
208 in the water column height, effects not accounted for in the ocean tide models.

209 The MSS is estimated from satellite altimetry data averaged over a given time span. The
210 averaging period is 1993-1999 for CLS01 MSS (Hernandez and Schaeffer 2000), which is
211 used in the standard AVISO dataset processing. In the Arctic Ocean where satellite
212 observations are scarce and of lower quality, some areas have no valid satellite observation
213 over the 1993-1999 averaging period. In such areas the CLS01 MSS is filled up with the
214 EGM96 (Lemoine et al. 1998) geoid model. With the sea-ice extent reduction in recent years

215 such areas are ice-free in the late part of the record and observed by satellite altimetry, the
216 inaccuracy of the CLS01 MSS results in large patches of unrealistic SLA with values greater
217 than 50cm.

218 **4. Calculation of an improved sea level dataset for the Arctic Ocean**

219 In order to generate a new dataset suitable to study the MSL variability and trend in the Arctic
220 Ocean, we reprocessed satellite altimetry data from the T/P, ERS-1 (exact repeat phases only),
221 ERS-2, GFO, Envisat, Jason-1 and Jason-2 missions. The aim of this reprocessing is to
222 address some of the limitations previously described. We focused on the specific limitations
223 discussed in the previous section, namely the low data quality and the uneven sampling of the
224 ocean.

225 *Mean Sea Surface*

226 In order to overcome the CLS01 mean sea surface inaccuracy problem, we used the DNSC08
227 MSS (Andersen and Knudsen 2009). The DNSC08 MSS was derived from data from eight
228 altimetry missions over a 12 years time span (1993-2004). Data cover the whole Arctic Ocean
229 with no polar gap thanks to the use of ICESat laser altimetry. Changing from CLS01 to
230 DNSC08 MSS reduces the spurious sea level anomaly values found in Envisat SLA in
231 September 2007. The accuracy of DNSC08 compared to CLS01 is further demonstrated by
232 the significant sea level anomaly variance reduction found over the whole Arctic Ocean.
233 Figure 4 displays the map of SLA variance reduction obtained by using DNSC08 rather than
234 CLS01 as the MSS for Envisat data, red corresponding to a variance reduction. The effect is
235 particularly important at very high latitudes and in large parts of the Arctic Ocean interior. On
236 average, using DNSC08 rather than CLS01 MSS reduces the SLA variance by 39 cm² for
237 Envisat data in the 66°N-82°N region (from 211 cm² to 172 cm²). A similar variance
238 reduction is achieved for ERS-2 (30 cm² reduction from 295 cm² over 66°N-82°N). There is

239 little impact on the SLA variance for ERS-1 and GFO data averaged over 66°N-82°N (4 cm²
240 and 3 cm² respectively). For the purpose of the present study, we therefore use the DNSC08
241 MSS to estimate SLA for all satellite altimetry missions available. A new version of the mean
242 sea surface (DTU10 MSS) is now available and could provide an improvement of the data; it
243 is not used in this study due to its unavailability at the time the data were processed.

244 *Ocean Tide Model*

245 For sea level studies, SSH data need to be corrected for ocean tides. Various ocean tide
246 models are available for that purpose. In order to determine which ocean tide model is
247 performing best in the Arctic Ocean, we adopted a similar SLA variance reduction approach
248 as for the MSS. Various ocean tide models were investigated: FES04 (le Provost et al. 1998),
249 GOT4.7 (Ray, 1999), EOT08a (Savcenko and Bosch 2008), AOTIM (Padman and Erofeeva
250 2004), TPXO7.2 (Egbert and Erofeeva 2002), ANDERSEN06 (Andersen et al. 2006).
251 GOT4.7 is the ocean tide model used in the standard AVISO dataset. For each ocean tide
252 model, we computed the variance of the Envisat-derived SLA over September 2002 to
253 September 2009 (corresponding to orbital cycles 10 to 81) and compared the corresponding
254 variance maps with the reference obtained with GOT4.7. Figure 5 presents the map of SLA
255 variance reduction obtained when using TPXO7.2 instead of GOT4.7, positive (red) values
256 indicate a variance reduction. Although TPXO7.2 leads to higher levels of SLA variance in
257 the Baffin Bay, Hudson Bay, coastal North Pacific and Canadian Arctic Archipelago areas
258 than GOT4.7, in the Russian sector, using TPXO7.2 leads to an important reduction in SLA
259 variance, certainly due to the use of tidal constituents from Russian tide gauges in the model.
260 The other ocean tide models did not provide a SLA variance reduction on an area as large as
261 TPXO7.2 in the Arctic Ocean, especially in the Russian Arctic. A similar behavior is found
262 for ERS-2 and ERS-1 when using TPXO7.2 rather than GOT4.7 (not shown). We therefore
263 select TPXO7.2 as the tide model for the Arctic Ocean processing, even if the average effect

264 over the whole 66°N-82°N area is a small (10 cm²) SLA variance increase for Envisat data,
265 due to the large variance increase in Baffin Bay.

266 The corrections used in the present study to calculate SLA in the Arctic Ocean are
267 summarized in Table 1. The mono-mission sea level variance reduction achieved with the
268 reprocessing of mono-mission data compared to the reference processing is illustrated on
269 Figure 3 (blue lines) for Envisat and ERS-2 data. From 70°N and northward, SLA variance is
270 reduced and maintained close to lower latitudes levels for both Envisat and ERS-2 data. The
271 SLA variance, averaged over all latitudes from 66°N to 82°N and excluding Baffin Bay area
272 where the performance of the tide model is low, is reduced from 156 cm² to 118 cm² for
273 Envisat data and from 231 cm² to 201 cm² for ERS-2 data, there is almost no change for ERS-
274 1 and GFO data. The spurious very high variance values found in the standard data processing
275 at very high latitudes are reduced: for latitudes between 78°N and 82°N, the SLA variance is
276 reduced from 269 cm² to 89 cm² for Envisat data, a similar behavior is found for ERS-2, the
277 reduction is smaller for ERS-1 data.

278 Other errors affecting satellite altimetry in the Arctic Ocean were identified and described
279 (see sections 2 and 3) but are not corrected for in the present data reprocessing. For some of
280 them, we estimated that the improvements would be small. For example for the wet
281 troposphere correction: using a hybrid correction combining radiometer data and model data
282 near sea-ice would improve the quality of the correction, but implies a costly calculation of
283 the distance to sea-ice. Other improvements such as new orbit solutions or waveform
284 retracking can have a large impact but such a work is beyond the scope of this study.

285 *Regional multi-mission merging*

286 In order to build a continuous MSL record, data originating from different missions have to be
287 linked to a common reference. Estimating precise biases between missions is crucial to derive

a record stable enough to study climatic trends (Leuliette et al. 2004). Bias uncertainty can be important when considering regional rather than global SLA as previously described. We use T/P, Jason-1 and Jason-2 missions to produce a stable baseline for all missions. The biases are estimated during the verification periods between T/P/Jason-1 and Jason-1/Jason-2 during which the two satellites are on the same orbit and measuring the same ocean. Two effects can impact the biases values when performing a regional rather than global processing: geographically correlated errors that can lead to regional bias patterns and changes of the standards (i.e. corrections) selected for the regional processing. The bias between T/P and Jason-1 used to generate the standard AVISO dataset is 84.8 mm. This value is estimated using all data with latitudes between 66°S and 66°N and averages out spatial patterns (see section 2). In order to limit the impact of geographically correlated errors between missions on the bias estimation for the Arctic reprocessing, we average the data over the 50°N to 66°N latitudes band only. This regional averaging, not changing the corrections, leads to a new estimation of 83.6 mm for the T/P to Jason-1 bias. Conserving the regional averaging and using the new corrections the bias is changed 84.8 mm. Although this value is similar to the global standard bias, this is not a general rule and it depends on the area chosen for averaging and on the corrections used. For the Jason-1 to Jason-2 bias, the same process leads to changing the bias from 74.5 mm to 76.6 mm. No change was made to the bias between T/P altimeter A and altimeter B. The uncertainties on the biases are estimated by the standard deviation of the differences between two missions over the verification periods. The SLA standard deviation is 3.3 mm for the T/P to Jason-1 bias, and 2.5 mm for the Jason-1 to Jason-2 bias. These values are higher than what is obtained considering global averages, but when considering the 50°N to 66°N regional averages, the uncertainty is higher with AVISO standards than with the new standards: using the new standards increases the agreement between the missions over this area and time span. All the other missions are then linked to

313 this stable baseline through an empirical orbit error reduction model (Le Traon et al. 1995,
314 2003) applied to secondary missions (ERS-1, ERS-2, GFO and Envisat) data, fitted to reduce
315 SSH differences at crossover points.

316 *Objective Analysis*

317 After reprocessing mono-mission along-track SSH data and referencing all data with respect
318 to T/P, we perform an objective analysis to convert along-track mono-mission data into
319 weekly multi-mission gridded fields. The objective analysis is an adaptation of the
320 SSALTO/Duacs objective analysis (Le Traon and Ogor, 1998) for the purpose of the present
321 study. A long wavelength error reduction (Le Traon et al. 1998) is applied during the mapping
322 to reduce cross-track gradients. The data are interpolated on a grid covering all latitudes
323 between 50° N and 82° N, on a 1/8° Cartesian grid (instead of 1/3° in standard AVISO
324 dataset). The high resolution grid used for this regional analysis takes advantage of the high
325 track density at high latitudes. We also accounted for the oceanic signal variance and
326 measurement noise in the objective analysis calculation (Le Traon et al., 2001, 2003). We
327 generate a dataset of 887 weekly SLA grids spanning from January 1993 to December 2009.

328 **5. Results**

329 During the data reprocessing, we tried to address the problems identified in section 3. We
330 showed that the reprocessing is capable of reducing the very high SLA variance levels
331 observed (see Figure 3). The second main limitation described above concerns the very low
332 Arctic Ocean coverage by the standard AVISO dataset. Figure 6 presents a map of data
333 coverage differences between the standard AVISO and reprocessed datasets over the Arctic
334 Ocean, positive (red) values indicate an improvement. The Arctic Ocean interior is observed
335 more often, in particular the Laptev and Beaufort seas. Large areas which were never
336 observed by the standard AVISO dataset are now sampled, although there are still few points

available. Some small areas exhibit a decrease in ocean sampling: the Hudson Bay and the eastern side of Novaya Zemlya Island. On average over the whole 50°N to 82°N area, the data coverage is improved by 46 data points (5% of the time series length). Locally the improvement can reach more than 200 data points (22% of the time series length) A careful look in the Novaya Zemlya region where the sampling drop is important shows that it is actually an improvement. Figure 7 presents a zoom of the data coverage in the area; the left panel, derived from the standard AVISO dataset, displays the same data coverage east and west of the island, while with the reprocessed grids (Figure 7, middle panel) data coverage values are different. The latter behavior is consistent with the mean sea-ice cover over the same period derived from the OISSTV2 dataset (Figure 7, right panel) which shows a low (30%) sea-ice concentration west of the island and much higher values (50% to 60%) east of the island. Having achieved an improved coverage of the Arctic Ocean, the new dataset allows us to obtain more reliable estimates of the variability of the MSL both at regional (basin-wide) and local spatial scales.

Altimetry derived sea level datasets can be validated against tide gauges which provide independent sea level data. Volkov and Pujol (2012) performed a validation of the standard AVISO dataset in the Nordic Seas. A similar work, using the reprocessed dataset and extended in the Arctic Ocean interior is undergoing to investigate in more details the performance of the dataset presented in this paper.

356 *Arctic mean sea level*

We use the reprocessed dataset to estimate regional MSL in the Arctic Ocean. The dataset covers all latitudes between 50°N and 82°N. We use the 66°N latitude as a limit to define the Arctic Ocean, so the average is not influenced by the Pacific and Atlantic Oceans. Therefore regional MSL refers to the average over all grid points between 66°N and 82°N (see Figure

361 1). The regional MSL trend is estimated to be 3.6 ± 1.3 mm/yr over 1993-2009 after
362 removing the annual and semi-annual signals and without applying any GIA correction. This
363 value is just slightly larger than the global mean sea level trend over the same time span
364 estimated to 3 mm/yr when the GIA correction is not applied (Cazenave and Llovel 2010).
365 Due to the small area covered by the Arctic Ocean (4% of the global ocean area) and close
366 trend values, adding the Arctic Ocean to the global MSL record does not change significantly
367 the observed global MSL trend.

368 The reprocessed datasets exhibits a 3.6 ± 1.3 mm/yr trend, compared to 2.2 ± 1.3 mm/yr
369 estimated from the standard AVISO dataset over the same area and period, as shown in Figure
370 8. We estimated the uncertainty associated with the MSL trend estimate following the method
371 proposed by Ablain et al. (2009b) using an inverse formulation (Bretherton et al., 1976). The
372 altimetry error sources are described in sections 2 and 3. We consider a drift error of 0.6
373 mm/yr and bias error between the missions used to construct the reference baseline: 2 mm
374 between T/P altimeters A and B, 3 mm between T/P and Jason-1 and 2.5 mm between Jason-1
375 and Jason-2 (see section 4 for the bias uncertainty estimation). This leads to an uncertainty of
376 1.3 mm/yr on the trend over the 1993-2009 period, with 90% confidence interval. Due to the
377 large inter-annual variability of the Arctic MSL time series, the trend is highly dependent on
378 the study period. Considering overlapping 10-year periods of the data (from 1993-2002 to
379 2000-2009 by 1 year increments for start and end years) the Arctic MSL trend ranges from 1.7
380 mm/yr to 6.4 mm/yr.

381 To further assess the differences between the standard and reprocessed datasets, we estimated
382 MSL time series over different latitude bands. In the 50°N to 60°N band, where the standard
383 AVISO dataset is reliable, the two MSL time series are very close, both in terms of trend and
384 variability. In this latitude band, the differences between the two datasets exhibit a small 0.6
385 mm/yr trend and a standard deviation of 0.6 cm. The impact of the reprocessing on the

386 regional MSL becomes larger at higher latitudes. The two datasets shows a +1.2 mm/yr trend
387 difference and 1.2 cm standard deviation in the 60°N to 70°N latitude band, and +1.4 mm/yr
388 trend difference and 1.7 cm standard deviation in the 70°N to 80°N band. The two datasets
389 being in good agreement at lower latitudes brings confidence in the quality of the reprocessed
390 data at higher latitudes. Two effects can explain observed differences in the MSL trend:
391 changes at grid points that were already measured in the standard AVISO dataset and impact
392 of grid points that were not observed in the standard AVISO dataset as a result of the
393 improved data coverage. To discriminate between these effects, we evaluated regional MSL
394 from the reprocessed dataset using a grid point only if it contains a valid measurement in the
395 standard AVISO dataset at the same time step. The largest impact on the Arctic MSL trend
396 comes from the change in grid points that were already observed in standard AVISO dataset
397 with a +1.6 mm/yr trend difference over 66°N to 82°N latitudes. The impact of newly
398 observed grid points gives a small negative -0.2 mm/yr trend difference over the studied
399 period.

400 The regional MSL curve is shown in Figure 8. It displays an important inter-annual
401 variability. Due to time varying sea-ice extent, the dataset is not sampling the same portions
402 of ocean through time. To investigate which part of the observed variability is related to this
403 time-varying oceanic domain, we computed MSL using only grid points where time series are
404 at least 80% complete. Applying this mask does not allow any sampling of the Arctic Ocean
405 interior. Only the Nordic and Barents Seas are observed. The differences between regional
406 mean sea level estimated over the whole region and over the masked area are small, with a 0.4
407 mm/year trend difference and 1.9 cm standard deviation. The standard deviation of the
408 regional MSL time series is reduced when including the whole area regardless of data
409 completion. The difference between MSL over the whole area and masked zone exhibits no
410 inter-annual variability, thus allowing the use of the whole 66°N to 82°N band to estimate the

411 Arctic ocean MSL, even though the observed area is not the same through time. We can also
412 conclude that the inter-annual sea level variability observed is largely dominated by physical
413 variability in the Nordic and Barents seas and not a consequence of the uneven sampling.
414 Signals with periods of 3.5 and 5 years were identified in the Arctic MSL time series but no
415 significant correlation was found with climate indices such as the Arctic Oscillation
416 (Thompson and Wallace, 1998) or the North Atlantic Oscillation (Jones et al. 1997) that affect
417 Arctic climate. Proshutinsky and Johnson (1997) identified two circulation regimes for the
418 Arctic Ocean induced by wind forcing that may affect sea level in the basin. However, over
419 the still short time span of altimetry data availability, we were not able to identify the effect of
420 such circulation changes on altimetry-derived MSL time series.

421 *Regional variability*

422 The reprocessed dataset provides a much better coverage than the standard products in nearly
423 all areas of the Arctic Ocean (see Figure 6). With more data available, we expect to get better
424 estimates of the regional sea level variability. A direct consequence of the improved coverage
425 is illustrated on Figure 9 displaying spatial sea level trends from the standard AVISO dataset
426 (left panel) and from the reprocessed dataset (right panel) estimated over the same 1993-2009
427 period. The reprocessed dataset is able to catch some well-known features such as a strong
428 positive signal south of Greenland and a sea level drop in the North Pacific. In the Arctic
429 Ocean interior, spatial trend patterns appear much more consistent throughout the basin than
430 in the standard products. The Laptev Sea where trend values were spurious standard AVISO
431 dataset now exhibits values within the expected plausible range (not larger than 20 mm/yr)
432 and spatially consistent. The spatial coherence of sea level trends is also improved in the East
433 Siberian Sea and a large positive signal are found in the Beaufort gyre region which was
434 previously unobserved. In the Beaufort Sea, the spatial coherence of the observed strong
435 positive patch is likely indicating a physical signal rather than a sampling artifact although the

436 uncertainties associated to regional trends are still high. In a recent study using a different
437 processing of satellite altimetry data, Giles et al. (2012) reported SLA trends up to 20 mm/yr
438 in the Beaufort gyre over the 1995-2010 periods, our results show a similar behavior, in
439 agreement with other recent results regarding freshwater content change in the area (Rabe et
440 al. 2011). However further work is needed to draw a conclusive comparison between their
441 results and ours. We checked that over the whole basin, the local trends are evaluated over the
442 same period by looking at the start and end dates of the local sea level time series. In the
443 Arctic Ocean interior, even if the time series have seasonal gaps due to sea-ice cover, the time
444 series cover the whole period except for a very small area off the Canadian and American
445 coasts where local trends still display spurious values in the reprocessed dataset. The local sea
446 level trends estimated from our reprocessing differ largely from a previous estimate: over the
447 1995-2003 period, Scharroo et al. (2006) found a sea level drop of -2.17 mm/yr using only
448 ERS-2 data. Using our dataset we find a positive trend of 6.4 mm/yr over the same time span,
449 with an uncertainty on this value higher than the 1.3 mm/yr found for the entire record.
450 Although the spatial trend pattern strongly resembles ours, there appears to be a regional trend
451 offset between the two estimates (not shown).

452 The annual signals were also evaluated; maps of annual signal amplitudes and phases from
453 the reprocessed dataset are presented on Figures 10 and Figure 11 respectively. Maps of the
454 amplitude and phase of the annual signal from the DTU model are also shown (available from
455 ftp://ftp.space.dtu.dk/pub/DTU10/ANNUAL_SSH_V2). The annual signal amplitude cannot
456 be properly estimated from the altimetry dataset due to the seasonal data coverage, resulting
457 in spurious amplitudes larger than 20 cm in the Eastern part of the basin. In this area, the
458 model displays very low amplitudes for the annual signal. In other areas, where the annual
459 signal amplitude can be estimated by the altimetry dataset, a good agreement is found with the
460 model: higher amplitudes at the coast, very low in the central Barents Sea, relative maximum

461 in the Lofoten Basin and low values in the North Pacific south of the Bering Strait.
462 Concerning the annual signal phase, the DTU model and the data show a good agreement in
463 the North Atlantic, in the Nordic Seas and in the Barents Sea. The phase shift between the
464 Norway Sea and the Barents Sea is present in both the model and the data. Bathymetry
465 contours are displayed on the altimetry data (Figure 11, left panel) and demonstrate a good
466 agreement between phase shifts and bathymetry changes between the Norway and the Barents
467 Seas.

468 **Conclusions**

469 Starting from the standard AVISO dataset, we identified several problems in
470 SSALTO/DUACS satellite data processing in the Arctic Ocean. We propose here a new
471 processing of the data, dedicated to the high latitudes and Arctic Ocean that corrects some of
472 the problems identified. The generation of a new weekly SLA gridded data set covering the
473 Arctic Ocean over the 1993-2009 period allows to derive new estimates for the mean sea level
474 trend and associated regional variability. The new processing allows better quality mono-
475 mission sea level data to be used for the objective analysis and improves the sampling of the
476 Arctic Ocean, leading to more reliable estimates of mean sea level variations in this region.
477 We find that Arctic sea level rise is underestimated in the standard AVISO dataset with a 2.2
478 mm/yr rate. Sea level in the Arctic Ocean has been rising at a rate of 3.6 mm/yr over the
479 1993-2009 time period. Over this period the uncertainty on the MSL trend due to the satellite
480 altimetry errors is estimated to 1.3 mm/yr with 90% confidence interval. On the other hand,
481 large inter-annual variability implies that the trend estimate is very sensitive to the
482 observation period. The rather similar rates of sea level rise found for the global mean and
483 Arctic Ocean imply that the impact of the Arctic Ocean on the global MSL trend is not
484 significant. The inter-annual variability observed in the Arctic MSL is large and further work
485 is needed to establish the causes of such variability. No clear correlation was found with

486 climatic indices such as the AO or NAO. Spatial trend patterns over the Arctic Ocean were
487 also estimated and found more spatially consistent and within the plausible range of -15 and
488 15 mm/yr through the whole Arctic Ocean. Areas where trend estimation was dubious or
489 impossible from the standard AVISO dataset due to low sampling are better observed in the
490 reprocessed dataset. A strong positive signal is found in the Beaufort Gyre region which is
491 likely related to changes in ocean circulation. The new regional dataset provides one of the
492 first attempts to use satellite altimetry data to estimate sea level in the Arctic Ocean over a
493 long time span.

494 **Acknowledgments**

495 We thank three anonymous for their review of this paper. The manuscript has been improved
496 as a result of their comments and helpful recommendations.

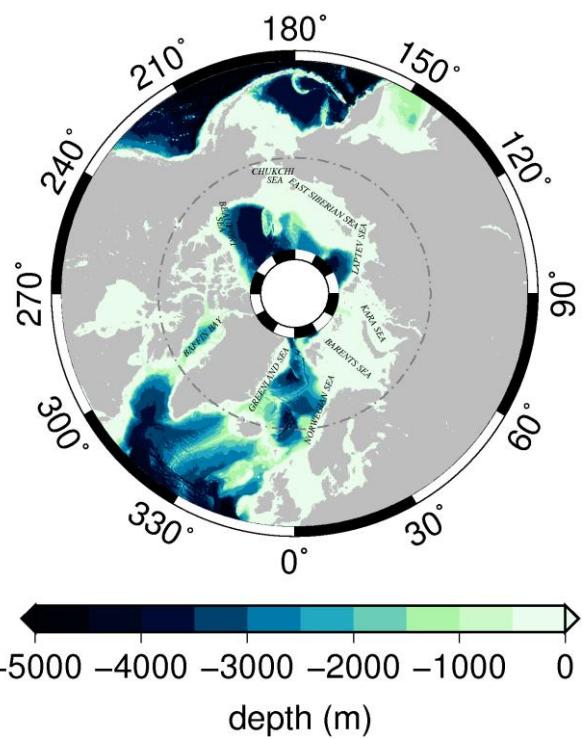
497 **6. References**

- 498 Ablain, M., P. Prandi, A. Lombard, and E. Bronner. 2009a. Error estimation of the regional
499 mean sea level trends from altimetry data. Presented Oceanobs'09, Venice, Italy.
500 Ablain, M., A. Cazenave, G. Valladeau, and S. Guinehut. 2009b. A new assessment of the
501 error budget of global mean sea level rate estimated by satellite altimetry over 1993-
502 2009. *Ocean Sci.* 5:193-201.
503 Amante, C. and B. W. Eakins. 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model:
504 Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS
505 NGDC-24, 19 pp, March 2009
506 Andersen O. B., G. D. Egbert, S. Y. Erofeeva, and R. Ray. 2006. Non-linear tides in shallow
507 water regions from multi-mission satellite altimetry & the Andersen 06 Global Ocean
508 Tide Model. Presented AGU WPGM meeting, Beijing, China.
509 Andersen, O. B., and P. Knudsen. 2009. DNSC08 mean sea surface and mean dynamic
510 topography models. *J. Geophys. Res.* 114, C11001, doi:10.1029/2008JC005179.
511 Bamber, J. and Riva, R. 2010. The sea level fingerprint of 21st century ice mass fluxes, *The*
512 *Cryosphere Discuss.*, 4, 1593-1606, doi:10.5194/tcd-4-1593-2010
513 Beckley, B. D., N. P. Zelensky, S. B. Luthcke, P. S. Callahan. 2004. Towards a Seamless
514 Transition from TOPEX/Poseidon to Jason-1. *Mar. Geod.* 27: 373-389.
515 Beckley, B. D., F. G. Lemoine, S. B. Luthcke, R. D. Ray, and N. P. Zelensky. 2007, A
516 reassessment of global and regional mean sea level trends from TOPEX and Jason-1
517 altimetry based on revised reference frame and orbits, *Geophys. Res. Lett.*, 34,
518 L14608, doi:10.1029/2007GL030002.
519 Beckley, B. D., N. P. Zelensky, S. A. Holmes, F. G. Lemoine, R. D. Ray, G. T. Mitchum, S.
520 D. Desai and S. T. Brown. 2010. Assessment of the Jason-2 Extension to the

- 521 TOPEX/Poseidon, Jason-1 Sea-Surface Height Time Series for Global Mean Sea
522 Level Monitoring. *Mar. Geod.* 33(S1): 447-471.
- 523 Bindoff N., J. Willebrand, V. Artale, A. Cazenave, J. Gregory et al. 2007. Observations:
524 Oceanic climate and sea level. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis.*
525 *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the*
526 *Intergovernmental Panel on Climate Change*, ed. S. Solomon, et al. Cambridge, UK:
527 Cambridge Univ. Press.
- 528 Bretherton, F. P., R. E. Davis and C. B. Fandry. 1976. A technique for objective analysis and
529 design of oceanographic experiments applied to MODE-73. *Deep Sea Research*.
530 23:559-582.
- 531 Brown, S. 2010. A Novel Near-Land Radiometer Wet Path-Delay Retrieval Algorithm:
532 Application to the Jason-2/OSTM Advanced Microwave Radiometer. *IEEE*
533 *Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 48. No. 4.
- 534 Cartwright, D. E., R. J. Tayler. 1971. New computations of the tide-generating potential,
535 *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 23, 45-74.
- 536 Cartwright, D. E., A. C. Edden. 1973. Corrected tables of tidal harmonics, *Geophys. J. R.*
537 *Astr. Soc.*, 33, 253-264.
- 538 Cazenave, A., and W. Llovel. 2010. Contemporary Sea Level Rise. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 2,
539 no. 1 (1): 145-173.
- 540 Dorandeu, J. 2009. From a global system error budget to application specific error budgets.
541 presented at OST/ST meeting, Seattle, USA
542 (http://www.aviso.oceanobs.com/fileadmin/documents/OSTST/2009/oral/Dorandeu_error_budgets.pdf).
- 544 Egbert, G. D., and S. Y. Erofeeva. 2002. Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean
545 Tides. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 19, 182-204.
- 546 Gaspar, P., and F. Ogor, Estimation and analysis of the Sea State Bias of the ERS-1 altimeter.
547 Report of task B1-B2 of IFREMER Contract n° 94/2.426 016/C., 1994.
- 548 Giles, K. A., S. W. Laxon, A. J. Ridout, D. J. Wingham, and S. Bacon. 2012. Western Arctic
549 Ocean freshwater storage increased by wind-driven spin-up of the Beaufort Gyre, *Nature Geosci.*, doi:10.1038/NGEO1379
- 551 Hernandez, F., and P. Schaeffer. 2000. Altimetric Mean Sea Surfaces and Gravity Anomaly
552 maps intercomparisons. AVI-NT-011-5242-CLS. 48pp.
- 553 Iijima, B.A., I.L. Harris, C.M. Ho, U.J. Lindqwiste, A.J. Mannucci, X. Pi, M.J. Reyes, L.C.
554 Sparks, B.D. Wilson, 1999: Automated daily process for global ionospheric total
555 electron content maps and satellite ocean altimeter ionospheric calibration based on
556 Global Positioning System data, *J. Atmos. Solar-Terrestrial Physics*, 61, 16, 1205-
557 1218
- 558 Jones, P. D., T. Jonsson, and D. Wheeler. 1997. Extension to the North Atlantic oscillation
559 using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland.
560 *International Journal of Climatology* 17, 1433-1450.
- 561 Kwok, R., G. F. Cunningham, M. Wensnahan, I. Rigor, H. J. Zwally, and D. Yi. 2009.
562 Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008. *J. Geophys.*
563 *Res.* 114, C07005, doi:10.1029/2009JC005312.
- 564 Lemoine F. G., S. C. Kenyon, J. K. Factor, R.G. Trimmer, N. K. Pavlis, D. S. Chinn, C. M.
565 Cox, S. M. Klosko, S. B. Luthcke, M. H. Torrence, Y. M. Wang, R. G. Williamson, E.
566 C. Pavlis, R. H. Rapp and T. R. Olson. 1998. The Development of the Joint NASA
567 GSFC and NIMA Geopotential Model EGM96, NASA Goddard Space Flight Center,
568 Greenbelt, Maryland, 20771 USA,
- 569 Le Provost, C., F. Lyard, J. M. Molines, M. L. Genco, and F. Rabilloud. 1998. A
570 hydrodynamic ocean tide model improved by assimilating a satellite altimeter-derived

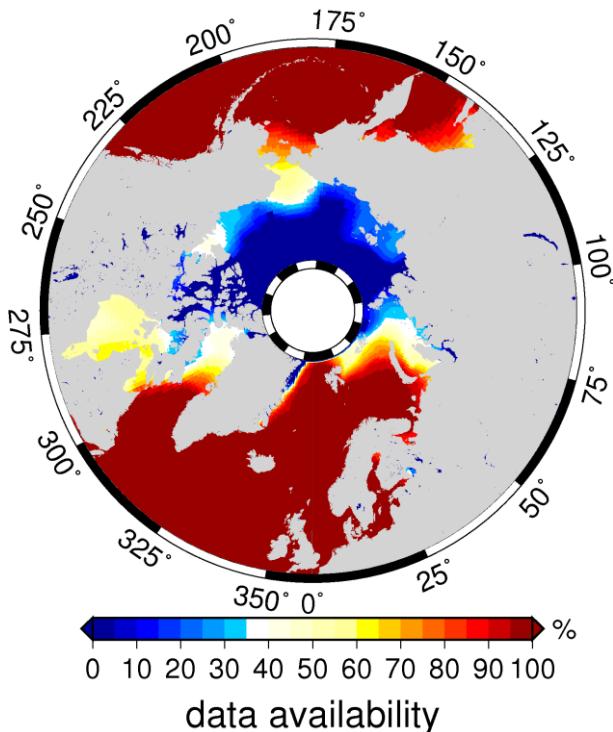
- 571 data set. *J. Geophys. Res.*, 103(C3), 5513-5529.
- 572 Le Traon, P. Y., P. Gaspar, F. Bouyssel, and H. Makhmara. 1995. Using Topex/Poseidon
573 Data to Enhance ERS-1 Data. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 12, no. 1: 161-170.
574 doi:10.1175/1520-0426(1995)012<0161:UTDTED>2.0.CO;2.
- 575 Le Traon, P. Y., F. Nadal, and N. Ducet. 1998. An Improved Mapping Method of
576 Multisatellite Altimeter Data. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 15, no. 2: 522-534.
577 doi:10.1175/1520-0426(1998)015<0522:AIMMOM>2.0.CO;2.
- 578 Le Traon, P.-Y., and F. Ogor. 1998. ERS-1/2 orbit improvement using TOPEX/POSEIDON:
579 The 2 cm challenge. *J. Geophys. Res.* 103, 8045–8057.
- 580 Le Traon, P-Y. and R. A. Morrow, 2001: Ocean currents and mesoscale eddies. *Satellite*
581 *Altimetry and Earth Sciences. A Handbook of Techniques and Applications*, L.-L. Fu
582 and A. Cazenave, Eds., Academic Press, 171–215.
- 583 Le Traon, P.-Y., Y. Faugère, F. Hernandez, J. Dorandeu, F. Mertz, and M. Ablain. 2003. Can
584 We Merge GEOSAT Follow-On with TOPEX/Poseidon and ERS-2 for an Improved
585 Description of the Ocean Circulation? *J. Atmos. Oceanic Technol.* 2003; 20: 889-895
- 586 Leuliette, E. - W., R. S. Nerem, and G. T. Mitchum. 2004. Calibration of TOPEX/Poseidon
587 and Jason Altimeter Data to Construct a Continuous Record of Mean Sea Level
588 Change. *Mar. Geod.*, 27, no. 1: 79.
- 589 Lombard, A., A. Cazenave, P.-Y. Le Traon and M. Ishii. Contribution of thermal expansion to
590 present-day sea level rise revisited. *Glob. Planet. Change* 47:1-16.
- 591 Lyard, F. H. 1997. The tides in the Arctic Ocean from a finite element model. *J. Geophys.*
592 *Res.* 102(C7), 15611-15638. doi:10.1029/96JC02596.
- 593 McPhee, M. G., A. Proshutinsky, J. H. Morison, M. Steele, and M. B. Alkire. 2009. Rapid
594 change in freshwater content of the Arctic Ocean. *Geophys. Res. Lett.* 36, L10602,
595 doi:10.1029/2009GL037525.
- 596 Mertz F., F. Mercier, S. Labroue, N. Tran, J. Dorandeu. 2005. ERS-2 OPR data quality
597 assessment ; Long-term monitoring - particular investigation. CLS.DOS.NT-06.001.
- 598 Nerem, R. S., D. P. Chambers, C. Choe, and G. T. Mitchum. Estimating Mean Sea Level
599 Change from the TOPEX and Jason Altimeter Missions. *Mar Geod.* 33, no. 1 supp 1
600 (2010): 435.
- 601 Padman, L., and S. Y. Erofeeva. 2004. A barotropic inverse tidal model for the Arctic Ocean.
602 *Geophys. Res. Lett.* 31,L02303, doi:10.1029/2003GL019003.
- 603 Peacock, N. R., and S. W. Laxon. 2004. Sea surface height determination in the Arctic Ocean
604 from ERS altimetry. *J. Geophys. Res.* 109, C07001, doi:10.1029/2001JC001026.
- 605 Peltier, W. R. 2009. Closure of the budget of global sea level rise over the GRACE era: The
606 importance and magnitudes of the required corrections for glacial isostatic adjustment.
607 *Quart. Sci. Rev.*28:1658-74.
- 608 Polyakov, I.V., A. Beszczynska, E. C. Carmack, I. A. Dmitrenko, E. Fahrbach, I. E. Frolov,
609 R. Gerdes, et al. 2005. One more step toward a warmer Arctic. *Geophys. Res. Lett.* 32,
610 no. 17. doi:10.1029/2005GL023740.
- 611 Proshutinsky, A., I. Ashik, S. Häkkinen, E. Hunke, R. Krishfield, M. Maltrud, W. Maslowski,
612 and J. Zhang. 2007. Sea level variability in the Arctic Ocean from AOMIP models. *J.*
613 *Geophys. Res.*, 112, C04S08, doi:10.1029/2006JC003916.
- 614 Proshutinsky, A., I. M. Ashik, E. N. Dvorkin, S. Häkkinen, R. A. Krishfield, and W. R.
615 Peltier. 2004. Secular sea level change in the Russian sector of the Arctic Ocean. *J.*
616 *Geophys. Res.*, 109, C03042, doi:10.1029/2003JC002007.
- 617 Proshutinsky, A., and M. A. Johnson. 1997. Two circulation regimes of the wind-driven
618 Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 102(C6), 12493-12514.
- 619 Proshutinsky, A., V. Pavlov, and Robert H. Bourke. 2001. Sea level rise in the Arctic Ocean.
620 *Geophys. Res. Lett.*, 28(11), 2237-2240.

- 621 Rabe, B., M. Karcher, U. Schauer, J. M. Toole, R. A. Krishfield, S. Pisarev, F. Kauker, R.
622 Gerdes, and T. Kikuchi. 2011. An assessment of Arctic Ocean freshwater content
623 changes from the 1990s to the 2006-2008 period. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 58, no. 2: 173-185. doi:10.1016/j.dsr.2010.12.002.
- 624 Ray, R. D. 1999. A global ocean tide model from Topex/Poseidon altimetry: GOT99.2. *NASA Tech. Memo.* 209478.
- 625 Ray, R. D., S. B. Luthcke, and J.-P. Boy. 2009. Qualitative comparisons of global ocean tide
626 models by analysis of intersatellite ranging data. *J. Geophys. Res.* 114, C09017,
627 doi:10.1029/2009JC005362.
- 628 Reynolds, R.W., N.A. Rayner, T.M. Smith, D.C. Stokes, and W. Wang, 2002: An improved
629 in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Climate*, 15, 1609-1625.
- 630 Rignot, E., Velicogna I., van den Broeke M. R., Monaghan A. and Lenaerts J. 2011.
631 Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level
632 rise. *Geophys. Res. Lett.*, 38 , L05503.
- 633 Savcenko, and Bosch. 2008. EOT08a - Empirical Ocean Tide Model. *Report No. 81, DGFI,*
634 *München*.
- 635 Scharroo, R., A. L. Ridout, and S. W. Laxon. 2006. Arctic sea level change from satellite
636 altimetry. in *Eos Trans. AGU*. Vol. 87. Jt. Assem. Suppl., Abstract G21A-02.
- 637 Stammer, D. 2008. Response of the global ocean to Greenland and Antarctic ice melting. *J. Geophys. Res.*, 113, C06022, doi:10.1029/2006JC004079.
- 638 Stroeve J. C., M. C. Serreze, M. H. Holland, J. E. Kay, J. Malanik and A. P. Barrett. 2011.
639 The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis. *Climatic Change*, June.
- 640 Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace. 1998. The Arctic oscillation signature in the
641 wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25(9),
642 1297-1300.
- 643 Tran, N., S. Labroue, S. Philipps, E. Bronner, and N. Picot. 2010. Overview and Update of the
644 Sea State Bias Corrections for the Jason-2, Jason-1 and TOPEX Missions. *Mar. Geod.*
645 33, Sup Iss 1, pp 348-362.
- 646 Volkov, D. L., and M.-I. Pujol (2012), Quality assessment of a satellite altimetry data product
647 in the Nordic, Barents, and Kara seas, *J. Geophys. Res.*, 117, C03025,
648 doi:10.1029/2011JC007557.
- 649 Wahr, J.W. 1985. Deformation of the Earth induced by polar motion. *J Geophys. Res.*, 90,
650 9363-9368.
- 651
- 652
- 653
- 654
- 655



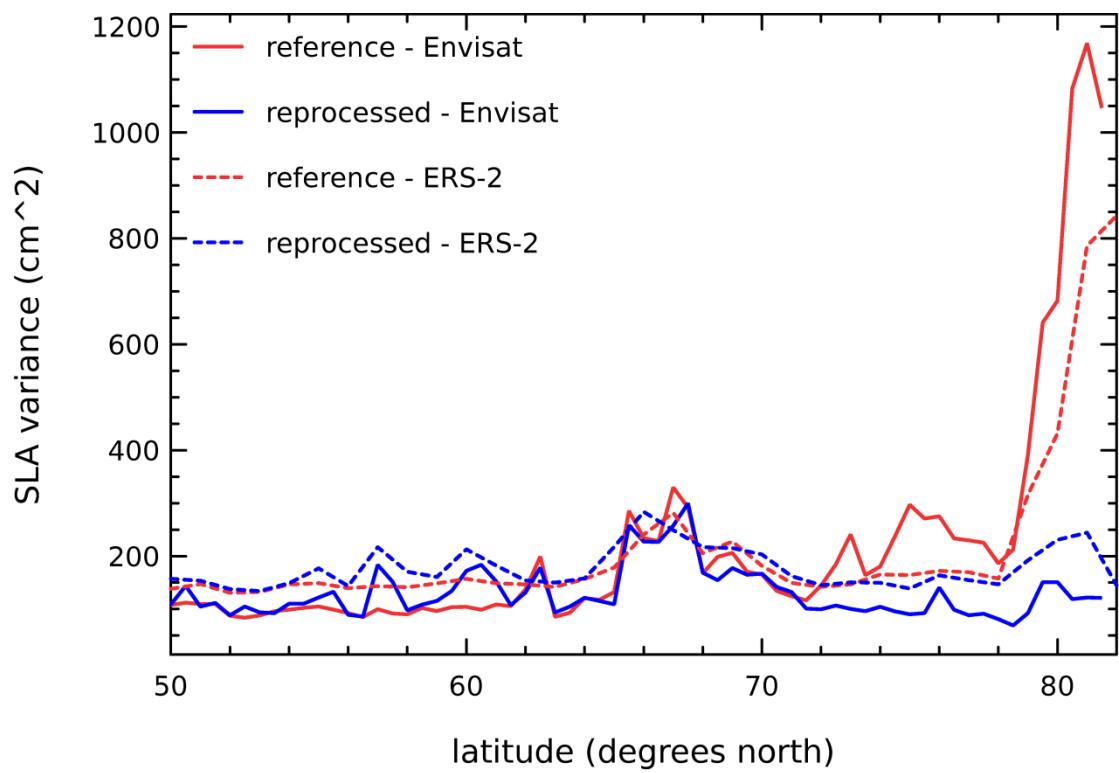
656

657 **Figure 1, bathymetry of the Arctic Ocean from ETOPO1 data. Areas of interest in this study are labeled; the dashed grey**
658 **line represents the 66°N parallel**



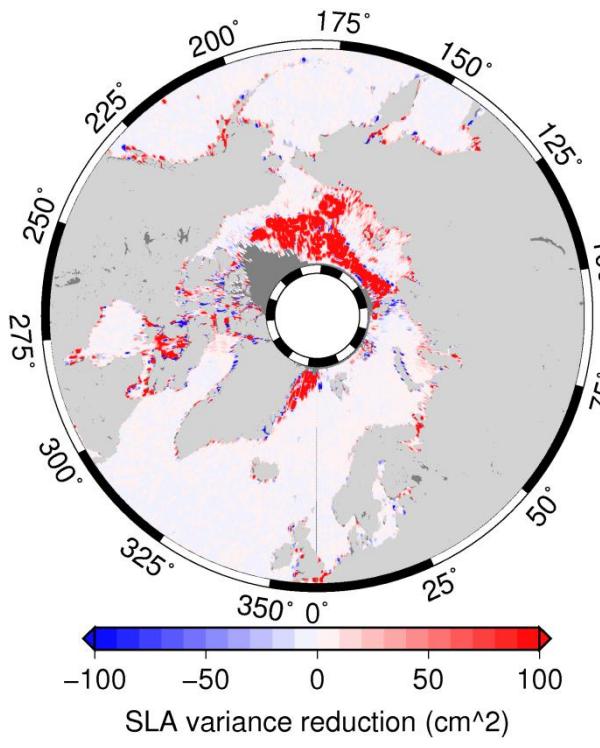
659

660 **Figure 2, SLA data availability (percentage) in the Arctic Ocean from the AVISO Up-To-Date dataset**



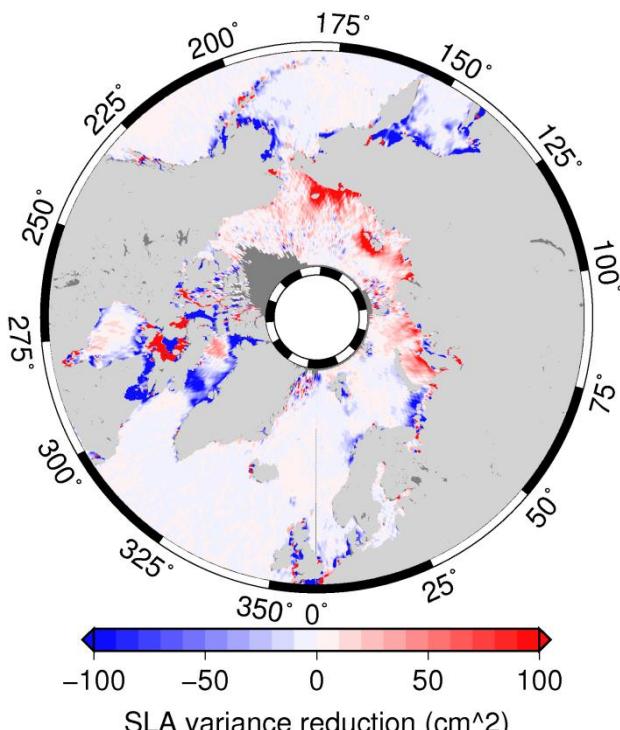
661

662 **Figure 3, SLA variance (cm²) as a function of latitude for Envisat (solid lines) and ERS-2 data (dashed lines) and for the**
663 **reference (red) and reprocessed (blue) data**



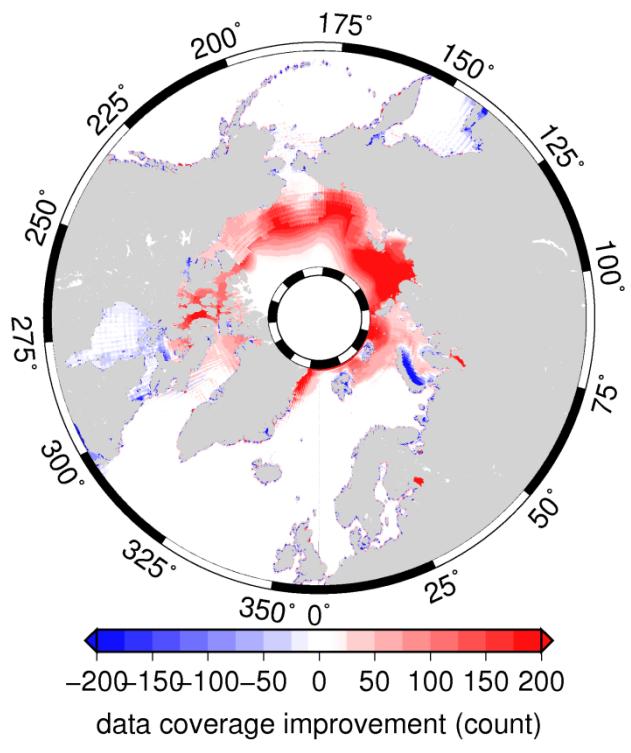
664

665 **Figure 4, Map of SLA variance reduction (cm²) obtained by using DNSC08 rather than CLS01 mean sea surface. Positive**
666 **(red) values means that SLA variance is reduced when using DNSC08**

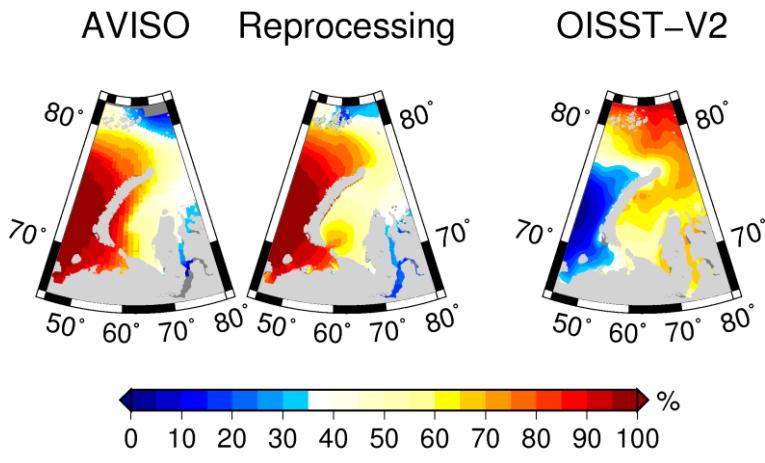


667

668 **Figure 5, Map of SLA variance reduction (cm²) obtained by using TPXO7.2 tide model rather than GOT4.7. Positive (red)**
669 **values means that the variance is reduced when using TPXO7.2**

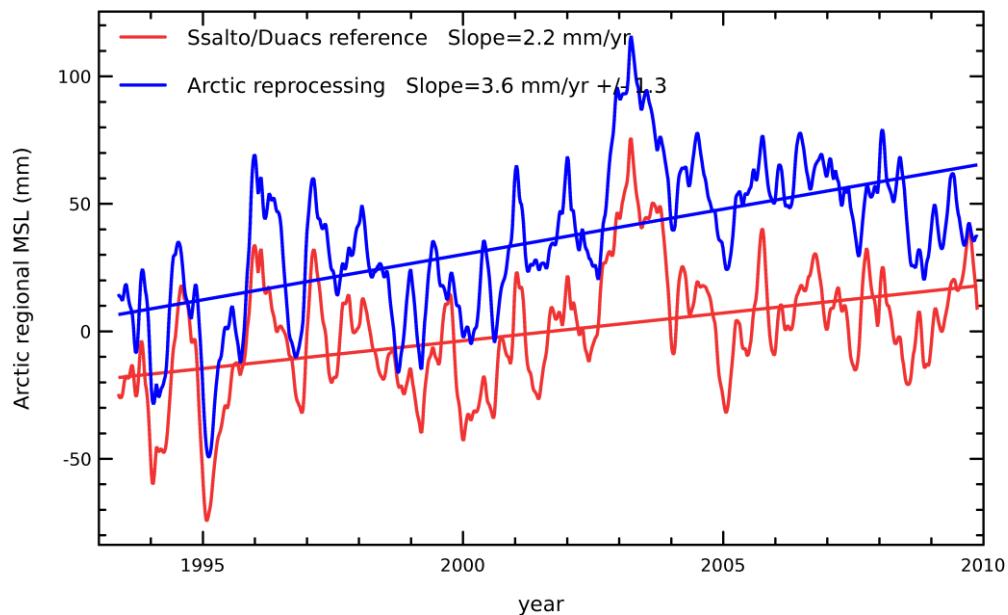


671 **Figure 6, Map of data coverage improvement between AVISO and the reprocessed datasets expressed in points.** Positive
672 (red) values mean that the ocean observability is improved in the new dataset



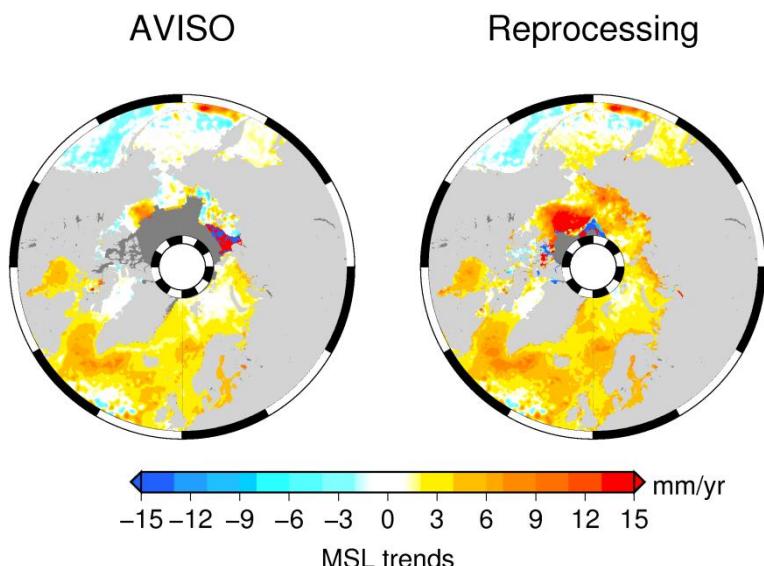
673

674 **Figure 7, map of data availability from AVISO (left) and reprocessed (middle) grids. Mean sea-ice concentration over the**
 675 **1993-2009 period from OISSTV2 dataset (same colorbar)**



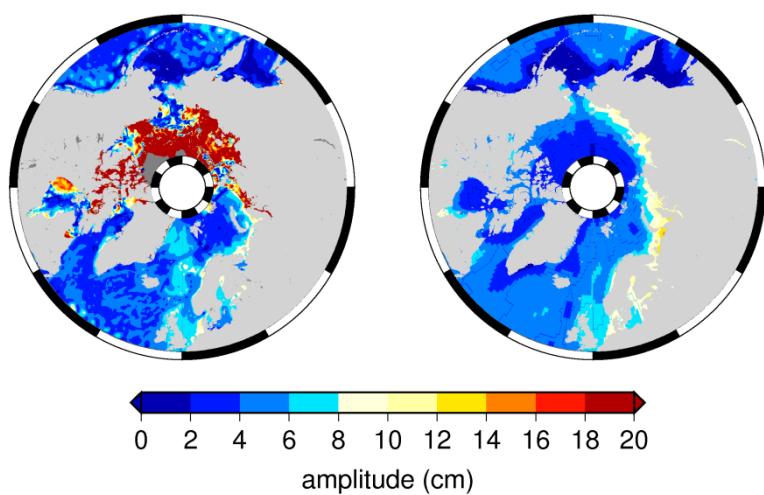
676

677 **Figure 8, Arctic regional MSL(in mm) time series from AVISO (red line) and from the reprocessed dataset (blue line). The**
 678 **linear least-squares fit is overlaid**



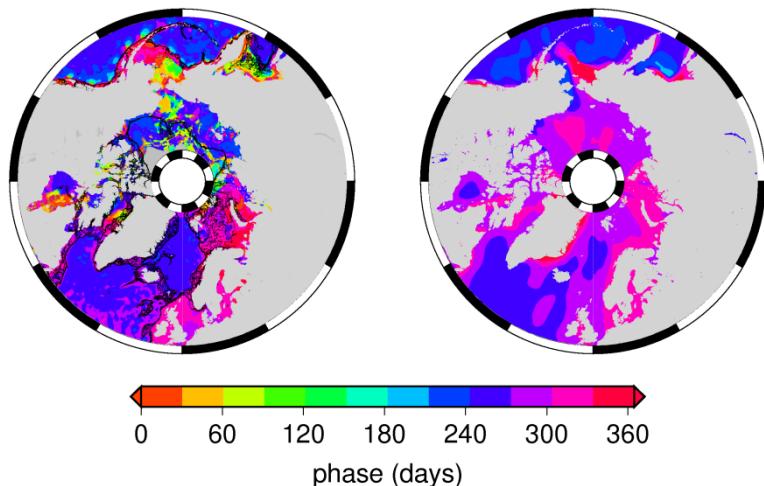
679

680 **Figure 9, Map of sea level anomaly trends (mm/yr) in the Arctic Ocean from AVISO grids (left panel) and from the**
681 **reprocessed grids (right panel)**



682

683 **Figure 10, Maps of sea level anomaly annual signal amplitudes (in cm) from satellite altimetry (reprocessed data, left**
684 **panel) and from the DTU model (right panel)**



685

686 **Figure 11, Maps of sea level annual signal phase from satellite altimetry (reprocessed data, left panel)** and from the DTU
687 **model (right panel).** Phases are expressed as the date (in days since January 01) when the maximum is reached.
688 Bathymetry contours are displayed on the left panel.

689

	ERS-1	ERS-2	Envisat	Topex/Poseidon	Jason-1	Jason-2	GFO		
Orbit	DGME-04		CNES POE	GSFC POE	CNES POE		GSFC		
Mean Sea Surface	DNSC 08 (Andersen and Knudsen 2009)								
Dry troposphere	ECMWF model								
Wet troposphere	MWR	Minimisation of brightness temperature drift before wet tropo. Correction (NN)	MWR corrected for side lobes from cycle 41	TMR with drift correction and empirical correction for yaw maneuvers	Jason-1 radiometer	Jason-2 radiometer	GFO radiometer		
Ionosphere	Bent model	Bent model (cycle 1-49), GIM model from cycle 50 [Iijima et al., 1999]	- before cy65: Dual-Frequency Updated with S-Band SSB - cy65 onwards: GIM+8mm	Filtered dual-frequency altimeter range measurements (for TOPEX) and Doris (for Poseidon)	Filtered dual-frequency altimeter range measurements		GIM model [Iijima et al., 1999]		
Sea state bias	BM3 [Gaspar and Ogor 1994]	Non parametric SSB [Mertz et al 2005]	Non parametric SSB	Non parametric SSB (for TOPEX) [Tran, 2010], BM4 formula (for Poseidon).	Non parametric SSB (GDR product)		Non parametric SSB		
Ocean tide	TPXO7.2 (Egbert and Erofeeva 2002)								
Solid earth tide	Elastic response to tidal potential [Cartwright and Tayler, 1971], [Cartwright and Edden, 1973]								
Pole tide	[Wahr, 1985]								
Combined atmospheric correction	MOG2D High Resolution forced with ECMWF pressure and wind fields (S1 and S2 were excluded) + inverse barometer computed from rectangular grids .								
Specific corrections			USO correction from auxiliary files + bias for	Doris/Altimeter ionospheric bias, TOPEX-A/TOPEX-B bias and TOPEX/Poseidon					

			side-B	on bias		
--	--	--	--------	---------	--	--

690 Table 1, corrections applied for the calculation of the Sea Level Anomaly for all the missions used

C

ANNEXE :

ARTICLE HENRY *et al.*, 2012 :

« TIDE GAUGE BASED SEA LEVEL VARIATIONS SINCE 1950 ALONG THE NORWEGIAN AND RUSSIAN COASTS OF THE ARCTIC OCEAN : CONTRIBUTION OF THE STERIC AND MASS COMPONENTS »

PUBLIÉ DANS *Journal of Geophysical Research*

Ce travail analyse la variabilité du niveau de la mer dans les mers Nordiques et dans l'Arctique Russe à partir de données marégraphiques depuis 1950. En ne sélectionnant que les séries marégraphiques de qualité sur la période, les auteurs montrent que le niveau de la mer a peu augmenté pendant la période 1950-1980. Au cours de la décennie 1980-1990 un changement de régime et une rupture de pente sont observés. Pour les dernières années (1995-2010) la hausse du niveau de la mer est estimée à 4.07 ± 0.65 mm/an. L'analyse des données stériques suggère que l'effet stérique est dominant dans cette variabilité. Sur la fin de la période, les données marégraphiques le long des côtes Norvégiennes sont comparées aux données altimétriques et un excellent accord entre les deux est observé.

Tide gauge-based sea level variations since 1950 along the Norwegian and Russian coasts of the Arctic Ocean: Contribution of the steric and mass components

O. Henry,¹ P. Prandi,² W. Llovel,³ A. Cazenave,¹ S. Jevrejeva,⁴ D. Stammer,⁵
B. Meyssignac,¹ and N. Koldunov⁵

Received 28 October 2011; revised 11 May 2012; accepted 13 May 2012; published 27 June 2012.

[1] We investigate sea level change and variability in some areas of the Arctic region over the 1950–2009 period. Analysis of 62 long tide gauge records available during the studied period along the Norwegian and Russian coastlines shows that coastal mean sea level (corrected for Glacial Isostatic Adjustment and inverted barometer effects) in these two areas was almost stable until about 1980 but since then displayed a clear increasing trend. Until the mid-1990s, the mean coastal sea level closely follows the fluctuations of the Arctic Oscillation (AO) index, but after the mid-to-late 1990s the co-fluctuation with the AO disappears. Since 1995, the coastal mean sea level (average of the Norwegian and Russian tide gauge data) presents an increasing trend of ~4 mm/yr. Using in situ ocean temperature and salinity data down to 700 m from three different databases, we estimated the thermosteric, halosteric and steric (sum of thermosteric and halosteric) sea level since 1970 in the North Atlantic and Nordic Seas region (incomplete data coverage prevented us from analyzing steric data along the Russian coast). We note a strong anti-correlation between the thermosteric and halosteric components both in terms of spatial trends and regionally averaged time series. The latter show a strong change as of ~1995 that indicates simultaneous increase in temperature and salinity, a result confirmed by the Empirical Orthogonal Function decomposition over the studied region. Regionally distributed steric data are compared to altimetry-based sea level over 1993–2009. Spatial trend patterns of observed (altimetry-based) sea level over 1993–2009 are largely explained by steric patterns, but residual spatial trends suggest that other factors contribute, in particular regional ocean mass changes. Focusing again on Norwegian tide gauges, we then compare observed coastal mean sea level with the steric sea level and the ocean mass component estimated with GRACE space gravimetry data and conclude that the mass component has been increasing since 2003, possibly because of the recent acceleration in land ice melt.

Citation: Henry, O., P. Prandi, W. Llovel, A. Cazenave, S. Jevrejeva, D. Stammer, B. Meyssignac, and N. Koldunov (2012), Tide gauge-based sea level variations since 1950 along the Norwegian and Russian coasts of the Arctic Ocean: Contribution of the steric and mass components, *J. Geophys. Res.*, 117, C06023, doi:10.1029/2011JC007706.

1. Introduction

[2] During the past few decades, the Arctic region has warmed at a faster rate than the rest of the globe in response

to anthropogenic climate change [Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007]. Air temperature increase [e.g., Bekryaev *et al.*, 2010; Chylek *et al.*, 2010], sea ice extent and thickness decrease [e.g., Kwok *et al.*, 2009; Stroeve *et al.*, 2007] and Greenland ice sheet mass loss [e.g., Holland *et al.*, 2008; Steffen *et al.*, 2010; Rignot *et al.*, 2011] are now among the most visible effects of global warming in the Arctic region. Other phenomena have been reported as well, such as permafrost thawing [Lawrence *et al.*, 2008], drying of Siberian lakes [Smith *et al.*, 2005], Arctic Ocean surface warming [Karcher *et al.*, 2003; Polyakov *et al.*, 2005], decline in snow cover and lake ice [Lemke *et al.*, 2007], etc.

[3] Several studies have been dedicated to study Arctic sea level along the Russian coastlines [Proshutinsky *et al.*, 2001, 2004, 2007a, 2011]. Proshutinsky *et al.* [2004] estimated sea level change using data from Russian tide gauges released in

¹LEGOS-OMP, Centre National de la Recherche Scientifique, Toulouse, France.

²Collecte Localisation Satellites, Ramonville, France.

³Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, California, USA.

⁴National Oceanography Centre, Liverpool, UK.

⁵Institute of Marine Sciences, University of Hamburg, Hamburg, Germany.

Corresponding author: O. Henry, LEGOS-OMP, Centre National de la Recherche Scientifique, 14 Ave. Edouard Belin, Toulouse F-31400, France.
(olivier.henry@legos.obs-mip.fr)

©2012. American Geophysical Union. All Rights Reserved.
0148-0227/12/2011JC007706

2003 by the Arctic and Antarctic Research Institute in St Petersburg (Russia). These authors found that over the period 1950–2000, the mean sea level along the Russian coastlines rose at a mean rate of 1.85 mm/yr after correcting for the Glacial Isostatic Adjustment (GIA) process. They estimated the different contributions to this rate of rise. Using an ocean model [Häkkinen and Mellor, 1992], they reported a contribution of 35% for the steric effects (due to ocean temperature and salinity variations). Decrease in atmospheric sea level pressure was found to account for 30% of the observed trend while winds had a minor role, accounting for ~10% to the trend. Since then, the state of the sea level in the Siberian sector of the Arctic Ocean is provided annually by Proshutinsky *et al.* [2007b, 2009, 2011].

[4] In the present study we revisit the sea level variations over the 1950–2009 time span, considering all available tide gauge data in the Arctic sector, north of 55°N. Thus in addition to the Russian tide gauges, we also consider tide gauge data along the Norwegian coastlines (no tide gauge records from the Canadian Arctic region are long enough to be usable). We derive mean sea level time series for these two areas and a combined “mean” sea level time series representative of the whole Eurasian sector of the coastline is produced. The present work differs from previous published studies [e.g., Proshutinsky *et al.*, 2001, 2004] in several aspects: we consider tide gauge data in a larger region (Russian and Norwegian coastlines) and estimate the steric contribution (i.e., the effects of ocean temperature and salinity variations) from observations rather than models using in situ hydrographic measurements from three different databases. Because we focus on the steric component and for the purpose of improved comparison, we correct observed sea level for GIA and atmospheric pressure loading effect. Availability of spatially distributed temperature and salinity data in the North Atlantic and Nordic Seas sectors allows us also to investigate the spatiotemporal variability in steric sea level in that region since 1970. Finally we also present spatially distributed sea level from satellite altimetry since 1993 and perform comparisons with steric data over the altimetry period, and since 2002 with GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment)-based ocean mass.

2. Tide Gauge Sea Level Data From the Norwegian and Russian Sectors

[5] We use monthly Revised Local Reference (RLR) tide gauge records from the Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL) [Woodworth and Player, 2003]. Data have been downloaded from <http://www.psmsl.org/>. These records include 11 sites along the Norwegian coast, 48 sites along the Russian coast and 3 island sites (Reykjavik, Lerwick and Torshavn). Tide gauge data from the Russian sector have been released only a few years ago (2003) and start in the 1950s. These data were used by Proshutinsky *et al.* [2004] but at that time no data beyond 1999 were available. Fortunately, updated (up to 2009) sea level data from the Russian tide gauges are now available in the PSMSL database. Information about the Russian tide gauge data and their accuracy can be found in Proshutinsky *et al.* [2007a].

[6] We consider two sets of data: (1) almost continuous records over the period 1950–2009 (hereafter data set1) and (2) combination of records covering the whole 1950–2009

period and shorter records also starting in the 1950s but ending around year 1990 (data set2). In some cases a few data gaps are observed. If the gap is less than 3 years, we linearly interpolate the missing data. Otherwise we exclude the time series. This leaves us with 27 tide gauge records for data set1 (11 sites along the Norwegian coast, 3 island sites and 13 sites along the Russian coast with almost continuous data over 1950–2009). When adding the Russian tide gauges of data set1 the shorter records all located along the Russian coastlines, we obtain data set2 corresponding to a total of 48 Russian tide gauges time series. Location and site name for the 62 sites are shown in Figure 1 and Tables 1a and 1b.

[7] There are no tide gauges along the Canadian coastlines. In the PSMSL database a few tide gauge records from this region are available but non exploitable. They were much too short and generally affected by multi decade-long gaps. We explored the possibility to collect data in other databases (i.e., Fisheries and Oceans Canada) but could not find usable data for the purpose of the present study.

[8] As we focus here on interannual to multidecadal time scales, we removed the seasonal cycles from the monthly tide gauge sea level time series, by fitting sinusoids with periods of 12 and 6 months (after closing data gaps). As this procedure may not be optimal if seasonal cycles are not purely sinusoidal, we further applied a 12-month running mean smoothing to each tide gauge time series. Figure 2 shows for two tide gauge sites (Bergen, Norway and Anderma, Russia) the raw tide gauge time series, the raw time series after removing the 12-month and 6-month sinusoids and the smoothed time series (after applying a 12-month running mean smoothing to the raw tide gauge data corrected for the 12-month and 6-month cycles).

3. Effects of Glacial Isostatic Adjustment and Atmospheric Pressure on Coastal Sea Level

[9] Because in this study we focus on the steric sea level contribution to observed sea level, the tide gauge data need to be corrected for unrelated effects such as GIA and the effect of atmospheric pressure loading. We examine below these two effects.

3.1. GIA Effect at the Tide Gauge Sites

[10] We corrected the tide gauge-based sea level for GIA. The GIA correction is crucial in the Arctic region because this effect is of the same order of magnitude as (or even larger than) the sea level rates. We used different GIA models: Peltier's [2004, 2009] models with different deglaciation histories (ICE-3G and ICE-5G) and different Earth's mantle viscosity structures (VM2 and VM4). We noticed quite large differences between the models in a number of sites. To illustrate this, Figure 3 compares GIA rates in the Arctic region from the ICE-5G model for the VM2 and VM4 viscosity structures and the ICE-3G model (VM2 viscosity structure). ICE-5G model gives GIA rates of much larger amplitude than ICE-3G. To a lesser degree, some differences are also noticed between the ICE-5G VM2 and VM4 viscosity structures. To discriminate between the various solutions, we decided to choose the model version that minimizes sea level trend differences between tide gauge-based and altimetry-based data during the altimetry period (1993–2009) at the considered tide gauge sites (see section 5).

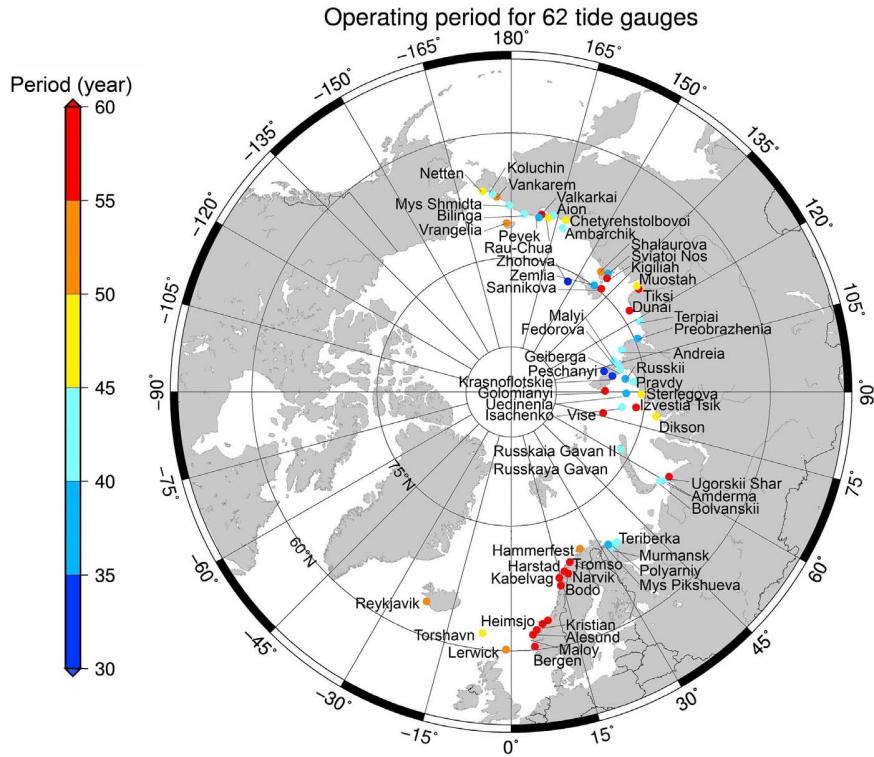


Figure 1. Distribution of the 62 tide gauges available in the Arctic region. Color indicates the length of the record as of 1950.

This led us to retain the ICE-5G/VM2 model to correct for GIA the tide gauge records. However, as we can see from Figure 3, differences between ICE-5G/VM2 and ICE-5G/VM4 are small in the Norwegian and Russian sectors, the region of interest in this study. In Tables 1a and 1b GIA trends (ICE5G-VM2 model) at each tide gauge site are given.

[11] Estimating the accuracy of the GIA correction is not an easy task. Some comparisons can be performed at some selected sites of the Norwegian coast between the preferred GIA correction used in this study and GPS-based crustal uplift rates. For example, using GPS precise positioning, *Vestøl* [2006] finds a crustal uplift in the range 1.2 mm/yr – 1.5 mm/yr in the southwestern part of Norway, in reasonable agreement with the ICE5G-VM2 GIA correction for the tide gauge of this area (see Tables 1a and 1b; note the reversed sign because the GIA correction is expressed in terms of equivalent sea level).

3.2. Atmospheric Pressure Loading

[12] *Proshutinsky et al.* [2001, 2004] studied in detail the effects on sea level of atmospheric loading and wind stress at the Russian tide gauge sites, using a 2-D coupled barotropic ocean-ice model (see details in the two references quoted above). Over the period 1950–1990/2000, they found that wind stress was responsible of the high frequency variability but caused insignificant trends in sea level, unlike the atmospheric pressure load that accounted for about 30% of the observed sea level trend. Unlike in *Proshutinsky et al.* [2004], we here do not correct sea level for wind stress effects. Partly this is justified since we are not interested in

the high-frequency non static atmospheric response. On the other hand, changing wind-forcing results in a changing circulation which in turn leads to heat redistribution, hence to steric changes, i.e., the signal we are investigating here. Thus our preferred approach is to separately estimate steric changes, and then compare observed sea level with the steric component. On the other hand, we corrected for the static atmospheric pressure loading effect (also called inverted barometer effect, denoted IB hereafter) in the tide gauge records.

[13] To correct for the atmospheric loading effect we used surface pressure fields from the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) [*Kalnay et al.*, 1996] (<http://www.ncep.noaa.gov/>), which are available on a $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ grid and at monthly intervals. To correct for the IB effect at the tide gauges sites, we tested three different methods: (1) using pressure data from the nearest grid point of the tide gauge site, (2) computing an average pressure within a 1° radius around the tide gauge, and (3) interpolating gridded pressure data at the tide gauge site. The three methods gave similar results. The IB correction was computed using the classical static correction relating sea level to surface atmospheric pressure [e.g., *Ponte*, 2006]. It should be stressed that this represents only the static response of sea level to atmospheric forcing. It is well known that dynamical effects also exist, in particular at short time scales (periods from hours to weeks) [*Wunsch and Stammer*, 1997]. Thus more realistic sea level responses to atmospheric forcing have been developed [e.g., *Carrère and Lyard*, 2003]. However, in such models, the model response is essentially similar to the static one on time scales longer than

Table 1a. Tide Gauge's Name, Country, Data Length and Location: GIA, IB and Tide Gauge Sea Level Trends at Each Tide Gauge Site (Data Set1)

Station	Country	Start–End Time	Coordinates		Sea Level Trend (GIA and IB Corrected) (mm/yr)		
			Longitude (°E)	Latitude (°N)	GIA ICE5G-VM2 (mm/yr)	IB (mm/yr)	Tide Gauge Operating Period
Reykjavik	Iceland	1956–2010	338.07	64.15	-1.23	0.21	3.42
Torshavn	Faroe Islands	1957–2006	353.23	62.02	1.31	0.37	0.11
Lerwick	United Kingdom	1950–2010	358.87	60.15	-0.12	0.24	-0.11
Maloy	Norway	1950–2010	5.12	61.93	-0.71	0.07	1.22
Bergen	Norway	1950–2010	5.30	60.40	-1.48	0.02	1.81
Alesund	Norway	1950–2010	6.15	62.47	-0.94	0.14	1.76
Kristian	Norway	1952–2010	7.73	63.12	-1.49	0.14	0.34
Heimsjo	Norway	1950–2010	9.12	63.43	-2.24	0.00	0.72
Bodo	Norway	1950–2010	14.38	67.28	-1.73	0.17	0.30
Kabelvag	Norway	1950–2010	14.48	68.22	-0.66	0.13	-0.28
Harstad	Norway	1952–2010	16.55	68.80	-1.12	0.30	-0.05
Narvik	Norway	1950–2010	17.42	68.43	-2.18	0.12	-0.29
Tromso	Norway	1952–2010	18.97	69.65	-1.30	0.27	1.09
Hammerfest	Norway	1957–2010	23.67	70.67	-1.71	0.27	2.33
Murmansk	Russia	1952–2010	33.05	68.97	-2.10	0.28	5.63
Amdarma	Russia	1950–2009	61.70	69.75	-0.39	0.24	4.24
Vise	Russia	1953–2009	76.98	79.50	-2.66	0.29	2.62
Izvestia Tsik	Russia	1954–2009	82.95	75.95	-0.58	0.30	3.04
Golomianyi	Russia	1954–2009	90.62	79.55	-1.61	0.41	0.36
Dunai	Russia	1951–2009	124.50	73.93	-0.46	0.26	2.56
Tiksi	Russia	1950–2009	128.92	71.58	-0.58	0.27	2.06
Sannikova	Russia	1950–2009	138.90	74.67	-0.49	0.19	1.74
Kigiliah	Russia	1951–2009	139.87	73.33	-0.55	0.15	0.95
Aion	Russia	1954–2001	167.98	69.93	-0.36	0.08	0.96
Pevek	Russia	1950–2009	170.25	69.70	-0.35	0.07	3.66
Vrangelia	Russia	1950–2000	181.52	70.98	0.19	0.08	2.32
Vankarem	Russia	1950–2002	184.17	67.83	-0.06	0.14	2.78

one month. In the Arctic, the situation is more complex as non-static responses have been reported to exist on time scales between one month and one year (F. Lyard, personal communication, 2012). But for the purpose of the present study in which we focus on time scales longer than 1-year, the static response is a good approximation of the atmospheric pressure loading effect (F. Lyard, personal communication, 2012). In Figure 3 are also shown IB trends over the Arctic region (same area as for GIA) over 1950–2009. For this time span, IB trends are on the order of ~ 0.5 mm/yr.

[14] In the following, we compute the IB correction at each tide gauge site using method 1. As for tide gauge-based sea level, the seasonal cycles are removed and a 12-month running mean smoothing is applied.

[15] Figure 4 shows individual tide gauge-based sea level time series in the Norwegian and Russian sectors (data set1 only) (seasonal cycles removed and further applying a 12-month running mean smoothing) corrected for GIA (ICE5G-VM2 model), with and without the IB correction. At most stations, the corrected and uncorrected curves show small differences. Accounting for the IB correction in general reduces the amplitude of the interannual variability. IB trends computed for each tide gauge operating period are presented in Tables 1a and 1b. For data set1, IB trends range between 0 and 0.3 mm/yr, except at Golomianyi (Russia) where the trend reaches 0.4 mm/yr.

[16] Tables 1a and 1b summarize tide gauge trends after correcting for GIA and IB over two time spans: the total operating period of each tide gauge and the 1993–2009 satellite operating time span.

3.3. Mean Coastal Sea Level in the Norwegian and Russian Sectors: Trend and Interannual Variability

[17] The coastal “mean” sea level (corrected for GIA and IB) (hereafter called CMSL) is displayed in Figure 5 separately for the Norwegian and Russian sectors (data sets 1 and 2) based on averages of individual time series in each region. The light gray area around each curve represents the uncertainty of the corresponding CMSL. It is computed from the root-mean squared (RMS) difference between individual time series and the mean.

[18] The Norwegian CMSL curve shows a slight downward trend between 1950 and 1975/1980, followed by an upward trend beyond 1980. The Russian CMSL curves (data sets 1 and 2) are rather similar, with an almost flat behavior between 1950 and 1975/1980 followed by an upward trend since then. This upward trend since about 1980 appears common to both Norwegian and Russian coastal regions, and thus seems to be a robust feature. For that reason, we averaged CMSL of the Norwegian and Russian sectors, plus the 3 island time series (i.e., 62 records in total) to obtain an Arctic CMSL over the whole Eurasian sector (in the following, we use the term ‘Arctic CMSL’ for this regional average). Arctic CMSL and associated uncertainty (computed as indicated above) over 1950–2009 is shown in Figure 6. As for the Norwegian and Russian sectors, the Arctic CMSL displays high interannual variability but almost no trend until the end of the 1970s. Subsequently it shows an increasing trend with two periods of marked rise: between 1980 and 1990 and since about 1995. The Arctic

Table 1b. Tide Gauge's Name, Country, Data Length and Location: GIA, IB and Tide Gauge Sea Level Trends at Each Tide Gauge Site (Data Set2)

Station	Country	Start-End Time	Coordinates		Sea-Level Trend (GIA and IB Corrected) (mm/yr)		
			Longitude (°E)	Latitude (°N)	GIA ICE5G-VM2 (mm/yr)	IB (mm/yr)	Tide Gauge Operating Period
Mys Pikshueva	Russia	1955–1990	32.433	69.55	-1.84	0.39	1.48 /
Murmansk II	Russia	1952–1993	33.05	68.967	-2.1	0.38	2.86 /
Murmansk	Russia	1952–2010	33.05	68.967	-2.1	0.28	5.63 7.49
Polyarniy	Russia	1950–1990	33.483	69.2	-1.46	0.23	-0.23 /
Teriberka	Russia	1950–1990	35.117	69.2	-0.7517	0.24	0.75 /
Bolvanskii	Russia	1951–1993	59.083	70.45	-0.79	0.44	3.22 /
Ugorskii Shar	Russia	1950–1989	60.75	69.817	-0.49	0.27	0.84 /
Amdarma	Russia	1950–2009	61.7	69.75	-0.39	0.24	4.24 11.69
Russkaiia Gavan II	Russia	1953–1993	62.583	76.183	-2.35	0.49	1.49 /
Russkaya Gavan	Russia	1953–1991	62.583	76.2	-2.37	0.31	1.28 /
Vise	Russia	1953–2009	76.983	79.5	-2.66	0.29	2.62 0.38
Dikson	Russia	1950–1997	80.4	73.5	0.19	0.5	1.55 /
Uedinenia	Russia	1953–1995	82.2	77.5	-1.91	0.56	2.11 /
Izvestia Tsik	Russia	1954–2009	82.95	75.95	-0.58	0.3	3.04 2.83
Sterlegova	Russia	1950–1995	88.9	75.417	-0.51	0.55	2.14 /
Isachenko	Russia	1954–1993	89.2	77.15	-1.58	0.65	4.49 /
Golomianyi	Russia	1954–2009	90.617	79.55	-1.61	0.41	0.36 0.58
Pravdy	Russia	1950–1994	94.767	76.267	-1.01	0.52	3.24 /
Russkii	Russia	1951–1989	96.433	77.167	-1.24	0.28	2.61 /
Krasnoflotskie	Russia	1954–1987	98.833	78.6	-0.95	0.04	3.05 /
Geiberga	Russia	1951–1995	101.517	77.6	-0.78	0.55	2.83 /
Peschanyi	Russia	1962–1993	102.483	79.433	-0.22	0.67	3.59 /
Fedorova	Russia	1950–2000	104.3	77.717	-0.47	0.3	1.84 /
Malyi	Russia	1950–1991	106.817	78.083	-0.16	0.43	2.43 /
Andreia	Russia	1951–1999	110.75	76.8	-0.12	0.54	3.3 /
Preobrazhenia	Russia	1951–1991	112.933	74.667	-0.39	0.41	0.45 /
Terpiai	Russia	1956–1998	118.667	73.55	-0.5	0.5	2.24 /
Dunai	Russia	1951–2009	124.5	73.933	-0.46	0.26	2.56 12.52
Tiksi	Russia	1950–2009	128.917	71.583	-0.58	0.27	2.06 6.08
Muostah	Russia	1951–1995	130.033	71.55	-0.58	0.41	3.03 /
Sannikova	Russia	1950–2009	138.9	74.667	-0.49	0.19	1.74 5.01
Kigiliah	Russia	1951–2009	139.867	73.333	-0.55	0.15	0.95 3.32
Sviatoi	Russia	1951–1987	140.733	72.833	-0.56	-0.35	3 /
Zemlia	Russia	1951–1987	142.117	74.883	-0.48	-0.6	3.78 /
Shalaurova	Russia	1950–2001	143.233	73.183	-0.55	0.01	1.18 /
Zhohova	Russia	1950–2000	152.833	76.15	-0.14	0.29	1.91 /
Ambarchik	Russia	1950–1995	162.3	69.617	-0.47	-0.02	3.63 /
Chetyrehstolbovoi	Russia	1951–1994	162.483	70.633	-0.4	-0.03	1.73 /
Rau-Chua	Russia	1950–1989	166.583	69.5	-0.42	-0.04	0.73 /
Aion	Russia	1954–2001	167.983	69.933	-0.36	0.08	0.96 /
Pevek	Russia	1950–2009	170.25	69.7	-0.35	0.07	3.66 8.77
Valkarkai	Russia	1956–1993	170.933	70.083	-0.3	0.15	3.46 /
Billinga	Russia	1953–1995	175.767	69.883	-0.21	0.07	1.92 /
Mys Shmidtia	Russia	1950–1994	180.633	68.9	-0.13	0.03	1.86 /
Vrangelia	Russia	1950–2000	181.517	70.983	0.19	0.08	2.32 /
Vankarem	Russia	1950–2002	184.167	67.833	-0.06	0.14	2.78 /
Koluchin	Russia	1950–1991	185.35	67.483	-0.04	0.17	2.54 /
Netten	Russia	1950–1995	188.067	66.967	0.07	0.08	1.92 /

CMSL trend over 1980–2009 amounts to 2.25 ± -0.26 mm/yr. The latter value compares well with the global mean sea level trend over the same time span (1980–2009) (equal to 2.09 ± -0.04 mm/yr [Church and White, 2011]). On average over the whole 60-year time span (1950–2009), we find a positive Arctic CMSL trend of 1.62 ± -0.11 mm/yr (after correcting for GIA and IB). For the Russian sector alone, Proshutinsky et al. [2004] found a rate of sea level rise of about 1.3 mm/yr over 1954–1989 after correcting for GIA and IB. Over the same time span (1954–1989), our Arctic CMSL trend amounts to 1.70 ± -0.24 mm/yr. This trend is slightly larger than Proshutinsky et al.'s [2004] value, but refers to both Russian and Norwegian coasts.

[19] Considering only the 27 time series of data set1 to construct Arctic CMSL (not shown) gives the same result. Again Arctic CMSL rate is quite similar to the global mean rate over 1950–2009 (1.8 ± -0.15 mm/yr [Church and White, 2011]). Thus so far, Arctic CMSL does not seem to rise faster than the global mean sea level.

[20] As indicated above, strong interannual variability affects Arctic CMSL. On Figure 6, we superimposed the Arctic Oscillation (AO) index to the CMSL curve. The AO is an important climate index of the Arctic region, referring to opposing atmospheric pressure patterns in northern middle and high latitudes. It exhibits a negative phase with

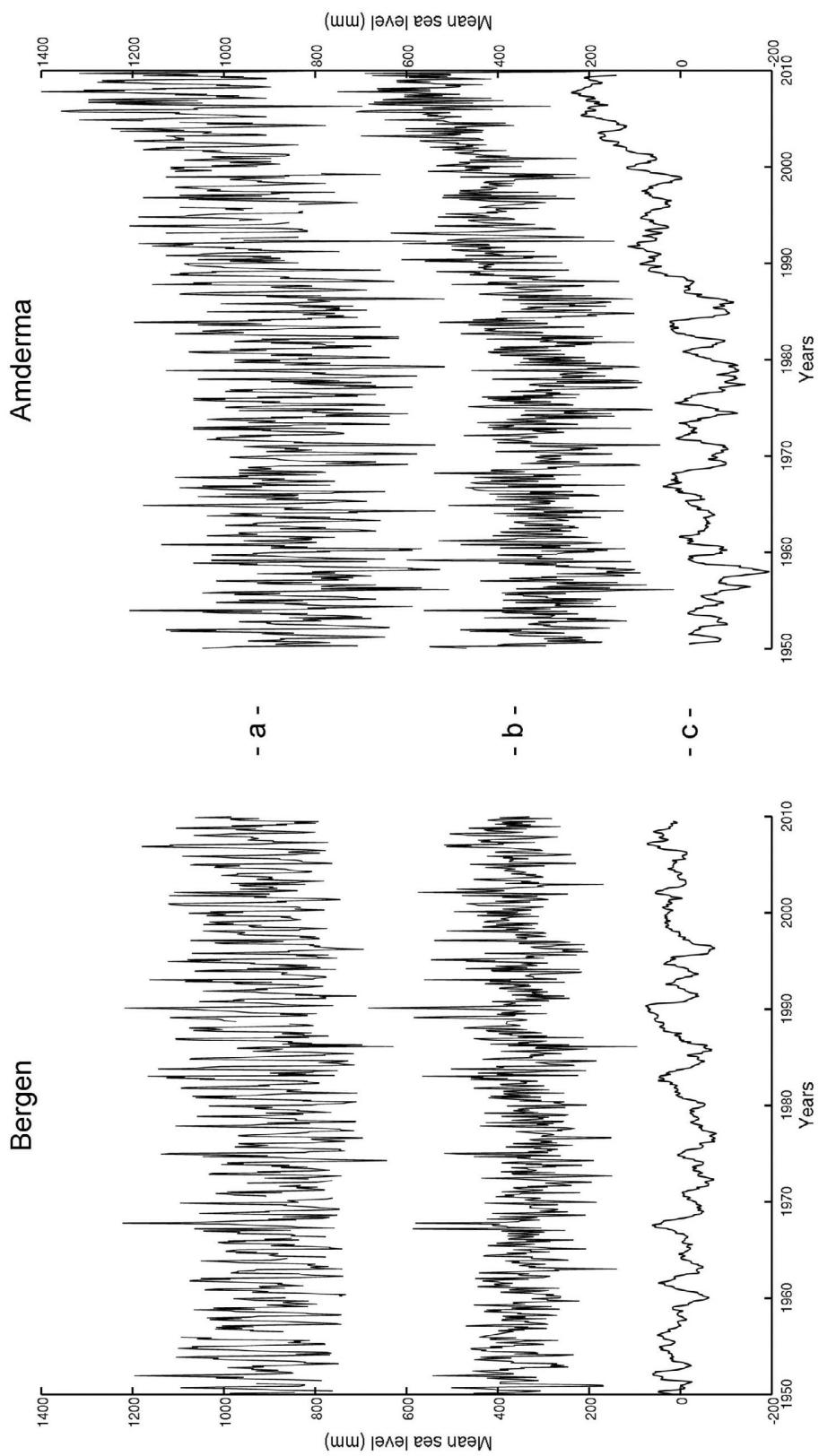


Figure 2. Tide gauge time series at Bergen (Norway) and Anderma (Russia): (a) raw data, (b) raw data minus the 12-month and 6-month sinusoids, and (c) smoothed data (12-month running mean applied to the middle curve).

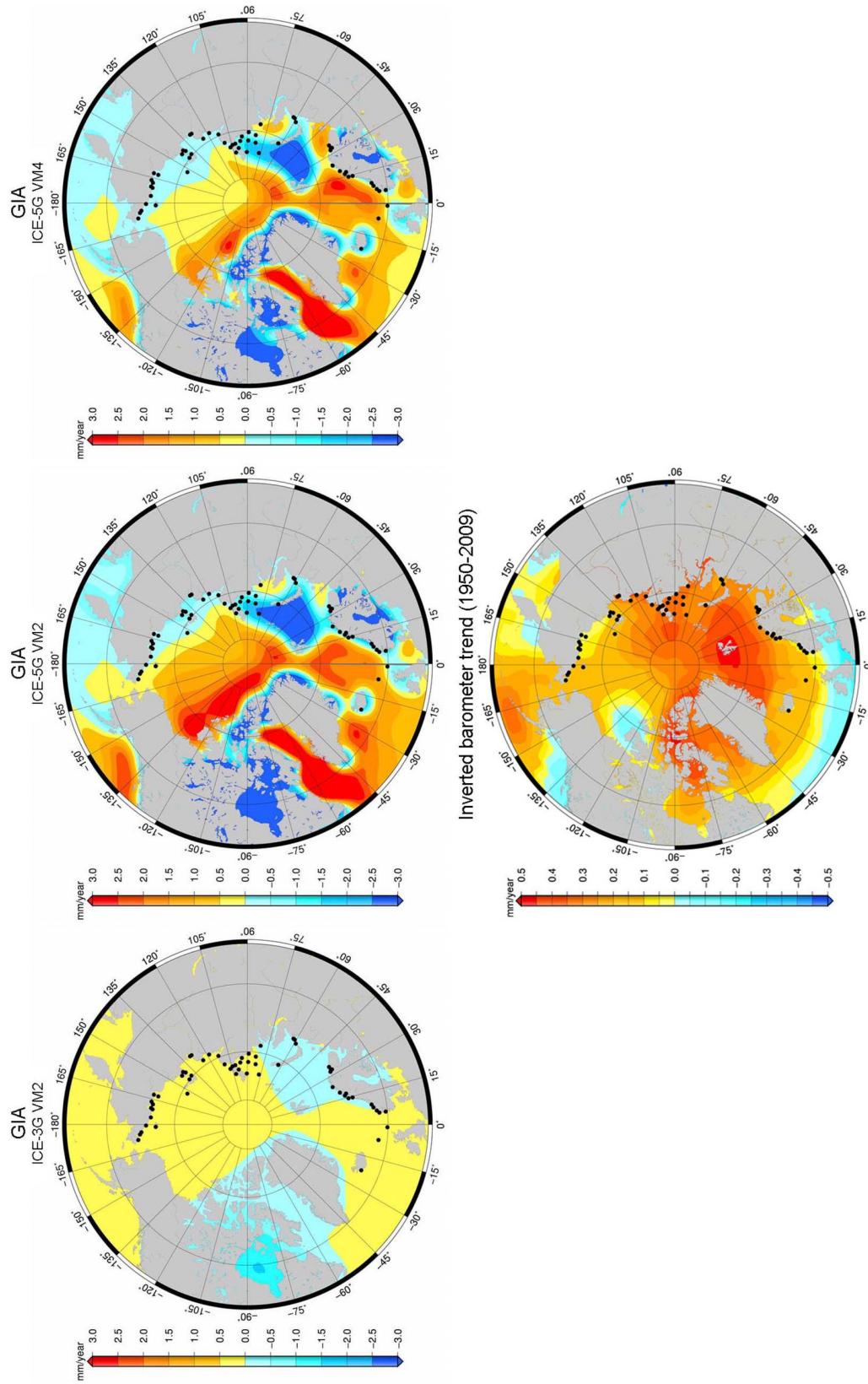


Figure 3. Regional GIA rates (mm/yr) for the ICE-3G/VM2 and ICE-5G/VM2/VM4 models, and IB (inverted barometer) trends over 1950–2009 (mm/yr). Black dots represent the tide gauge sites used in this study.

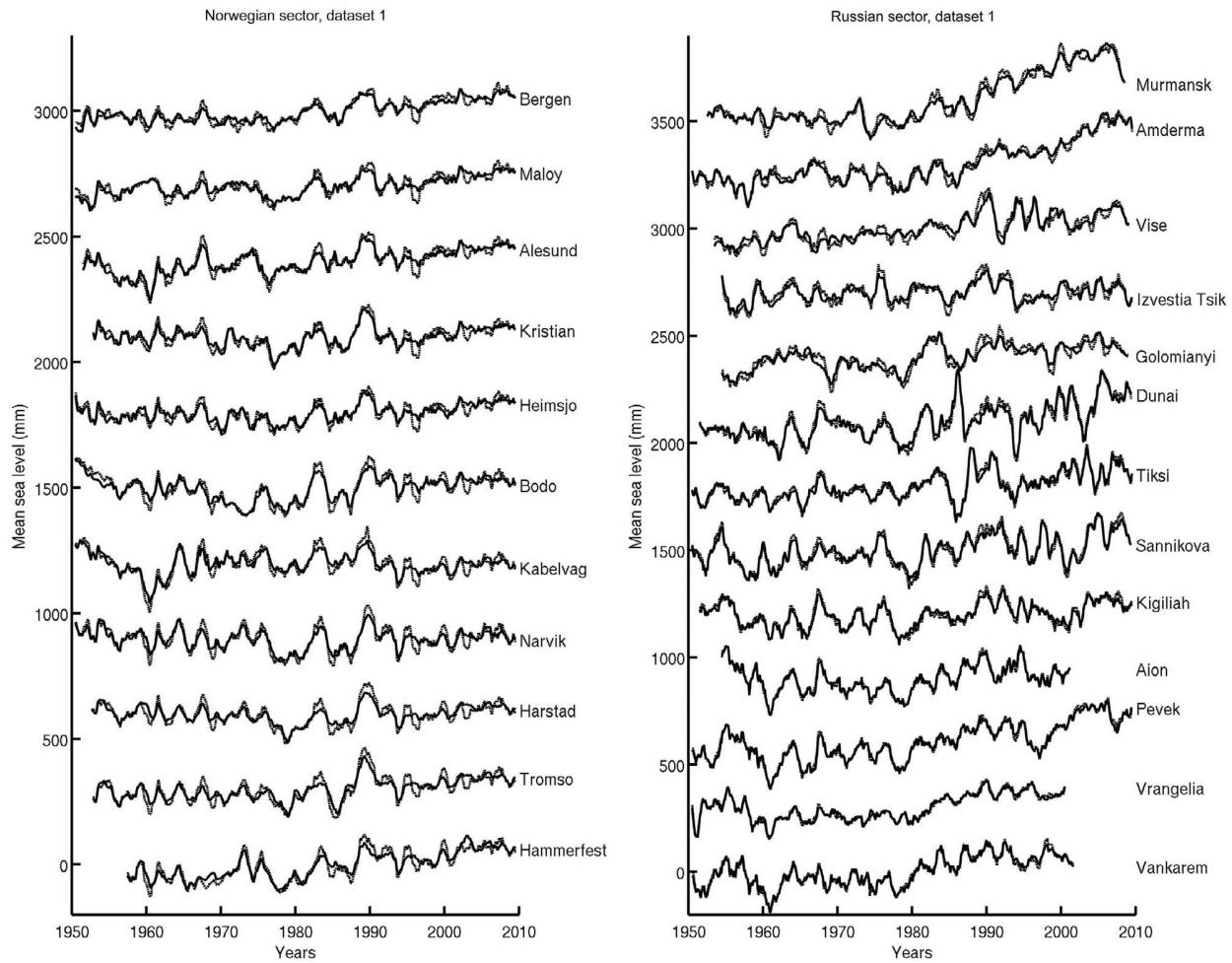


Figure 4. Plots of individual tide gauge time series with (solid line) and without (dashed line) the IB correction over 1950–2009 for the (left) Norwegian sector (11 tide gauges) and (right) Russian sector (13 tide gauges).

relatively high pressure over the polar region and low pressure at midlatitudes, and a positive phase during which the pattern is reversed. Over most of the past century, the AO alternated between its positive and negative phases. Starting in the 1970s, however, the oscillation has tended to stay in the positive phase, with strong positive values in the early 1990s. During the past decade, the AO has been low and much variable. A number of previous studies reported that several meteorological and climatic variables of the Arctic region are highly correlated with the AO index (and with the North Atlantic Oscillation -NAO- [e.g., Chylek *et al.*, 2010]).

[21] Looking at Figure 6, we indeed observe significant correlation between Arctic CMSL curve and AO up to 1995–2000. Most of the large interannual oscillations seen in the CMSL curve, in particular the high positive anomaly in the early 1990s, are also visible in the AO index. The correlation, between 1950 and 1995, amounts to 0.68 (95% confidence). However, surprisingly, beyond the mid-1990s and especially since 2000, the correlation breaks down, even if at interannual time scale, there is still some agreement between the two curves. The Arctic CMSL shows sustained

rise since about 1995 while the AO index does not, oscillating between positive and negative values. We performed tests with other climate indices such the NAO but the correlation between CMSL and AO was found higher.

[22] It seems surprising at first look to find a significant correlation between AO and IB-corrected CMSL because AO is purely sea level pressure-based parameter. However, AO also reflects large-scale atmospheric forcing and is a measure of the polar vortex, which defines changes in wind stress and wind direction that may influence the ocean circulation, hence sea level. So far we have just corrected for the purely static IB effect. The observed correlation thus suggests that other factors (e.g., wind stress and associated circulation changes, and ocean mass changes due to land ice melt and possibly river runoff) contribute to the year-to-year variability in CMSL.

[23] The above results indicate that between 1950 and the mid-to-late 1990s, Arctic CMSL was mostly driven by internal climate modes, in particular the AO, possibly through changes in wind stress and associated ocean circulation (although quantitative analyses of the latter effects

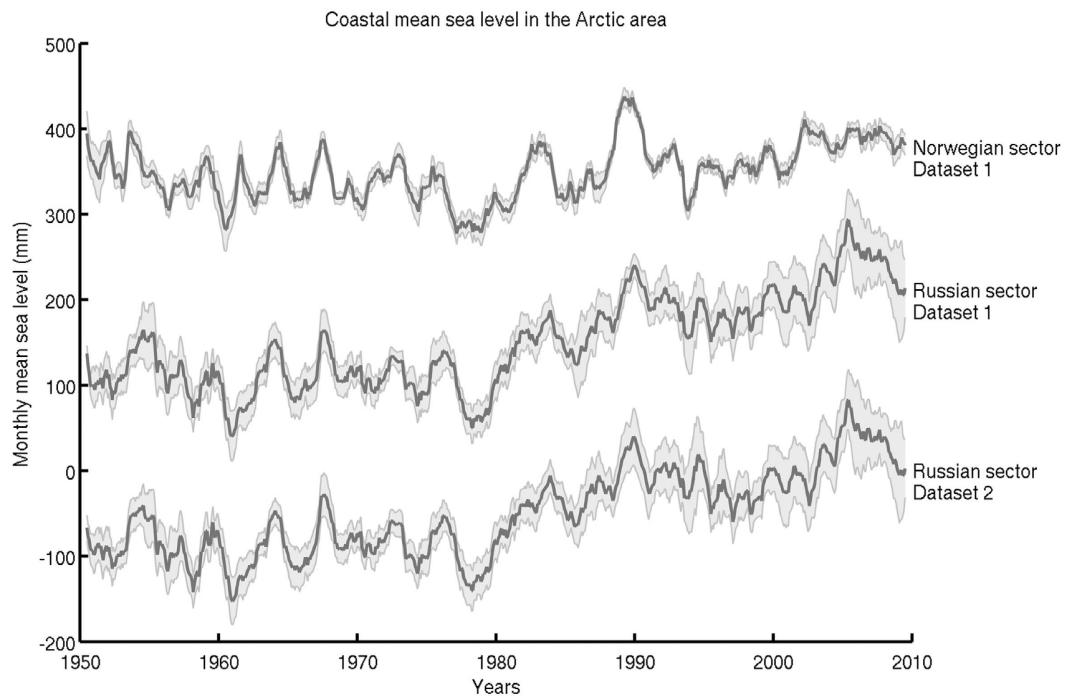


Figure 5. CMSL curves in the Norwegian (data set1) and Russian sectors (data set1 and 2). The light gray zone represents the uncertainty of the CMSL time series.

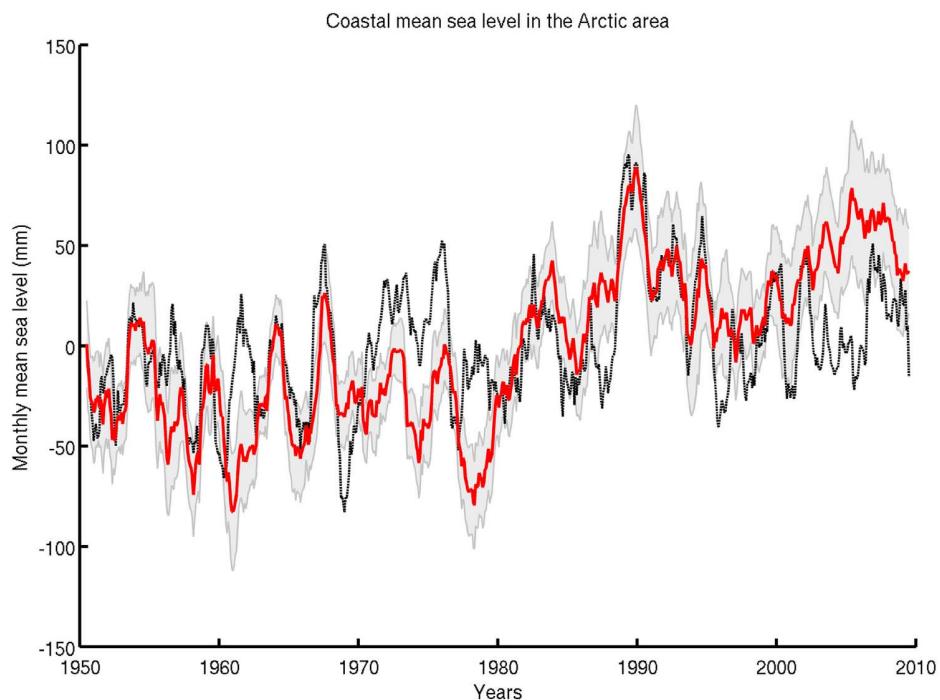


Figure 6. Arctic CMSL curve (red solid curve) and associated uncertainty (light gray zone). Arctic oscillation index is superimposed (black dashed curve).

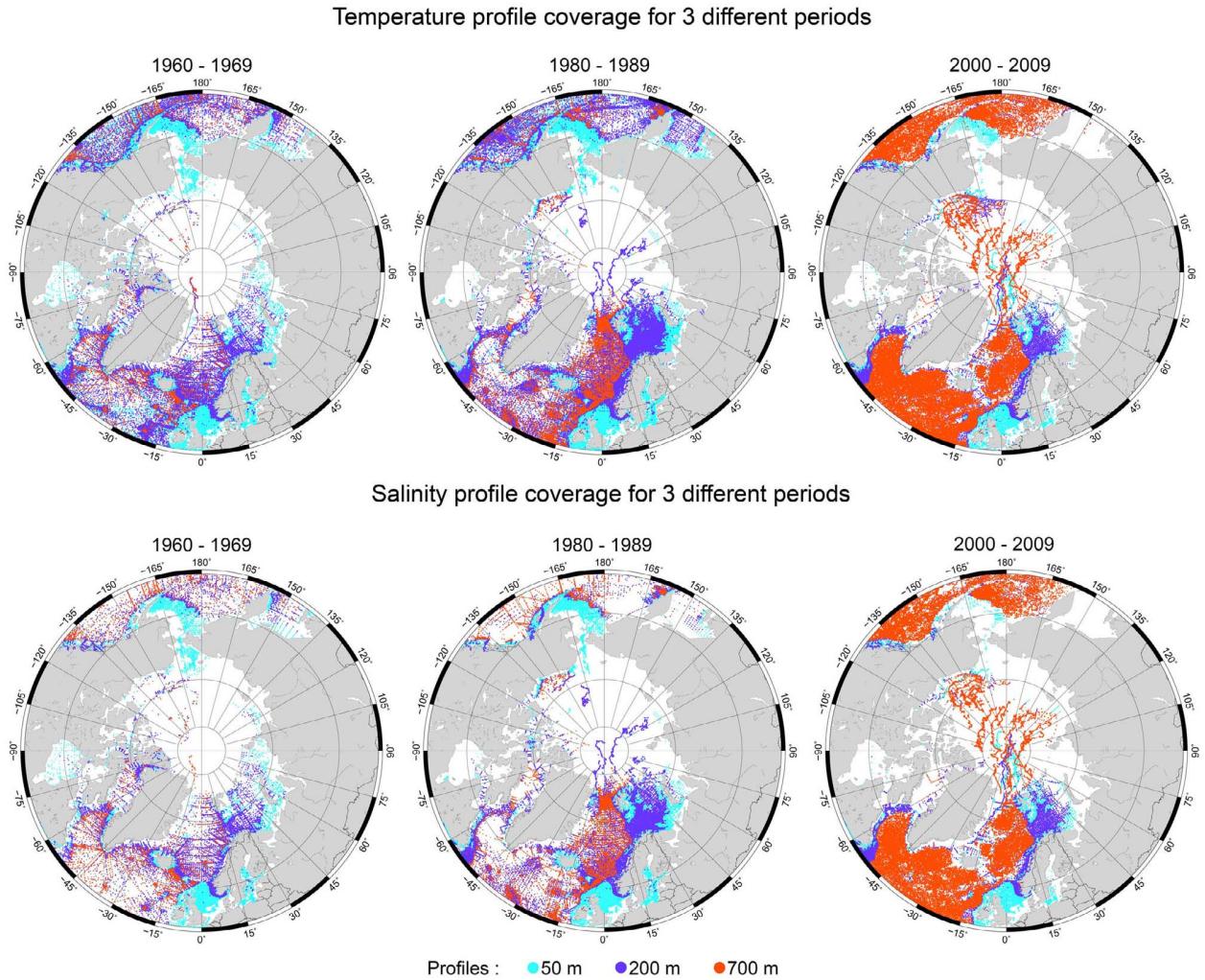


Figure 7. (top) Temperature and (bottom) salinity profile coverage (data from EN3) in the Arctic region for 3 different depth ranges (0–50 m, 0–200 m and 0–700 m) and 3 different periods (1960–1969, 1980–1989 and 2000–2009).

remain to be performed), as well as ocean mass changes. Since the mid-to-late 1990s, Arctic CMSL shows a marked rise of 4.07 ± 0.65 mm/yr.

4. Steric Sea Level in the North Atlantic and Nordic Seas

4.1. Steric Data

[24] In this section we estimate the contribution of the steric (effect of ocean temperature T (thermosteric component) and salinity S (halosteric component)) sea level to Arctic CMSL. For that purpose, we use T/S data from 3 different databases: the WOD09 [Levitus *et al.*, 2009], the *Ishii and Kimoto* [2009] (called IK09 hereafter) databases and the EN3 database developed by the Met Office/Hadley Centre, UK [Ingleby and Huddleston, 2007]. The EN3 database consists of the WOD05 database [Levitus *et al.*, 2005] plus additional T data from the ASBO (Arctic Synoptic Basin-wide Oceanography) project (see NOCS ASBO web page: <http://www.noc.soton.ac.uk/ooc/ASBO/index.php>) and Argo

project. The WOD09 and IK09 databases account for depth-bias corrections on XBT temperature data [e.g., *Wijffels et al.*, 2008], unlike the WOD05 data included in the EN3 gridded database (after this study was started, XBT depth bias corrections were posted along T profiles on the EN3 web site; however, accounting for profile-based depth bias corrections was found beyond the scope of the present study; nevertheless the EN3 database include a large portion of non XBT data which do not suffer from XBT depth-bias). The T/S data from the 3 databases are publicly available at: <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/indprod.html> for WOD09; <http://atmphys.nies.go.jp/~ism/pub/ProjD/v6.9/> for IK09; and <http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/en3/index.html> for EN3.

[25] The depth and time coverage of these data is very inhomogeneous in the studied region, leaving much of the Arctic Ocean uncovered. This is illustrated in Figure 7 which shows for three periods (1960–1969, 1980–1989 and 2000–2009) T and S data coverage (from EN3) down to 700 m (coverage is shown for the 0–50 m, 0–200 m and 0–700 m upper ocean layers). The coverage during the 1960s and

earlier is far too sparse and limited to the near surface layers, preventing us to quantify the steric contribution in the whole Arctic and even along the Russian coasts. Before the 1990s, we also note that the data coverage is poor. This leads us to not consider data prior to 1970 and only consider a limited geographical sector bounded by the 75°W–45°E longitudes and the 50°N–80°N parallels.

4.2. Steric Spatial Trend Patterns

[26] For each database, we computed the thermosteric sea level on a 1° × 1° grid at monthly interval since 1970 (at 3-month intervals for WOD09), integrating T anomalies from the surface down to 700 m. For that purpose, we first computed density anomalies at each standard level down to 700 m by considering temperature anomalies and using the classical equation of state of the ocean. Then, we integrated density anomalies at each grid point (using a climatology for the salinity) and each time step to obtain the thermosteric sea level [Gill, 1982; Levitus *et al.*, 2005; Lombard *et al.*, 2005].

[27] We also computed the halosteric sea level using salinity anomalies available for the IK09 and EN3 databases (no gridded salinity data are available for WOD09). We followed the same methodology as for the thermosteric sea level but now considering salinity anomalies from the surface down to 700 m and a climatology for the temperature.

[28] Figures 8a and 8c show thermosteric trend patterns computed over 1970–2009 for the IK09 and WOD09 data over the limited region described above. We note that thermosteric spatial trends are positive almost everywhere and very similar in both cases, with higher rates than average south of Iceland, in the Baffin Bay, Greenland and Norwegian seas. Figure 8b shows halosteric spatial trend patterns for IK09. Halosteric trends are moderately negative over the studied area, indicating a slight increase in salinity since 1970. Comparing thermosteric and halosteric trend maps for IK09 shows that the patterns are anticorrelated (with higher magnitude for the thermosteric trends). This anticorrelation between thermosteric and halosteric trend patterns suggests simultaneous increase of both temperature and salinity since 1970 in the North Atlantic and Nordic Seas sector (the two factors having opposite effects on sea level). A similar behavior has been reported in several other regions from in situ hydrographic data and/or ocean circulation modeling [e.g., Wunsch *et al.*, 2007; Köhl and Stammer, 2008].

[29] Figure 9 shows the steric (sum of thermosteric and halosteric) trend patterns over 1970–2009 for the IK09 and EN3 data (note that computing the steric sea level by summing the thermosteric and halosteric components or by direct integration of T- and S-related density anomalies gives essentially the same result). The two maps show more or less similar patterns in the North Atlantic and Nordic Seas, in particular along the Norwegian coast. Some difference is noticed however in the Baffin Bay and southwest of Greenland.

4.3. Interannual Variability of the Gridded Steric Data

[30] To investigate the dominant modes of variability of the steric data in the limited region considered above, we performed an EOF (empirical orthogonal function) decomposition [Preisendorfer, 1988] of the WOD09 and IK09 gridded thermosteric data over the 1970–2009 time span. Figure 10 (top) shows corresponding first spatial and temporal mode

(noted EOF1) for the two thermosteric data. We note that EOF1s (42.9 and 46.1% of the total variance, respectively) are highly correlated both spatially and temporally, and closely resemble the thermosteric trend patterns shown in Figure 8. The temporal curves are also highly correlated. They are flat until 1995 but since then show an upward trend. Figure 10 (bottom) shows EOF1 of IK09 halosteric data decomposition. The anticorrelation noted above for the spatial trend patterns between thermosteric and halosteric components is even more evident in EOF1s. Like EOF1 thermosteric temporal curve, the EOF1 halosteric temporal curve also displays an upward trend as of 1995 (associated with negative spatial trend values), suggesting simultaneous increase of temperature and salinity in the region. To see more clearly the latter behavior, we have averaged the gridded thermosteric (IK09 and WOD09) and halosteric (IK09) data at each time step over the region, and computed the mean thermosteric and halosteric curves. These are shown in Figure 11. We first note that the two thermosteric curves agree well. We also note the strong change and opposite behavior affecting the thermosteric and halosteric curves as of ∼1995.

4.4. Steric Sea Level at the Norwegian Tide Gauges

[31] We computed the steric sea level (thermosteric plus halosteric components) using the IK09 and EN3 data since 1970 at the 11 Norwegian tide gauge sites by interpolating the steric grids at the tide gauge locations (averaging the gridded data within a 1° radius around the tide gauge). Corresponding curves are shown in Figure 12 (top) superimposed to the Norwegian CMSL curve. We first note that both IK09 and EN3 curves are in general good agreement (as previously noticed between IK09 and WOD09 thermosteric components). Although smoother, they correlate also well between 1970 and 2006 with the CMSL curve (correlation of 0.65). However, as of 2006, the steric sea level curves show a downward trend not seen in the CMSL curve. The steric sea level trends over 1970–2006 amounts to 1.63 ± 0.14 mm/yr and 1.9 ± 0.17 mm/yr for IK09 and EN3 respectively, a value quite comparable to the CMSL trend over the same time span (of 1.73 ± 0.23 mm/yr). This suggests that, at least over this time span (1970–2006), observed CMSL rise along the Norwegian coast has a steric origin. However, the interannual variability in steric sea level and Norwegian CMSL are not well correlated, suggesting that the latter is influenced by other factors on such time scales, e.g., wind stress-driven ocean circulation and ocean mass changes.

[32] We computed the residual (observed CMSL minus steric sea level) curve at the Norwegian tide gauges with the IK09 and EN3 data. The corresponding time series over 1970–2006 are shown in Figure 12 (bottom). The AO index is superimposed. The trend of the residual curves over 1970–2006 amount to 0.11 ± 0.23 mm/yr and −0.17 ± 0.22 mm/yr for the IK09 and EN3 data, respectively, thus are not significant. On the other hand, the residual curves show important interannual variability moderately correlated with the AO index. Over 1970–2006, this correlation is equal to 0.54 only but at some periods (e.g., around 1990), the sea level residuals and the AO co-vary similarly, possibly reflecting the dynamical response of the sea to wind-forcing. At the end of the studied period (around 2006), the residual curves show an upward trend not seen on

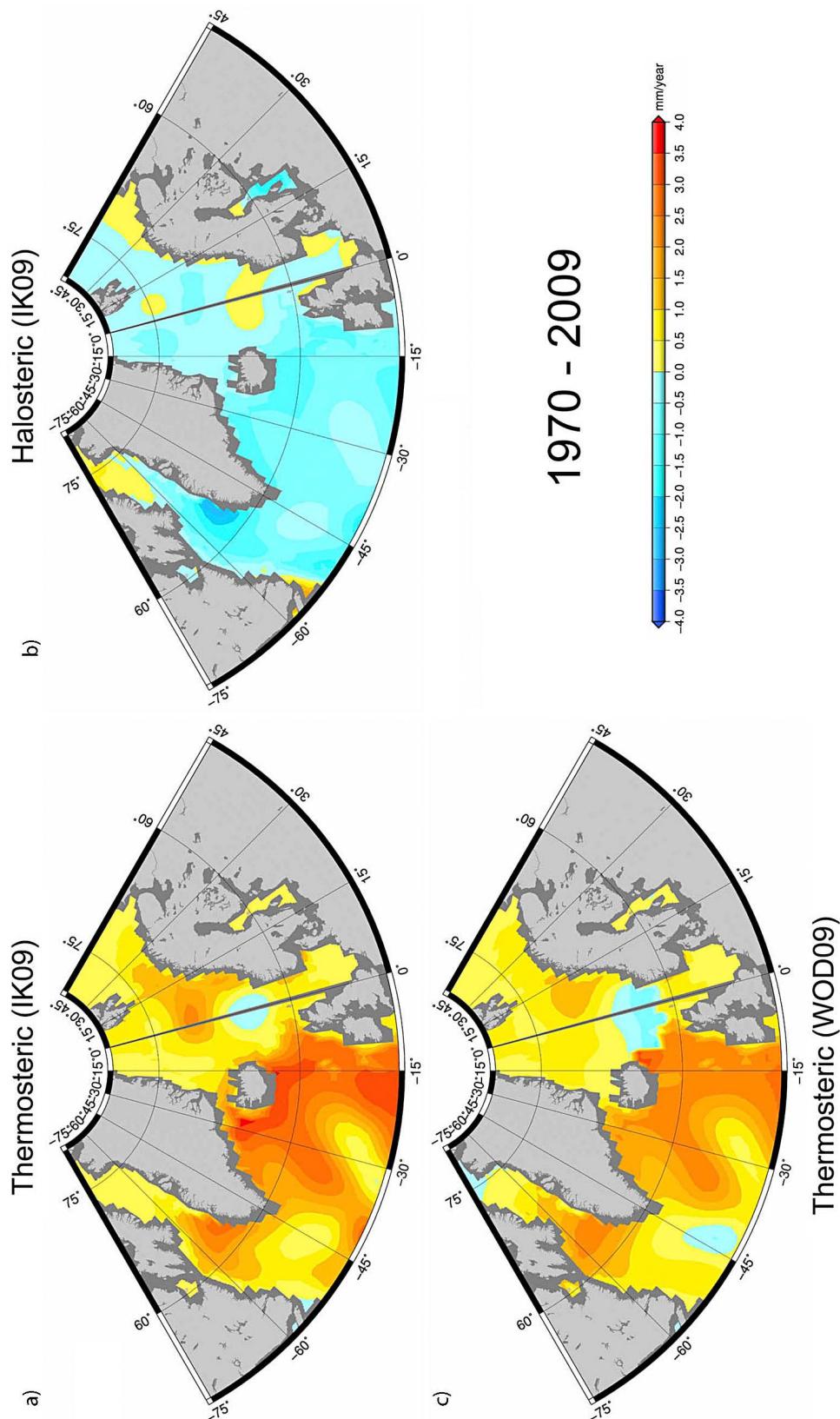


Figure 8. Spatial trend patterns in thermosteric sea level ((a) IK09 and (c) WOD09) for 1970–2009 over the North Atlantic and Nordic sea. (b) The IK09 halosteric trend patterns are also presented. Units: mm/yr.

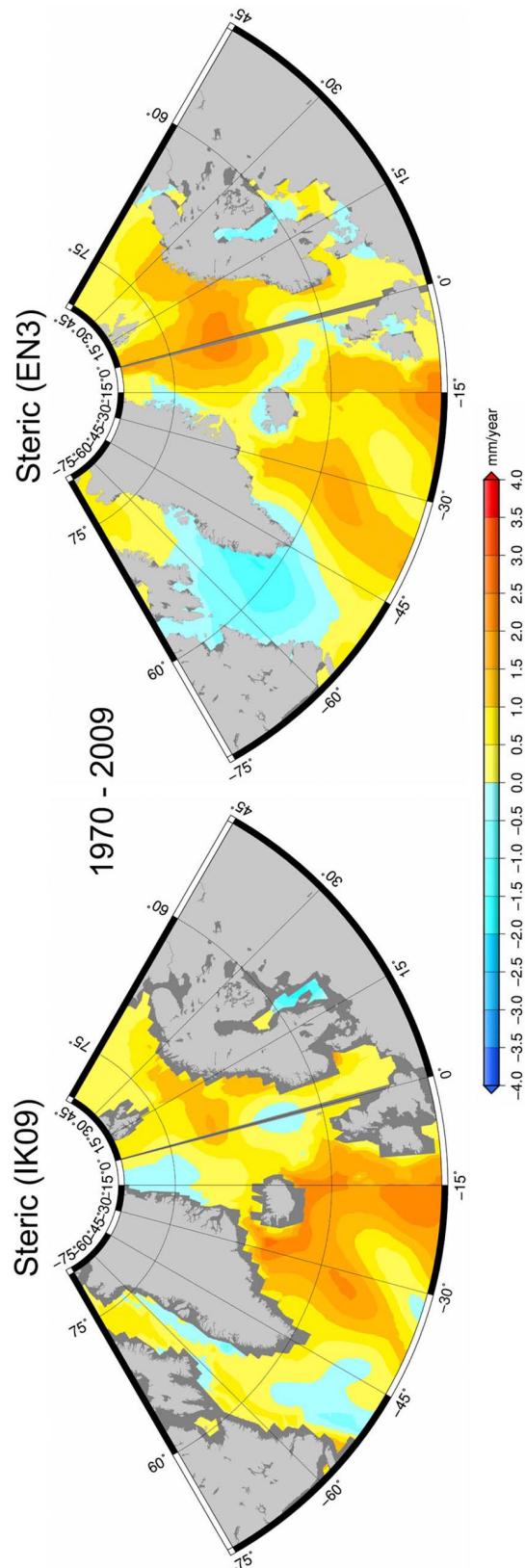


Figure 9. Spatial trend patterns in steric sea level for (left) IK09 and (right) EN3 data for 1970–2009. Units: mm/yr.

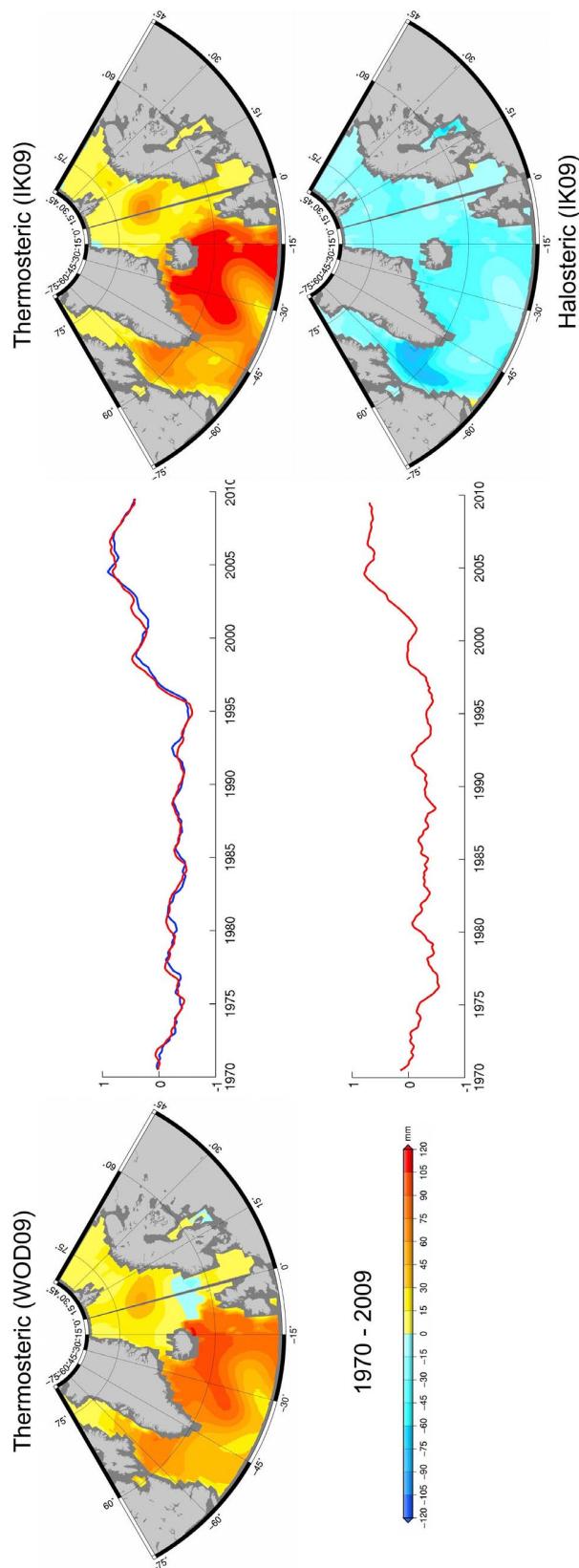


Figure 10. (top) EOF mode 1 of thermosteric sea level for WOD09 (red curve) and IK09 (blue curve) over 1970–2009. (bottom) EOF mode 1 of IK09 halosteric sea level.

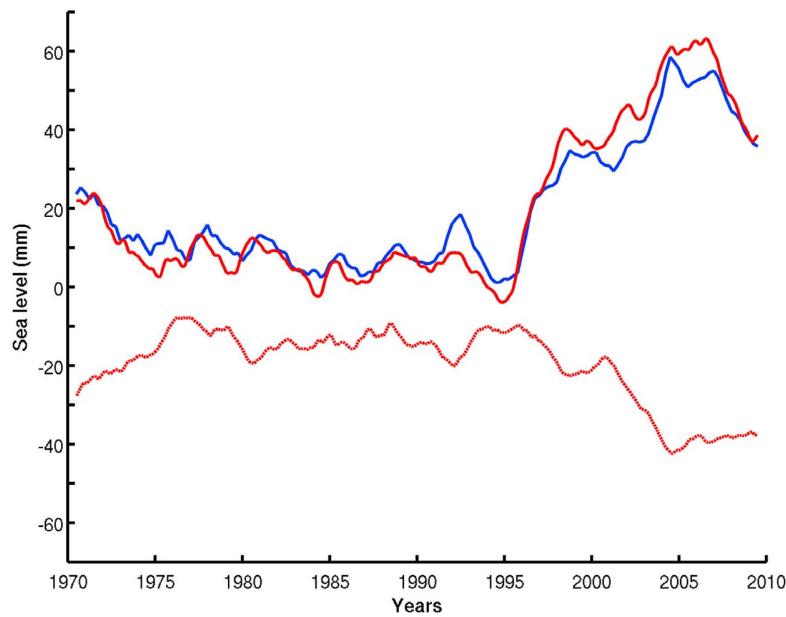


Figure 11. Top curves are regionally averaged thermosteric sea level over 1970–2009 (region as shown in Figures 8 and 9) for IK09 (red curve) and WOD09 (blue curve) data. Bottom curve is regionally averaged halosteric sea level (IK09 data, red curve).

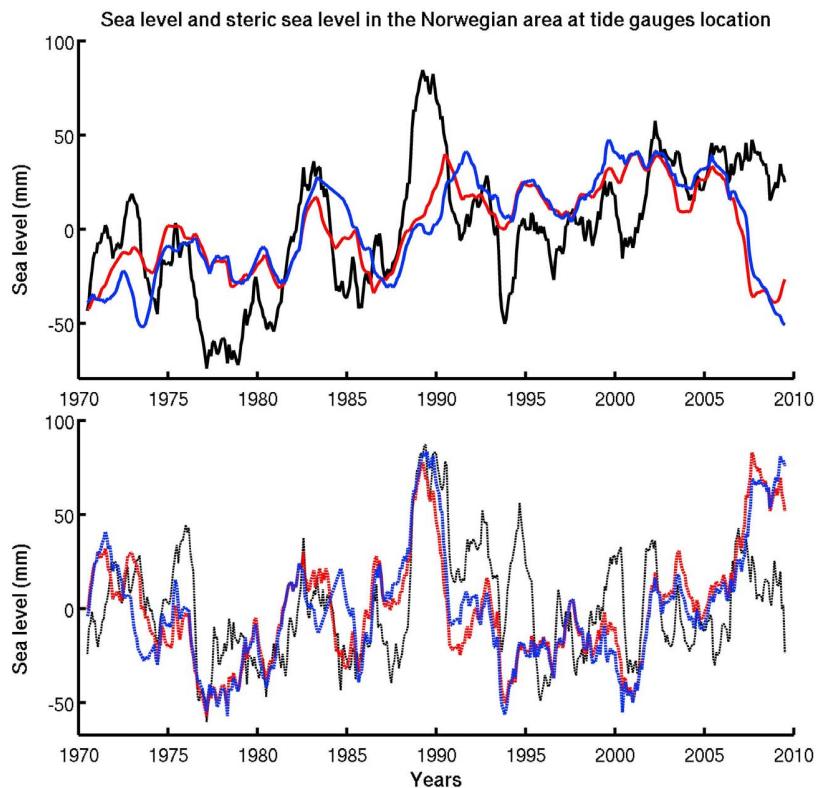


Figure 12. (top) CMSL at the Norwegian tide gauges (black curve) over 1970–2009 on which is superimposed the steric sea level (IK09: red curve and EN3: blue curve) interpolated at the tide gauge sites. (bottom) Residual (observed minus steric) sea level (red and blue curves for IK09 and EN3 respectively). The AO index is superimposed (black-dashed curve).

the AO. This may reveal an increased contribution of the ocean mass component linked to the recently reported acceleration in land ice melt [i.e., *Holland et al.*, 2008; *Steffen et al.*, 2010; *Rignot et al.*, 2011] plus regional water mass redistribution. We will come back to this issue in section 5.

5. Comparison Between Tide Gauge-Based, Altimetry-Based and Steric Sea Level in the North Atlantic and Nordic Seas Over 1993–2009 and Estimate of GRACE-Based Ocean Mass Over 2003–2009

[33] In this section, we take advantage of the availability of gridded altimetry sea level data up to 82°N since 1993 to investigate in more detail the mean and regional sea level in the North Atlantic and Nordic Seas sector and its relationship with the steric sea level. Satellite altimetry measures absolute sea level (i.e., relative to the Earth's center of mass [*Fu and Cazenave*, 2001; *Cazenave and Nerem*, 2004]), thus reflects global/regional changes in ocean water volume (due to density changes and water mass variations) as well as additional factors causing regional variability in sea level such as the deformations of ocean basins in response to land ice melt-induced mass redistribution [*Milne et al.*, 2009; *Tamisiea and Mitrovica*, 2011]. As altimetry-based sea level does not sense vertical crustal motions, it can be compared to tide gauge-based sea level, once the latter is corrected for vertical crustal motions. Here we use the multi mission altimetry data reprocessed by *Prandi et al.* [2012]. This reprocessing improves the data coverage and the quality of the geophysical corrections to apply to the altimetry data in the Arctic region. The details of the data reprocessing is described in *Prandi et al.* [2012]. The inverted barometer correction is applied to altimetry data as for the tide gauge data using the *Carrère and Lyard* [2003] model.

5.1. Spatial Trend Patterns in Altimetry-Based and Steric Sea Level (1993–2009)

[34] We compared the altimetry-based sea level trend patterns with the thermosteric and halosteric spatial patterns (IK09 data) for the 1993–2009 time span over the North Atlantic and Nordic Seas sector. These are shown in Figures 13a–13c. In several areas, e.g., south of Iceland and Greenland and in the Norwegian Sea, the spatial trend patterns of altimetry-based and thermosteric sea level show positive trends. Thermosteric trends have larger amplitude than observed (i.e., altimetry-based) ones, but because of opposite trends in the halosteric component (see Figures 13a–13c), their sum (i.e., the steric component) will better agree with altimetry-based trends. This is indeed the case (although not everywhere), as illustrated in Figures 13d and 13e showing steric trend patterns over 1993–2009 for the IK09 and EN3 data.

[35] We computed residual trend maps (i.e., altimetry-based minus steric trends) with the IK09 and EN3 data over 1993–2009. These are shown in Figure 14. In most areas (northwest and southeast of Greenland, Greenland and Norwegian seas, and along the coasts of Norway), the residual trend patterns roughly agree. Although part of the residual trends may result from uncertainty and imperfect data coverage of T/S data in the region, we cannot exclude that they reflect real non-steric

signals, for example ocean mass changes. Since ~2003, the latter are measurable by GRACE space gravimetry data. This is discussed in the next section.

5.2. Tide Gauge-Based, Altimetry-Based, GRACE-Ocean Mass and Steric Sea Level Along the Norwegian Coasts

[36] We interpolated the altimetric grids at the tide gauge locations (as done for the steric sea level in section 4). At the Norwegian tide gauges, the altimetry-based and tide gauge-based sea level time series are highly correlated both in terms of trend and interannual variability, with all correlations >0.9 (not shown). The highest correlation was obtained when the ICE-5G/VM2 GIA correction was used for the tide gauge data. This was the basis for preferring this particular GIA correction (see section 3). We constructed an altimetry-based CMSL along the Norwegian coast averaging individual time series at the 11 tide gauge sites of data set1. The tide gauge and altimetry-based CMSL curves in the Norwegian sector for 1993–2009 are shown in Figure 15 (top). Both curves are highly correlated and show an increasing sea level trend of 3.32 ± 0.65 mm/yr (from tide gauges) and 4.23 ± 0.23 mm/yr (from satellite altimetry) over the altimetry period (1993–2009). The trend difference (0.9 mm/yr) is only slightly larger than the tide gauge trend uncertainty. Thus the altimetry data clearly confirm the recent sea level increase in that particular region. We note in passing that the rate of sea level rise in this region is very similar to the global mean rate (of 3.3 mm/yr over 1993–2009 [e.g., *Cazenave and Llovel*, 2010]), a result confirmed by *Prandi et al.* [2012] for the whole Arctic region.

[37] We estimated the ocean mass change along the Norwegian coast as of 2003 using GRACE space gravimetry data [*Wahr et al.*, 2004]. GRACE measures temporal variations of the Earth's gravity field and, over the oceanic domain, provides an estimate of ocean mass changes. Several GRACE products have been released from teams involved in the GRACE project (CSR, JPL and GFZ), each time with substantial improvement [*Chambers*, 2006]. Here we use the CSR 1° × 1° gridded data over the ocean (RL04 release) at monthly interval (available at <http://grace.jpl.nasa.gov/data/GRACEMONTHLYMASSGRIDSOCEAN/>). These data include an implementation of the carefully calibrated combination of de-stripping and smoothing, with different half-width Gaussian filters (the solutions need to be smoothed because errors increase with wavelength). These gridded ocean GRACE products are corrected for Glacial Isostatic Adjustment using the *Paulson et al.*'s [2007] model. The data used in this study cover the time span from January 2003 to December 2009 and are expressed in sea level equivalent.

[38] We interpolated monthly GRACE-ocean mass grids at the 11 Norwegian tide gauge sites, removed the seasonal signal as for the other data sets and then averaged the 11 individual ocean mass time series. Corresponding GRACE-based averaged ocean mass curve is superimposed to the CMSL curve in Figure 15 (top). Over 2003–2009, the GRACE ocean mass trend is positive and equal to 2.9 ± 0.66 mm/yr. This is significantly different from the CMSL trend over the same time span (equal to −1.14 ± 0.21 mm/yr). As the CMSL trend reflects primarily the sum of the steric plus ocean mass trends, this trend difference is not really surprising considering the downward trend seen in the mean

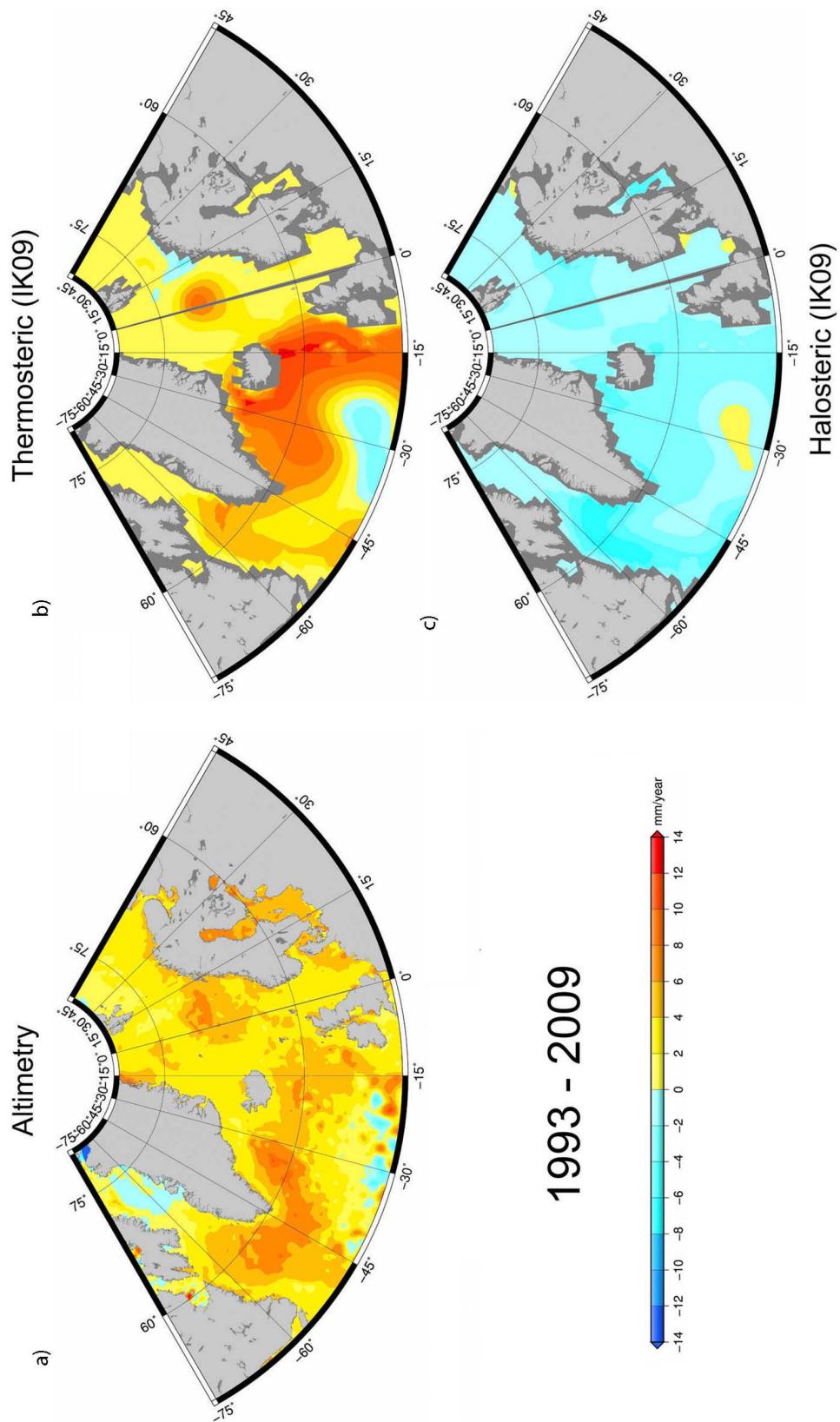


Figure 13. (a) Spatial trend patterns of altimetry-based, (b) thermometric (IK09), and (c) halosteric (IK09) in the North Atlantic and Nordic Seas region over 1993–2009. Spatial trend patterns in steric sea level over 1993–2009 ((d) IK09 and (e) EN3). Units: mm/yr.

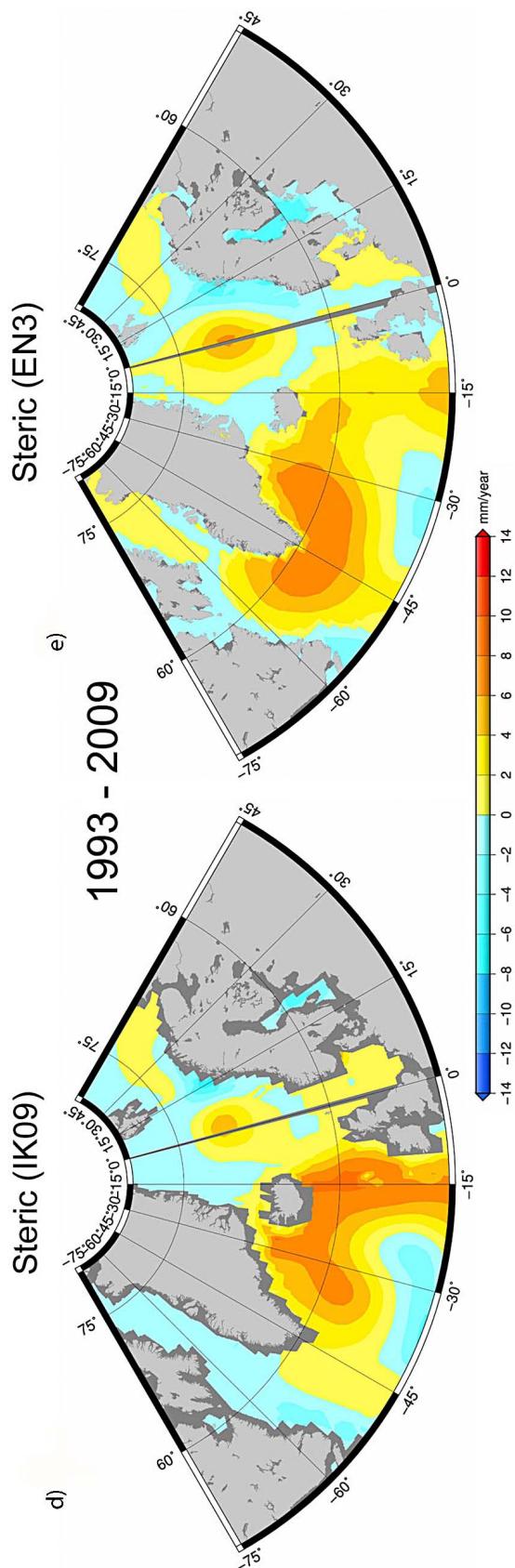


Figure 13. (continued)

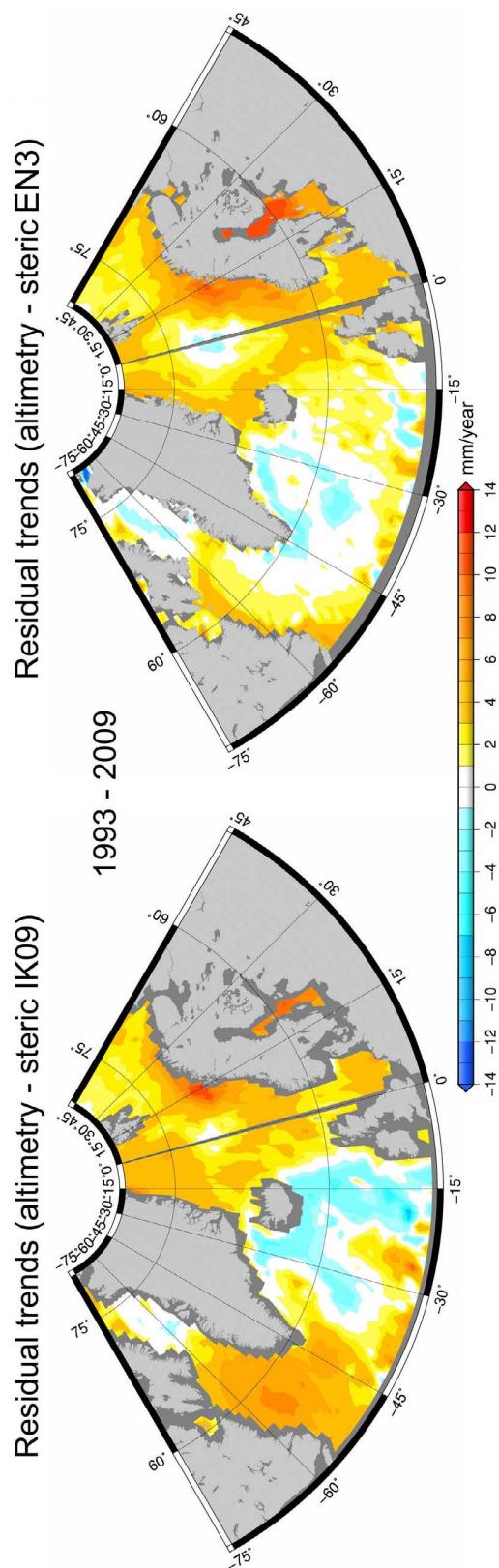


Figure 14. Spatial trend patterns of the residual (altimetric minus steric) sea level in the North Atlantic and Nordic Seas region over 1993–2009 ((left) IK09 and (right) EN3). Units: mm/yr.

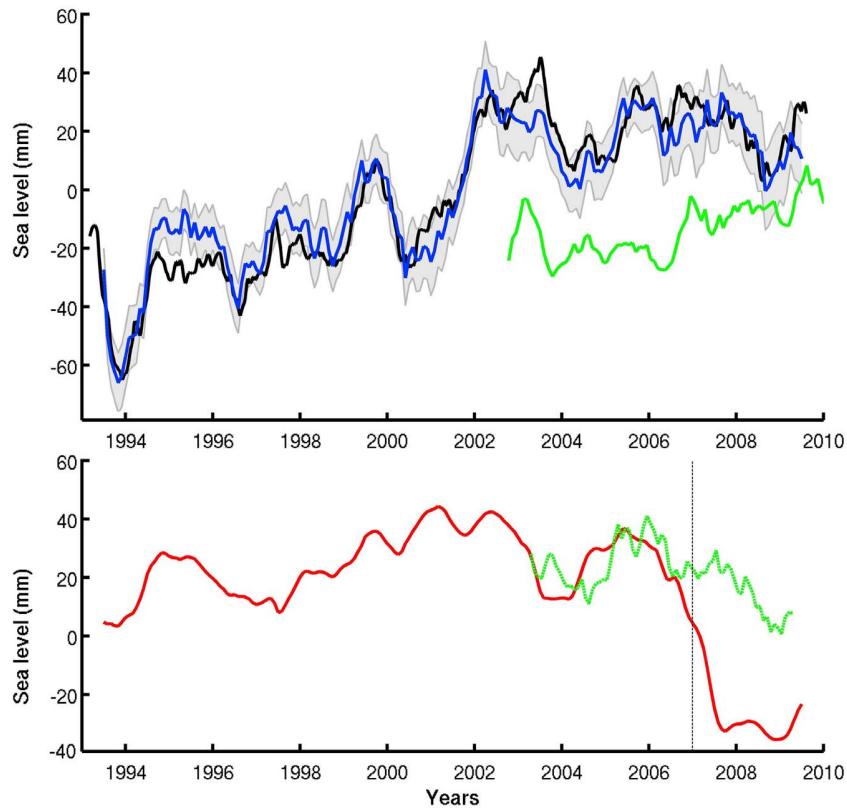


Figure 15. (top) Tide gauge-based (blue curve) and altimetry-based CMSL (black curve) at the Norwegian tide gauge sites over 1993–2009. The green curve represents the GRACE-based ocean mass component averaged at the Norwegian tide gauge sites. (bottom) Mean steric sea level (IK09 data, red curve); the green curve represents the steric component estimated from the difference between tide gauge-based CMSL and GRACE ocean mass. The dashed vertical line corresponds to the date (early 2007) beyond which no ocean temperature data are available along the Norwegian coast.

steric sea level averaged at the Norwegian tide gauges (Figure 12, top). On the other hand, reasonable agreement is observed between CMSL sea level and GRACE-based ocean mass in terms of year-to-year variability.

[39] In Figure 15 (bottom) is shown the difference over 2003–2009 between CMSL and GRACE-based ocean mass averaged at the Norwegian tide gauges. This difference should primarily reflect the steric component. The coastal steric sea level from the IK09 data is also shown over 1993–2009. While both curves show a downward trend over their overlapping time span (2003–2009), the highly negative observed steric trend seems somewhat suspect. This highly negative steric trend may not be real and may simply reflect lack of data in the very recent years. To check this, we looked at the T/S data coverage between 2005 and 2009. This is illustrated in Figure 16 showing yearly coverage in T data for years 2005 to 2009. Figure 16 clearly reveals very poor data coverage along the Norwegian coast over this time span. We note data down to 200 m only in 2005 and 2006. But in 2007, 2008 and 2009, there is no data at all along the Norwegian coast. Thus the interpolated steric curve (Figure 15, bottom) is likely biased low for these years. Besides considering the 2003–2006 time span during which there are some T data, we note that the “CMSL minus GRACE ocean mass” curve closely follows the steric curve, and both trends (equal to 1.41 ± 0.7 mm/yr and

1.36 ± 0.4 mm/yr for “CMSL-GRACE ocean mass” and steric sea level respectively over 2003–2006) agree quite well.

6. Discussion

[40] In this study, we estimated the mean sea level over the past ~ 60 years along the Norwegian and Russian coasts using good quality tide gauge data. Between 1950 and 1980, coastal sea level did not rise significantly but beyond 1980, it shows a significant upward trend. Estimate of the thermosteric and halosteric sea level since 1970 in a limited sector including the North Atlantic subpolar gyre and the Nordic Seas indicates a strong change around 1995, with simultaneous increase in temperature and salinity. Along the Norwegian coast, a similar behavior is noticed with an increasing trend of observed sea level (from tide gauges and satellite altimetry) since the mid-1990s (note that the downward trend observed in the mean coastal steric sea level as of 2007 is likely an artifact due to a lack of data in this region over the very recent years). We also observe an increase in the GRACE-based averaged ocean mass at the Norwegian coast since 2003. Its positive trend (of 2.9 ± 0.66 mm/yr over 2003–2009) is somewhat larger than the global mean ocean mass increase due to total land ice melt over about the same time span (of $1.5\text{--}2$ mm/yr) [e.g., Church and White, 2011].

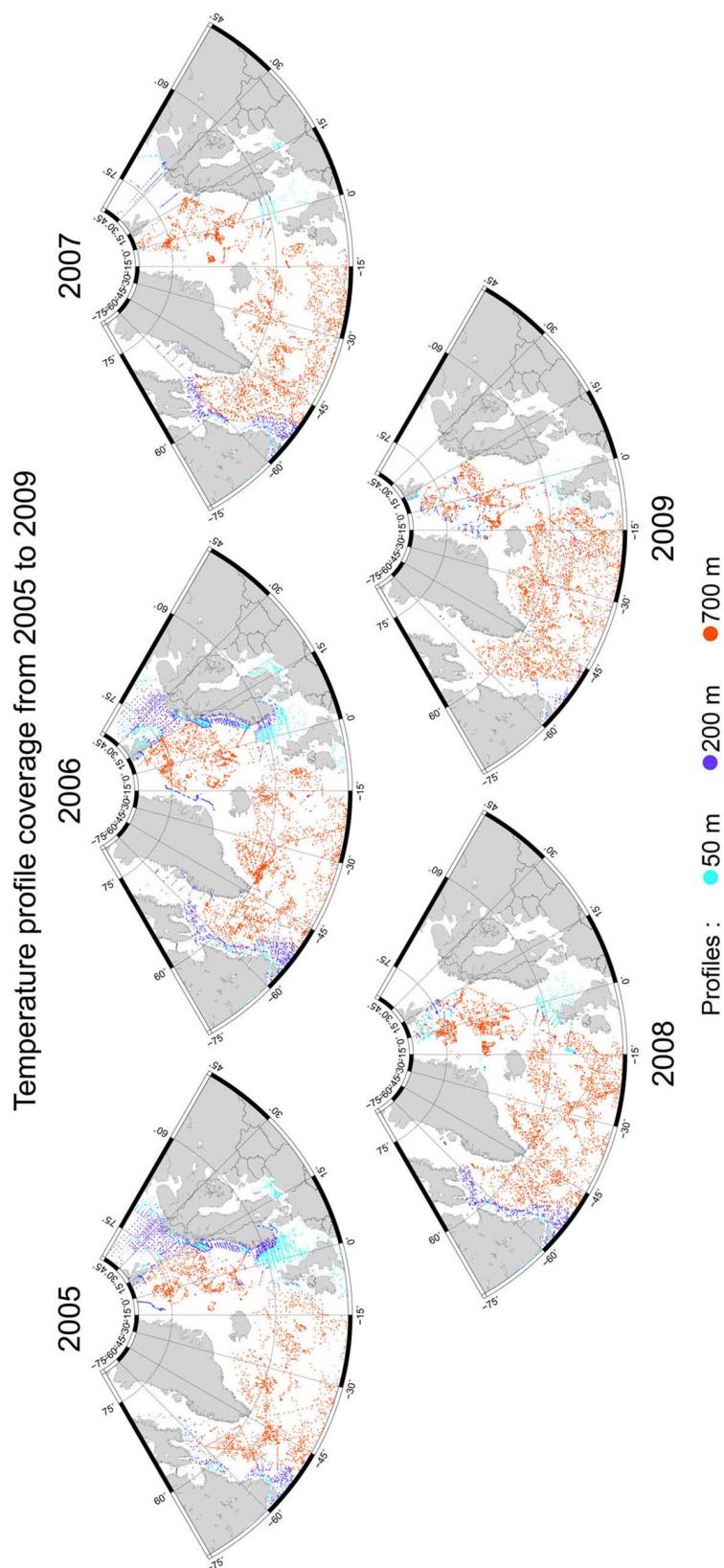


Figure 16. Temperature data coverage (EN3 data down to 700 m) for the years 2005 to 2009 in the North Atlantic and Nordic Seas sector.

It thus includes a regional ocean mass trend component (due to ocean circulation-driven mass redistribution), in addition to the global mean mass trend. Anyway, this ocean mass increase at least partly reflects the recent acceleration reported in ice mass loss from glaciers and ice sheets [e.g., Steffen *et al.*, 2010; Rignot *et al.*, 2011].

[41] The results of the present study show that between 1950 and 1995, sea level along Norwegian and Russian coasts does not display any significant upward trend, while being highly correlated to the AO. On the other hand, since the mid-to-late 1990s, coastal sea level in the Norwegian and Russian sectors has been rising faster during the previous decades. This coincides with strong changes affecting thermosteric and halosteric sea level in the North Atlantic and Nordic Seas, with simultaneous increase in temperature and salinity over the past 15 years.

[42] Recent warming of the Arctic region has been reported by Karcher *et al.* [2003] and Polyakov *et al.* [2005]. These studies observed significant changes in temperature of the Arctic and Nordic Seas during the 1990s. Rigor and Wallace [2004] showed that areal coverage of multiyear sea ice decreased even during 1989–1990 when the AO was in extremely high index state. This could be explained by longer ice free periods during summer, the open ocean absorbing more heat, preventing formation of sea ice (positive feedback mechanism). Warming in the Nordic Seas reduces heat loss from the Atlantic water before it enters the Arctic Ocean, with warmer Atlantic water propagating into the Arctic region. Carton *et al.* [2011] investigated the interannual/decadal variability of Atlantic water in the Nordic and adjacent seas. Their analysis shows a succession of four multiyear warm events occurring in the region between 1950 and 2009 (i.e., the same time span as in the present study), the last reported warm event began in the late 1990s and persisted for nearly a decade. Our results clearly show that in the North Atlantic, Nordic Seas and coastal zones of Norway and even Russia, significant changes also affected sea level as of mid-to-late 1990s, in agreement with other recently reported changes in Arctic climate since 1–2 decades [i.e., Serreze and Barry, 2011]. This period (last 15 years) may represent a transition in the Earth system evolution as recently suggested by Peltier and Luthcke [2009] and Roy and Peltier [2011]. Finally our results also show an increase of the ocean mass component along the Norwegian coast, at least partly explained by the recent acceleration in land ice loss as reported by numerous recent studies.

[43] **Acknowledgments.** This work is a contribution to the MONARCH project funded under the 7th Framework Programme of the European Union. O. Henry and P. Prandi are respectively supported by the MONARCH project and a CNES-CLS PhD grant. W. Llovel benefited of a post-doctoral NASA grant. We are very grateful to M. Ishii for useful discussions as well as to Florent Lyard for helpful exchanges about the atmospheric forcing. We thank Dick Peltier as well as the Editor of the Journal and an anonymous reviewer for their numerous and detailed comments that greatly helped us improving the manuscript.

References

- Bekryaev, R. V., I. V. Polyakov, and V. A. Alexeev (2010), Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern Arctic warming, *J. Clim.*, 23, 3888–3906, doi:10.1175/2010JCLI3297.1.
- Carrère, L., and F. Lyard (2003), Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing—Comparisons with observations, *Geophys. Res. Lett.*, 30(6), 1275, doi:10.1029/2002GL016473.
- Carton, J. A., G. A. Chepurin, J. Reagan, and S. Häkkinen (2011), Interannual to decadal variability of Atlantic water in the Nordic and adjacent seas, *J. Geophys. Res.*, 116, C11035, doi:10.1029/2011JC007102.
- Cazenave, A., and W. Llovel (2010), Contemporary sea level rise, *Annu. Rev. Mar. Sci.*, 2, 145–173, doi:10.1146/annurev-marine-120308-081105.
- Cazenave, A., and R. S. Nerem (2004), Present-day sea level change: Observations and causes, *Rev. Geophys.*, 42, RG3001, doi:10.1029/2003RG000139.
- Chambers, D. P. (2006), Evaluation of new GRACE time-variable gravity data over the ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L17603, doi:10.1029/2006GL027296.
- Church, J. A., and N. J. White (2011), Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century, *Surv. Geophys.*, 32(4–5), 585–602, doi:10.1007/s10712-011-9119-1.
- Chylek, P., C. K. Folland, G. Lesins, and M. K. Dubey (2010), Twentieth century bipolar seesaw of the Arctic and Antarctic surface air temperatures, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L08703, doi:10.1029/2010GL042793.
- Fu, L. L., and A. Cazenave (2001), *Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Application*, Int. Geophys. Ser., vol. 69, 463 pp., Academic, San Diego, Calif.
- Gill, A. E. (1982), *Atmosphere-Ocean Dynamics*, 662 pp., Academic, San Diego, Calif.
- Häkkinen, S., and G. L. Mellor (1992), Modeling the seasonal variability of the coupled Arctic ice-ocean system, *J. Geophys. Res.*, 97, 20,285–20,304, doi:10.1029/92JC02037.
- Holland, D. M., R. H. Thomas, B. de Young, M. H. Ribergaard, and B. Lyberth (2008), Acceleration of Jakobshavn Isbrae triggered by warm subsurface ocean waters, *Nat. Geosci.*, 1, 659–664, doi:10.1038/ngeo316.
- Ingleby, B., and M. Huddleston (2007), Quality control of ocean temperature at profiles—historical and real-time data, *J. Mar. Syst.*, 65, 158–175, doi:10.1016/j.jmarsys.2005.11.019.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2007), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon *et al.*, Cambridge Univ. Press, New York.
- Ishii, M., and M. Kimoto (2009), Reevaluation of historical ocean heat content variations with varying XBT and MBT depth bias corrections, *J. Oceanogr.*, 65, 287–299, doi:10.1007/s10872-009-0027-7.
- Kalnay, E. C., *et al.* (1996), The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 77, 437–471, doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
- Karcher, M. J., R. Gerdes, F. Kauker, and C. Koberle (2003), Arctic warming: Evolution and spreading of the 1990s warm event in the Nordic seas and the Arctic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 108(C2), 3034, doi:10.1029/2001JC001265.
- Köhl, A., and D. Stammer (2008), Decadal sea level changes in the 50-year GECCO ocean synthesis, *J. Clim.*, 21(9), 1876–1890, doi:10.1175/2007JCLI2081.1.
- Kwok, R., G. F. Cunningham, M. Wensnahan, I. Rigor, H. J. Zwally, and D. Yi (2009), Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008, *J. Geophys. Res.*, 114, C07005, doi:10.1029/2009JC005312.
- Lawrence, D. M., A. G. Slater, R. A. Tomas, M. M. Holland, and C. Deser (2008), Accelerated Arctic land warming and permafrost degradation during rapid sea ice loss, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L11506, doi:10.1029/2008GL033985.
- Lemke, P., *et al.* (2007), Observations: Changes in snow, ice and frozen ground, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fourth Assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon *et al.*, pp. 337–384, Cambridge Univ. Press, New York.
- Levitus, S., J. L. Antonov, and T. P. Boyer (2005), Warming of the world ocean, 1955–2003, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L02604, doi:10.1029/2004GL021592.
- Levitus, S., J. L. Antonov, T. P. Boyer, R. A. Locarnini, H. E. Garcia, and A. V. Mishonov (2009), Global ocean heat content 1955–2008 in light of recently revealed instrumentation, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L07608, doi:10.1029/2008GL037155.
- Lombard, A., A. Cazenave, P. Y. Le Traon, and M. Ishii (2005), Contribution of thermal expansion to present-day sea-level change revisited, *Global Planet. Change*, 47(1), 1–16, doi:10.1016/j.gloplacha.2004.11.016.
- Milne, G., W. R. Gehrels, C. Hughes, and M. Tamisiea (2009), Identifying the causes of sea level changes, *Nat. Geosci.*, 2, 471–478, doi:10.1038/ngeo544.
- Paulson, A., S. Zhong, and J. Wahr (2007), Inference of mantle viscosity from GRACE and relative sea level data, *Geophys. J. Int.*, 171, 497–508, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03556.x.

- Peltier, W. R. (2004), Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: The ICE-5G (VM2) model and GRACE, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32, 111–149, doi:10.1146/annurev.earth.32.082503.144359.
- Peltier, W. R. (2009), Closure of the budget of global sea level rise over the GRACE era: The importance and magnitudes of the required corrections for global isostatic adjustment, *Quat. Sci. Rev.*, 28, 1658–1674, doi:10.1016/j.quascirev.2009.04.004.
- Peltier, W. R., and S. B. Luthcke (2009), On the origins of Earth rotation anomalies: New insights on the basis of both “paleogeodetic” data and Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) data, *J. Geophys. Res.*, 114, B11405, doi:10.1029/2009JB006352.
- Polyakov, I. V., et al. (2005), One more step toward a warmer Arctic, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L17605, doi:10.1029/2005GL023740.
- Ponte, R. M. (2006), Low-frequency sea level variability and the inverted barometer effect, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 23(4), 619–629, doi:10.1175/JTECH1864.1.
- Prandi, P., M. Ablain, A. Cazenave, and N. Picot (2012), A new estimation of mean sea level in the Arctic Ocean from satellite altimetry, *Mar. Geod.*, in press.
- Preisendorfer, R. W. (1988), *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*, Dev. Atmos. Sci. Ser., Vol. 17, Elsevier, Amsterdam.
- Proshutinsky, A., V. Pavlov, and R. H. Bourke (2001), Sea level rise in the Arctic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 28(11), 2237–2240, doi:10.1029/2000GL012760.
- Proshutinsky, A., I. M. Ashik, E. N. Dvorkin, S. Häkkinen, R. A. Krishfield, and W. R. Peltier (2004), Secular sea level change in the Russian sector of the Arctic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 109, C03042, doi:10.1029/2003JC002007.
- Proshutinsky, A., I. Ashik, S. Häkkinen, E. Hunke, R. Krishfield, M. Maltrud, W. Maslowski, and J. Zhang (2007a), Sea level variability in the Arctic Ocean from AOMIP models, *J. Geophys. Res.*, 112, C04S08, doi:10.1029/2006JC003916.
- Proshutinsky, A., et al. (2007b), The Arctic Ocean, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 89, supplement, S86–S89.
- Proshutinsky, A., et al. (2009), Ocean, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 90, supplement, S99–S102.
- Proshutinsky, A., et al. (2011), The Arctic (Ocean), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 92(6), supplement, S145–S148.
- Rignot, E., I. Velicogna, M. R. van den Broeke, A. Monaghan, and J. Lenaerts (2011), Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L05503, doi:10.1029/2011GL046583.
- Rigor, I. G., and J. M. Wallace (2004), Variations in the age of Arctic sea-ice and summer sea-ice extent, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L09401, doi:10.1029/2004GL019492.
- Roy, K., and W. R. Peltier (2011), GRACE era secular trends in Earth rotation parameters: A global scale impact of the global warming process?, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L10306, doi:10.1029/2011GL047282.
- Serreze, M. C., and R. G. Barry (2011), Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis, *Global Planet. Change*, 77(1–2), 85–96, doi:10.1016/j.gloplacha.2011.03.004.
- Smith, L. C., Y. Sheng, G. M. MacDonald, and L. D. Hinzman (2005), Disappearing arctic lakes, *Science*, 308, 1429, doi:10.1126/science.1108142.
- Steffen, K., et al. (2010), Cryospheric contributions to sea level rise and variability, in *Understanding Sea-Level Rise and Variability*, edited by J. Church et al., pp. 177–225, Blackwell, Oxford, U. K., doi:10.1002/9781444323276.ch7.
- Stroeve, J., M. M. Holland, W. Meier, T. Scambos, and M. Serreze (2007), Arctic sea ice decline: Faster than forecast, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L09501, doi:10.1029/2007GL029703.
- Tamisiea, M. E., and J. X. Mitrovica (2011), The moving boundaries of sea level change: Understanding the origins of geographic variability, *Oceanography*, 24(2), 24–39, doi:10.5670/oceanog.2011.25.
- Vestøl, O. (2006), Determination of postglacial land uplift in Fennoscandia from leveling, tide gauges and continuous GPS stations using least-squares collocation, *J. Geod.*, 80, 248–258, doi:10.1007/s00190-006-0063-7.
- Wahr, J., S. Swenson, V. Zlotnicki, and I. Velicogna (2004), Time-variable gravity from GRACE: First results, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L11501, doi:10.1029/2004GL019779.
- Wijffels, S. E., J. Willis, C. M. Domingues, P. Barker, N. J. White, A. Gronell, K. Ridgway, and J. A. Church (2008), Changing expendable bathythermograph fall rates and their impact on estimates of thermosteric sea level rise, *J. Clim.*, 21, 5657–5672, doi:10.1175/2008JCLI2290.1.
- Woodworth, P. L., and R. Player (2003), The permanent service for mean sea level: An update to the 21st century, *J. Coastal Res.*, 19, 287–295.
- Wunsch, C., and D. Stammer (1997), Atmospheric loading and the oceanic “inverted barometer” effect, *Rev. Geophys.*, 35(1), 79–107, doi:10.1029/96RG03037.
- Wunsch, C., R. M. Ponte, and P. Heimbach (2007), Decadal trends in sea level patterns: 1993–2004, *J. Clim.*, 20(24), 5889–5911, doi:10.1175/2007JCLI1840.1.

ANNEXE :

ARTICLE PRANDI *et al.*, 2012 :
« SEA LEVEL VARIABILITY IN THE
ARCTIC OCEAN OBSERVED BY
SATELLITE ALTIMETRY »
SOUMIS À *Ocean Science*

D

Cet article reprend certains des éléments présentés dans les chapitres 3 et 4 de ce manuscrit. Certaines des échelles temporelles de la variabilité du niveau de la mer dans l'Océan Arctique observées par les données altimétriques sont décrites. Le niveau stérique est estimé à partir des champs EN3 (Ingleby et Huddlestone, 2007). Les mesures de la mission spatiale GRACE sont également exploitées pour étudier le bilan du niveau de la mer dans l'Arctique. Enfin les résultats des investigations portant sur la variabilité forcée par le vent sont présentés.

Sea level variability in the Arctic Ocean observed by satellite altimetry

P. Prandi¹, M. Ablain¹, A. Cazenave², and N. Picot³

¹CLS, Space Oceanography Division, Ramonville St-Agne, France

²LEGOS, CNRS, Toulouse, France

³Centre Spatial de Toulouse, CNES, Toulouse, France

Abstract. We investigate sea level variability in the Arctic Ocean from observations. Variability estimates are derived both at the basin scale and on smaller local spatial scales. The periods of the signals studied vary from high frequency (intra-annual) to long term trends. We also investigate the mechanisms responsible for the observed variability. Different data types are used, the main one being a recent reprocessing of satellite altimetry data in the Arctic Ocean.

Satellite altimetry data is compared to tide gauges measurements, steric sea level derived from temperature and salinity fields and GRACE ocean mass estimates. We establish a consistent regional sea level budget over the GRACE availability era (2003-2009) showing that the sea level drop observed by altimetry over this period is driven by ocean mass loss rather than steric effects.

The comparison of altimetry and tide gauges time series show that the two techniques are in good agreement regarding sea level trends. Coastal areas of high variability in the altimetry record are also consistent with tide gauges records. An EOF analysis of September means altimetry fields allows identifying two regions of wind driven variability in the Arctic Ocean: the Beaufort Gyre region and the coastal European and Russian Arctic. Such patterns are related to atmospheric regimes through the Arctic Oscillation and Dipole Anomaly.

ice volume (Kwok et al., 2009). Moreover, the rapid mass loss of the Greenland Ice Sheet (GIS) (Velicogna, 2009) may affect the surrounding ocean as well as have global impacts. All these effects can impact sea level, a natural integrator of various climatic components which is, at a global scale, an important indicator of climate change (Cazenave and Llovel, 2010; Bindoff et al., 2007).

In the Arctic Ocean sea level studies mainly rely on long records by tide gauge stations (Proshutinsky et al., 2001, 2004) or outputs from models (Proshutinsky et al., 2007). For example Proshutinsky et al. (2001) found a sea level rise of 1.85 mm/yr in the Russian Arctic over 1954-1989 and Proshutinsky et al. (2007) used model runs from the AOMIP project to determine the characteristics of sea level variability in the Arctic. Proshutinsky and Johnson (1997) identified two wind regimes driving oceanic circulation and affecting sea level in the Arctic Ocean, recent updates on the wind regime were given by Proshutinsky et al. (2011, 2009a). One of the first use of satellite altimetry to estimate sea surface height in the Arctic Ocean was made by Peacock and Laxon (2004) and their technique was used by Scharroo et al. (2006) who estimated a sea level drop from ERS-2 data over 1995-2003. Investigations were also conducted on the steric part by Seigismund et al. (2007) but limited to the Nordic Seas.

Recently efforts were made to use satellite altimetry data in the Arctic Ocean to study long-term sea level variability. Prandi et al. (2012) used a dedicated regional processing to build a dataset suitable for studying sea level variability in the Arctic Ocean over the 1993-2009 period with an effort to use reference missions to provide a stable baseline. Henry et al. (2012) analyzed sea level estimates from different techniques in the Nordic Seas with a long term perspective and Giles et al. (2012) derived freshwater content change from satellite altimetry measurements and linked them to the wind induced spin-up of the Beaufort gyre.

In this study we investigate sea level variability in the Arctic Ocean from observations over the 1993-2009 period.

1 Introduction

Various parts of the Arctic climate system are undergoing changes, among them the Arctic Ocean. Certainly the most visible and most studied part of these changes is the decline of sea-ice extent (Stroeve et al., 2012), but many other can affect the Arctic Ocean: changes in ocean circulation, in freshwater content (Rabe et al., 2011; McPhee et al., 2009), in sea-

Correspondence to: P. Prandi
(pprandi@cls.fr)

Different periods from high-frequency signals to long term trends are considered, both at the basin wide scale and at smaller spatial scales. Sea level data derived from different techniques are used and compared. First we discuss the observation capabilities of the different techniques used in the Arctic Ocean: satellite altimetry, tide gauges, temperature and salinity data and GRACE ocean mass data. We perform a regional comparison of altimetry based sea level to ocean mass and steric sea level estimations to look at the regional sea level budget. Local comparisons are performed at tide gauges stations for the variability levels and for long term drift. Patterns of altimetry SLA in the Arctic Ocean are derived from an EOF analysis and compared to modeled wind forcing response.

2 Arctic Ocean observation capabilities

2.1 Satellite altimetry

In this study we use the dataset produced by Prandi et al. (2012). The dataset consists of 887 weekly grids of sea level anomaly, at 1/8 resolution, covering all latitudes between 50N and 82N and from January 1993 to December 2009. The processing of this dataset was dedicated to the Arctic Ocean. The data used to map sea level anomaly in the Arctic Ocean come from ERS-1, ERS-2 and Envisat missions north of 66N but all missions were linked to the baseline provided by Topex/Poseidon, Jason-1 and Jason-2 data to ensure the stability of the dataset over time. Only the ice-free ocean is observed by satellite altimetry, as a consequence some areas of the Arctic Ocean are only sampled by the dataset in summer (Prandi et al., 2012), the ocean data coverage is presented on figure 1. The altimetry data processing used is subject to errors which were evaluated and resulted in a 1.3 mm/yr uncertainty (with 90% confidence) applied to the regional trend derived over the whole period. For this study, to ensure consistency with other datasets, we used monthly means derived from the weekly grids.

2.2 Tide gauges data

Tide gauges stations provide independent relative sea level measurements that can be usefully compared to satellite altimetry data (ref). In this study we use monthly tide gauge time series obtained from the Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL, Woodworth and Player (2003)) database. We selected all stations containing data over the 1993-2009 period and with latitudes greater than 50N. Such selection criteria are applied to match the time-space domain covered by the satellite altimetry dataset. We therefore use a subset of 46 stations whose positions are presented on figure 1. Although the distribution of the stations along the coasts of the Arctic basin is good with stations all around the Arctic Ocean some areas like the coasts of Norway are oversampled and the American and Canadian coasts have only four

stations. The temporal data coverage is also very uneven, many time series have large gaps, and this is especially true for stations in Siberia and in the Canadian Arctic. The tide gauges stations positions, as well as the completeness of the time series over the satellite altimetry time span are presented on figure 1. Tide gauges stations in the area are subject to important vertical land motion due to the GIA effect. This effect has to be removed to allow comparison with satellite altimetry data, the time series are corrected for the GIA effect using ICE5G_VM4 model (Peltier, 2004, 2009). Other GIA models are available such as ICE3G and ICE5G_VM2 and differences between the models can be large as reported by Henry et al. (2012). The ICE5G_VM4 model is selected after comparison with satellite altimetry data and other works who suggest it performs best (Bouin and Wppelmann, 2010). The stations might be subject to other vertical land motion than the GIA, unfortunately with no GPS data available these motions cannot be corrected. To be consistent with satellite altimetry, tide gauges time series are also corrected for the inverted barometer effect using monthly sea level pressure fields from the NCEP/NCAR reanalysis (Kalnay et al., 1996).

2.3 Temperature and salinity data

To get an estimate of the steric part of sea level variability in the Arctic Ocean we use the EN3 dataset (Ingleby and Huddlestone, 2007). The temperature and salinity profiles used to create EN3s monthly three dimensional grids mainly come from WOD05 (Levitus et al., 2005), GTSPP (Sun and et al., 2010) and Argo (<http://www.argo.ucsd.edu>) databases. In the Arctic data from the Arctic Synoptic Basin-wide Observations (ASBO, <http://www.noc.soton.ac.uk/ooc/ASBO/index.php>) project are included enhancing the data coverage in the region. Even with the addition of the ASBO data, the sampling of the ocean remains low with a mean of 250 profiles available for each month north of 66 but with a large annual signal in the number of profiles. The sampling is good in the Greenland, Iceland, Norway (GIN) Sea and in the Beaufort Sea. The data coverage is very low in the Russian Arctic. The number of profiles used to calculate the EN3 grids and the corresponding mean depth over time is presented on figure 2. To evaluate steric sea level, we integrate the density deviation with respect to a reference temperature and salinity over the whole water column, thus obtaining a series of monthly steric sea level height grids at one degree resolution. On a global scale, the deployment of ARGO profilers has greatly improved the T/S sampling of the ocean, however very few ARGO floats are available in the Arctic Ocean and the sampling does not really improve in the latest part of the period.

170 **2.4 GRACE ocean mass data**

The GRACE mission was launched in 2002 and provides a way to evaluate mass changes of the ocean affecting sea level. In this study we use GRACE fields computed by Chambers (2006), we used the CSR version of the release 04 of the data. The period common to altimetry and GRACE data is reduced to less than 8 years from 2002 to 2009. In general, continental signals are larger than oceanic signals and can leak over ocean. In the region, the large GIS mass loss represents a very important GRACE signal that can induce such leakage of the continental signal over the ocean. To prevent pollution of the ocean signal the fields we use that include a correction to minimize continental leakage, but this effect might not be completely removed. GRACE data is also sensitive to the GIA and the effect averaged over the global ocean is still uncertain ranging from -1 mm/yr (Paulson et al., 2007) to -2 mm/yr (Peltier, 2009), at high latitudes this effect is likely more important than the global average. The GRACE grids used in this study are corrected for the GIA using the model by Paulson et al. (2007).

190 **3 Description of the observed variability**

200 **3.1 Regional variability and trends**

The SLA time series is displayed on figure 3 (red), the variability observed is large with a mean SLA standard deviation of 2.0 cm after removing the trend (the standard deviation is 0.2 cm for the global MSL time series). Over the whole period the SLA shows a rising trend of 3.6 mm/yr. In their paper presenting the data Prandi et al. (2012) make an estimation of the uncertainty affecting the trend estimation over the 1993-2009 period. They find that due to the measurement and processing errors only, the uncertainty on the trend amounts to 1.3 mm/yr with 90% confidence. This uncertainty value does not account for the impact of temporally correlated variability on the trend value estimate over a given period. Such effect is low on the global average sea level as the inter-annual variability levels are low (Ablain et al., 2009) but can have a significant impact when considering regional averages. In order to evaluate the trend sensitivity to the study period, we estimate Arctic regional sea level trends over a 10-year running window from 1993-2002 to 2000-2009. The results are presented on figure 3 in blue. Trends were estimated from monthly mean time series and after removing the seasonal signal. The large variability of SLA leads to 10 year trends ranging from 1.6 to 6.2 mm/yr. There appears to be a shift in sea level trends in the second part of the period: after 2003, the 10-year trend shows an important reduction. Given the uncertainty level of 1.3 mm/yr previously presented all 10 years periods show a significantly positive trend.

The total sea level rise measured by satellite altimetry is the sum of steric and mass components. The steric part can be evaluated from temperature and salinity data. For the last 7 years of the altimetry record (2003-2009), GRACE ocean mass data is available and provides a way to evaluate the mass component. The availability of the three records gives the opportunity to investigate the Arctic regional sea level rise budget. We compare satellite altimetry, steric sea level derived from EN3 dataset and ocean mass from GRACE over the oceanic domain bound between 66N and 82N. The analysis is performed over the 2003-2009 period which is common to the three datasets used. Monthly sea level time series are computed from altimetry, GRACE and EN3 datasets representing the total, mass and steric components of sea level change respectively. Steric and mass parts are summed up and compared to the altimetry record. Figure 4 presents the time series obtained from altimetry and from the sum of mass and steric components, averaged over all ocean grid points with latitudes between 66N and 82N. A very good agreement is found between the two records, the correlation coefficient is $r=0.75$ and the standard deviation of the differences is 2 cm. Regarding the long-term trend, the satellite altimetry record displays a sea level drop at a rate of -4.3 mm/yr compared to -4.8 mm/yr for the sum of mass and steric contributions. Separating the mass and steric components of sea level change, it appears that both the steric and mass parts contribute to the drop observed over the period with negative trend values of -0.5 mm/yr and -4.3 mm/yr respectively over 2003-2009. A decrease of the Arctic Ocean mass has been previously reported from comparisons between GRACE data and records of bottom pressure near the north pole (Morrison et al., 2007). Here we find that the negative SL trend observed by altimetry over 2009-2009 is dominated by the Arctic Ocean mass loss rather than steric change.

Considering the annual cycle, amplitudes are 7 and 4.4 cm for altimetry and the sum of ocean mass and steric sea level. The uneven coverage of the Arctic Ocean by the altimetry dataset can be responsible for the differences: as large parts of the Arctic Ocean interior are not observed all year long the winter months sampling is biased towards the Nordic Seas. If we consider mass and steric grid points only if there is a valid satellite record at the corresponding space and time (therefore applying the same spatial bias to all datasets) the annual cycles amplitudes show a better agreement with 7 and 6 cm for the altimetry and sum of mass and steric components respectively. The annual cycles for altimetry, steric sea level, GRACE ocean mass and the sum of ocean and steric are represented on figure 5. The maximum is reached in January for the altimetry and in October for the sum of steric and mass parts, the minimum occurs in April for both estimates. It appears that the annual cycle is mainly driven by changes in steric sea level (amplitude 4.5 cm) rather than ocean mass changes (amplitude 2.3 cm). It is interesting to note that the shape of the annual cycle derived from altimetry shows a local maximum reached in July consistent previous estimates

from tide gauges data (Proshutinsky et al., 2007), however
275 the sum of ocean mass and steric parts does not show the same feature.

330 3.2 Local variability and trends

To estimate the spatial distribution of the observed temporal variability we calculate the map of monthly SLA RMS.
280 The result is presented on figure 6. It appears that high
variability areas are concentrated along the coastlines. The area experiencing the most important variability is the Canadian Arctic Archipelago but the errors are likely high in this area mainly due to tidal prediction in a complex geometry
285 and bathymetry and to other problems affecting altimetry in
coastal areas. The East Siberian Sea is another area where sea level variability is important with respect to other parts of the basin. High variability areas are located in shallow water regions and this could indicate an error of the altimetry processing.
290 In order to validate the altimetry observations we perform a comparison to tide gauge stations. For each tide gauge we evaluate the correlation coefficient with satellite altimetry grid points within 200 km of the tide gauge position. The altimetric time series is extracted where the maximum of correlation with the tide gauge time series is found
295 (Valladeau et al., 2012). The position of the tide gauges stations, as well as the correlations with altimetry are presented on figure 7. 7 stations fail to show correlations statistically different from 0 at the 1% level and are excluded from further analysis; those stations are circled in red on figures 6,
300 7 and 8. Excluding these stations from the comparison, the mean correlation coefficient is 0.6 with values ranging from 0.3 at Ny-Alesund (Greenland Sea) to 0.77 at Izvestia (Kara Sea). The tide gauge sea level RMS levels are overlaid on figure 6. The comparison shows that altimetry SLA time series generally display lower variability than tide gauges time series. For the mean of 39 stations, collocated SLA RMS
305 values are 9.2 cm and 15.3 cm for altimetry and tide gauges respectively. The local maximum for SLA RMS in the East Siberian Sea seen in the altimetry data is also seen by the tide gauges situated in this area, indicating that the high variability in this area likely results from a physical signal rather
310 than an altimetry error.

The variability estimated by the RMS is dominated by short term signals, in order to evaluate long-term variability we estimate SLA trends over the whole 1993-2009 period covered by the satellite altimetry dataset, the map of sea level
315 trends is presented on figure 8. There is a large positive signal around the southern tip of Greenland that was already observed in global datasets. Regarding long term trends, the agreement between altimetry and tide gauges is good; the tide gauges trends are superimposed to the map of altimetry
320 trends on figure 8. Averaging the 39 stations, the collocated altimetry trend is 5.2 mm/yr, larger than the 4.3 mm/yr obtained from tide gauge data, the mean drift is 0.9 mm/yr, a value smaller than the uncertainty affecting altimetry trends
325

determination. At some stations the altimetry and tide gauges trends are very different, the largest difference is found at station Shalaurova (East Siberian Sea) with a 9 mm/yr drift due to gaps in both time series leading to a trend evaluation based on very different periods. When both techniques are strictly matched over time (ie using a satellite measurement only if a tide gauge measurement is available at the same time and respectively) the drift is reduced to 0.2 mm/yr. Both mean drift values are lower than the uncertainty affecting the altimetry trend estimation over the whole period (1.3 mm/yr).

In the Arctic interior, the largest trend signal is found in the Beaufort Gyre where sea level rise rates can reach values greater than 15 mm/yr. The observed sea level rise in the Beaufort Gyre is consistent with results previously reported using a different processing of satellite altimetry data (Giles et al., 2012) and estimates of freshwater change in the basin Proshutinsky et al. (2009b) indicating a freshwater accumulation in the Beaufort Gyre for recent years. We perform an Empirical Orthogonal Functions (EOF) analysis of September SLA fields in the region bound by 66N to 82N latitudes and 190E to 270E longitudes. The second mode of altimetry SLA explains 21% of the signal variance and is presented on figure 9. This mode has a spatial pattern corresponding to the Beaufort Gyre circulation. The associated principal component is correlated ($r=0.66$) to the Dipole Anomaly (Wu et al., 2006) suggesting a wind-driven effect. Observation of such SLA signature of a wind-driven spin up of the cyclonic circulation in the altimetry dataset is a confirmation of a previous study by Giles et al. (2012).

330 3.3 Wind-driven variability over the European Arctic shelf

Both the satellite and tide gauge data display an area of high sea level variability along the coasts of the Russian Arctic, the maximum of altimetry SLA RMS is reached in the East Siberian Sea, confirmed by tide gauge records available in the sector (see figure 6). The areas of high sea level variability look coherent with the bathymetry which could indicate errors in the altimetry processing although agreement with tide gauges points toward a physical process. In order to characterize the observed SLA variability, we compute the EOF of the satellite dataset. The sampling of the ocean in the Arctic interior is heavily biased towards the summer season when the ice-covered area reaches its minimum. In order to get maximum coverage of the ocean we therefore analyze September mean SLA fields (results are similar when considering JAS means). The first mode of September SLA is represented on figure 10 (left panel), it explains 29 % of the total SLA variance. This mode displays a pattern similar to the one observed in the SLA RMS map with the variability concentrated along the European and Russian Arctic coasts indicating that part of this signal has an inter-annual origin. The principal component associated with the first mode is strongly correlated ($r=0.78$, statistically different from 0 at

380 the 1% level) with the September Arctic Oscillation Index (AOI, Thompson and Wallace (1998)). The principal component and the AOI show a very similar behavior both on year-to-year and longer timescales (see figure 10, bottom panel).

435

385 Such correlation with an atmospheric based index, along with the agreement with tide gauge variability, discards an error of the altimetry processing as the principal driver for the observed high variability in the region. The correlation to the AOI, a SLP based indicator, likely indicates a response of the SLA to atmospheric forcing. In the altimetry processing, atmospheric effects on the SLA are accounted for by the dynamic atmospheric correction which is the sum of two 440 terms. The first corresponds to the static inverted barometer (IB) effect and the second to the dynamic response of the ocean to wind and pressure. The IB, very closely related to the AO, has a long scale spatial signature (not shown) which is very different from the pattern of the first SLA EOF. The 445 dynamic response of SLA to wind and pressure forcing is estimated by the Mog2d model (Carre and Lyard, 2003). The outputs of the model are filtered to remove all signals with periods greater than 20 days corresponding to the temporal resolution achievable by the 10 days cycles of T/P and Jason missions, the resulting high frequency signal is then removed from altimetry data. We perform an EOF analysis on September mean Mog2d fields after applying a Lanczos filter to remove signals with periods smaller than 20 days. The 450 resulting fields represent the low-frequency part of the SLA response to wind forcing which is not removed from altimetry data as it represents a physical process of the ocean that the altimetry is able to resolve. The first EOF explains 45 % of the total variance of Mog2d September mean fields and is presented on figure 10 (right panel), it displays a very similar 455 spatial pattern of variability than the first SLA EOF with the largest signal found along the European and Russian Arctic coasts and in the East Siberian Sea. The principal component is strongly correlated to the altimetry SLA principal component ($r=0.83$) and to the AOI ($r=0.76$). The agreement between the altimetry observations and the low frequencies of Mog2d model shows that inter-annual September SLA variability in the Russian sector of the Arctic Ocean is dominated 460 by the dynamic response of the ocean to atmospheric forcing. This response is thus related to the Arctic Oscillation which affects the atmospheric pressure patterns and the wind regime. A previous study based on the analysis of ocean models demonstrated an agreement between the first principal component of the modeled SLA in the Arctic and the AO on decadal timescales (Proshutinsky et al., 2007). Here we demonstrate that on shorter time scales, and over a shorter 465 analysis period, the satellite altimetry record is observing a dominant wind-driven, AO related, variability in the coastal European and Russian Arctic.

4 Summary & Conclusions

In this study we used different type of data to describe and investigate sea level variability in the Arctic Ocean over the 1993–2009 period. We demonstrate that the regional sea level time series high variability has an important impact on 10 year trends but that over all the 10 year windows available the sea level trends remained constantly positive given the 1.3 mm/yr uncertainty level. For the last part of the record (2003–2009) the combination of GRACE ocean mass data and steric sea level estimates allows to derive a consistent regional sea level budget for the Arctic Ocean. Over this short period, the satellite record exhibits a negative sea level rise trend which is mainly explained by ocean mass loss in the region. We establish that the high regional variability is unevenly distributed in the Arctic Ocean, the coastal areas of the Russian Arctic exhibit the largest variability levels. Tide gauge data available in the basin generally show higher levels of variability than altimetry but the spatial distribution of tide gauge RMS is in agreement with altimetry suggesting that the altimetry derived variability levels result from a physical signal rather than errors. Regarding the sea level trends, the agreement is good although some stations show large differences; in some cases the tide gauge data can be questioned. In the East Siberian Sea, where the SLA variability is high in both the altimetry and tide gauges records, we showed that first mode of September mean variability is closely correlated to the Arctic Oscillation and results from low frequency wind-driven SLA changes as a consequence of the modification of the atmospheric circulation. A similar process is likely occurring in the Beaufort Gyre region, in relation with the Arctic Dipole Anomaly. A continuous monitoring of the Arctic Ocean is still necessary as processes crucial for climate might be detected through sea level rise. The recent launch of CryoSat-2 mission and the future launch of SARAL/AltiKa and Sentinel-3 missions will certainly permit such monitoring from the altimetry side.

References

- Ablain, M., Cazenave, A., Valladeau, G., and Guinehut, S.: A new assessment of the error budget of global mean sea level rate estimated by satellite altimetry over 1993–2009, *Ocean Sci.*, 5, 193–201, 2009.
- Bindoff, N., Willebrand, J., Artale, V., Cazenave, A., Gregory, J. M., Gulev, S., Hanawa, H., Le Quer, C., Levitus, S., Nojiri, Y., Shum, C. K., Talley, L., and Unnikrishnan, A.: Climate change 2007: The physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, chap. Observations: oceanic climate change and sea level, pp. 385–432, Cambridge University Press, UK and New York, USA, 2007.
- Bouin, M. N. and Wesselmann, G.: Land motion estimates from GPS at tide gauges: a geophysical evaluation, *Geophys. J. Int.*, 180, 193–209, 2010.

- Carrre, L. and Lyard, F.: Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing, comparison with observations, *Geophys. Res. Lett.*, 30, doi:10.1029/2002GL016473, 2003. 545
- Cazenave, A. and Llovel, W.: Contemporary Sea Level Rise, *Annu. Rev. of Mar. Sci.*, 2, 145173, doi:10.1146/annurev-marine-120308-081105, 2010.
- Chambers, D.: Evaluation of New GRACE Time-Variabile Gravity Data over the Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 33, 2006. 550
- Giles, K. A., Laxon, S. W., Ridout, A. L., Wingham, D. J., and Bacon, S.: Western Arctic Ocean freshwater storage increased by wind-driven spin-up of the Beaufort Gyre, *Nat. Geosci.*, 5, 194–197, doi:10.1038/NGEO1379, 2012. 495
- Henry, O., Prandi, P., Llovel, W., Cazenave, A., Jevrejeva, S., Stammer, D., Meyssignac, B., and Koldunov, N.: Tide gauge based Sea level variations since 1950 along the Norwegian and Russian coasts of the Arctic Ocean; Contribution of the steric component, *J. Geophys. Res.*, 2012. 555
- Ingleby, B. and Huddleston, M.: Quality control of ocean temperature and salinity profiles - historical and real-time data, *J. Marine Sys.*, 65, 158–175, doi:10.1016/j.jmarsys.2005.11.019, 2007.
- Kalnay, E. C., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., and et al.: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437472, 1996. 560
- Kwok, R., Cunningham, G. F., Wensnahan, M., Rigor, I., Zwally, H. J., and Yi, D.: Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 20032008, *J. Geophys. Res.*, 114, 16, doi:200910.1029/2009JC005312, 2009. 570
- Levitus, S., Antonov, J., and Boyer, T.: Warming of the world ocean, 1955–2003, *Geophys. Res. Lett.*, 32, doi:10.1029/2004GL021592, 2005.
- McPhee, M. G., Proshutinsky, A., Morison, J. H., Steele, M., and Alkire, M. B.: Rapid change in freshwater content of the Arctic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 36, doi:10.1029/2009GL037525, 2009. 575
- Morison, J., Wahr, J., Kwok, R., and Peralta-Ferriz, C.: Recent trends in Arctic Ocean mass Distribution revealed by GRACE, *Geophys. Res. Lett.*, 34, doi:10.1029/2006GL029016, 2007. 580
- Paulson, A., Zhong, S., and Wahr, J.: Limitations on the inversion for mantle viscosity from postglacial rebound, *Geophys. J. Int.*, 168, 1195–1209, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03222.x, 2007.
- Peacock, N. R. and Laxon, S. W.: Sea surface height determination in the Arctic Ocean from ERS altimetry, *J. Geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2001JC001026, 2004. 585
- Peltier, W. R.: Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth : the ICE-5G (VM2) model and GRACE, *Annu. Rev. Earth. Planet. Sci.*, 32, 111–149, 2004. 590
- Peltier, W. R.: Closure of the budget of global sea level rise over the GRACE era: the importance and magnitudes of the required corrections for global isostatic adjustment, *Quarterly Science Reviews*, 28, 1658–1674, 2009.
- Prandi, P., Ablain, M., Cazenave, A., and Picot, N.: A new estimation of mean sea level in the Arctic Ocean from satellite altimetry, accepted in *Mar. Geod.*, 2012. 595
- Proshutinsky, A. and Johnson, M. A.: Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 102, 12 493–12 514, doi:10.1029/97JC00738, 1997. 540
- Proshutinsky, A., Pavlov, V., and Bourke, R. H.: Sea level rise in the Arctic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2237, doi:10.1029/2000GL012760, 2001.
- Proshutinsky, A., Ashik, I., Dvorkin, E. N., Hakkinen, S., Krishfield, R., and Peltier, W. R.: Secular sea level change in the Russian sector of the Arctic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2003JC002007, 2004.
- Proshutinsky, A., Ashik, I., Hakkinnen, S., Hunke, E., Krishfield, R., Maltrud, M., Maslowski, W., and Zhang, J.: Sea level variability in the Arctic Ocean from AOMIP models, *J. Geophys. Res.*, 112, doi:10.1029/2006JC003916, 2007.
- Proshutinsky, A., Krishfield, R., Steele, M., Polyakov, I., Ashik, I., McPhee, M., Morison, J., Timmermans, M.-L., Toole, J., Sokolov, V., Frolov, I., Carmack, E., McLaughlin, F., Shimada, K., Woodgate, R., and Weingartner, T.: Ocean [in "State of the Climate in 2008"], *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 90, S99–S102, 2009a.
- Proshutinsky, A., Krishfield, R., Timmermans, M.-L., Toole, J., Carmack, E., McLaughlin, F., Williams, W. J., Zimmermann, S., Itoh, M., and Shimada, K.: Beaufort Gyre freshwater reservoir: State and variability from observations, *J. Geophys. Res.*, 114, 2009b.
- Proshutinsky, A., Timmermans, M. L., Ashik, I., Beszczynska-Moeller, A., Carmack, E., Frolov, I., Krishfield, R., McLaughlin, F., Morison, J., Polyakov, I., Shimada, K., Sokolov, V., Steele, M., Toole, J., and Woodgate, R.: The Arctic (Ocean) [in "State of the Climate in 2010"], *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 92, S145–S148, 2011.
- Rabe, B., Karcher, M., Schauer, U., Toole, J. M., Krishfield, R., Pisarev, S., Kauker, F., Gerdes, R., and Kikuchi, T.: An assessment of Arctic Ocean freshwater content changes from the 1990s to the 2006–2008 period, *Deep-Sea Res. Pt 1*, 58, 173–185, doi:10.1016/j.dsr.2010.12.002, 2011.
- Scharroo, R., Ridout, A. L., and Laxon, S. W.: Arctic sea level change from satellite altimetry, in: Vol. 87 of the AGU Jt. Assem. Suppl., Abstract G21A-02, 2006.
- Seigismund, F., Johannessen, J., Drange, H., Mork, K. A., and Koralev, A.: Steric Height Variability in the Nordic Seas, *J. Geophys. Res.*, 112, doi:10.1029/2007JC004221, 2007.
- Stroeve, J., Serreze, M., Holland, M., Kay, J., Malanik, J., and Barrett, A.: The Arctics rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis, *Climatic Change*, 110, 1005–1027, doi:10.1007/s10584-011-0101-1, 2012.
- Sun, C. and et al.: The Data Management System for the Global Temperature and Salinity Profile Programme, in: Proceedings of OceanObs.09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2), edited by Hall, J., Harrison, D., and Stammer, D., WPP-306, ESA Publication, Venice, Italy, doi:10.5270/OceanObs09.cwp.86, 2010.
- Thompson, D. W. J. and Wallace, J. M.: The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297–1300, 1998.
- Valladeau, G., Legeais, J.-F., Ablain, M., Guinehut, S., and Picot, N.: Comparing altimetry with tide gauges and Argo profiling floats for data quality assessment and Mean Sea Level studies, accepted in *Mar. Geod.*, 2012.
- Velicogna, I.: Increasing rates of ice mass loss from the Greenland and Antarctic ice sheets revealed by GRACE, *Geophys. Res. Lett.*, 36, doi:10.1029/2009GL040222, 2009.
- Woodworth, P. and Player, R.: The Permanent Service for Mean

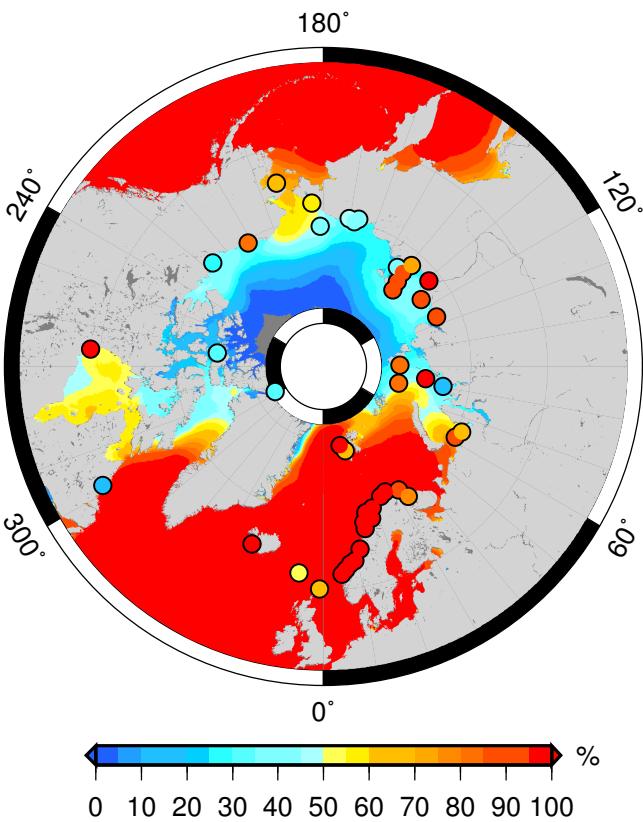


Fig. 1. Data coverage in the Arctic Ocean (percentage of monthly grids with a valid measurement) for satellite altimetry (background) and tide gauges records (black circles)

Sea Level: an update to the 21st century, J. Coastal Res., 19, 287–295, permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL), 2012, "Tide Gauge Data", Retrieved November 2011 from <http://www.psmsl.org/data/obtaining/>, 2003.

605 Wu, B., Wang, J., and Walsh, J. E.: Dipole Anomaly in the Winter Arctic Atmosphere and its Association with Sea Ice Motion, J. Climate, 19, 210225, 2006.

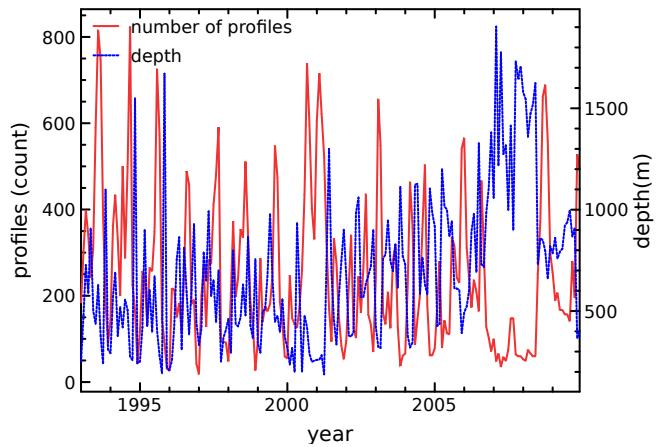


Fig. 2. Time series of the number (red) and depth (blue) of the T/S profiles en EN3 analysis

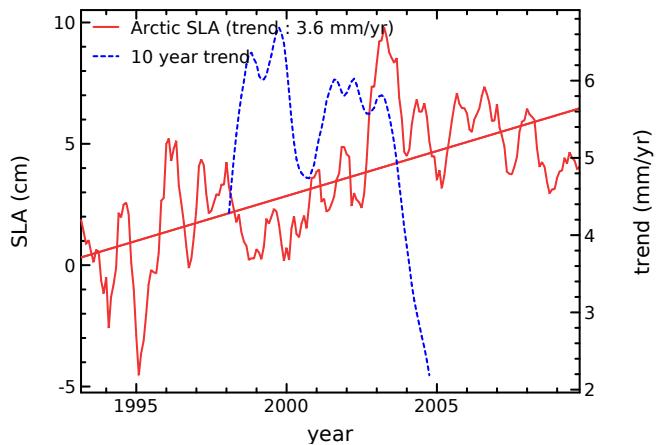


Fig. 3. Time series of satellite altimetry SLA in the Arctic Ocean (red, in cm) and 10 year trends (blue, in mm/yr)

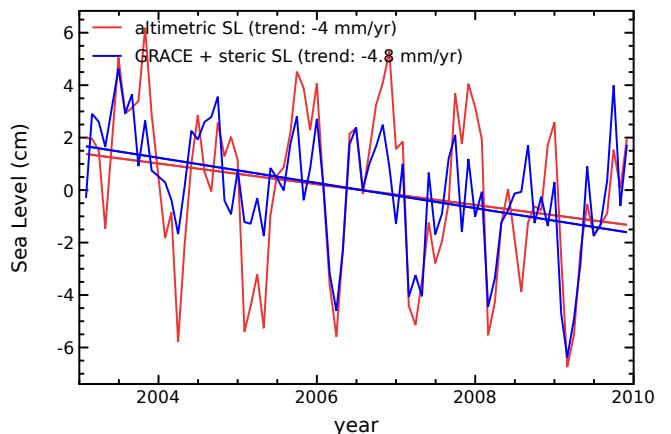


Fig. 4. Time series of satellite altimetry SLA (red) in the Arctic Ocean and of the sum of mass and steric components (blue)

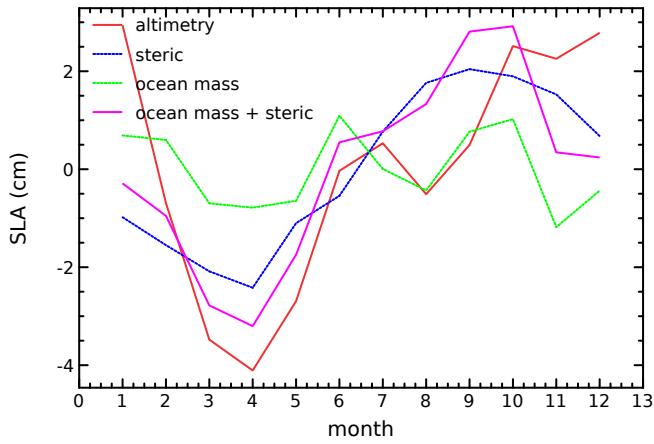


Fig. 5. Sea level annual cycle from altimetry (red), steric (blue), ocean mass (green) and the sum of steric and ocean mass components (violet)

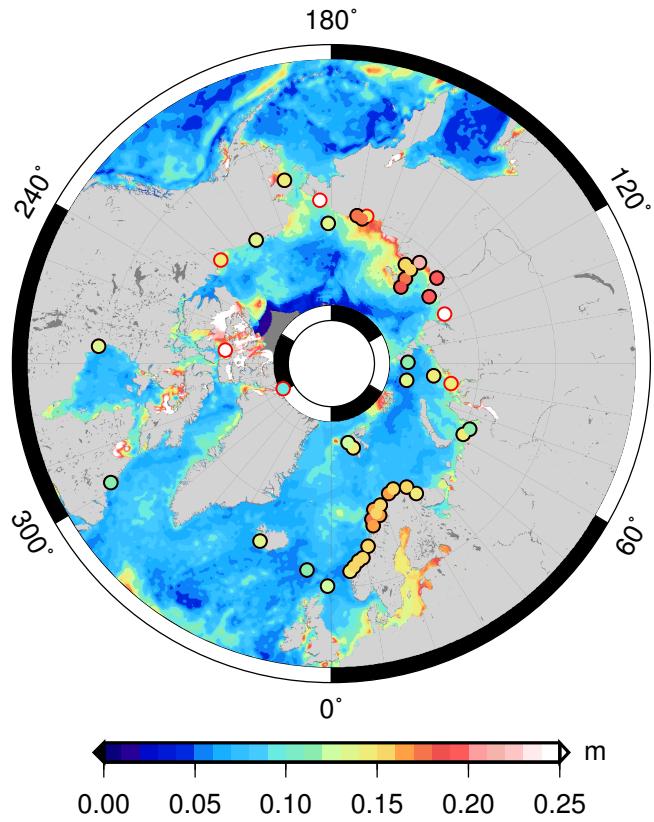


Fig. 6. Map of satellite altimetry SLA RMS values. The tide gauges SLA RMS are overlaid at the tide gauges positions

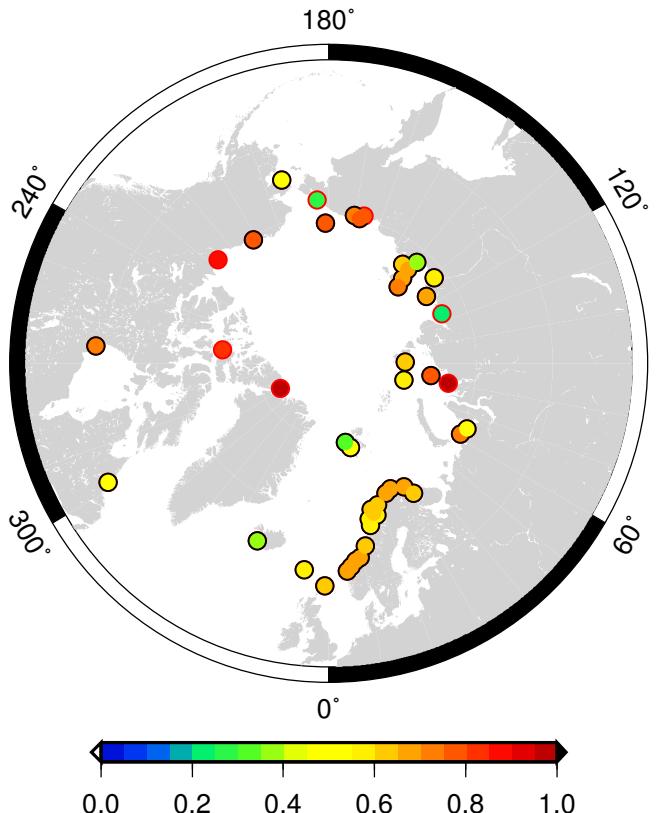


Fig. 7. Map of the correlation coefficients between altimetry and tide gauges SLA time series. Red circles represent the stations where the correlation coefficient is not significantly different from 0 at the 1% level

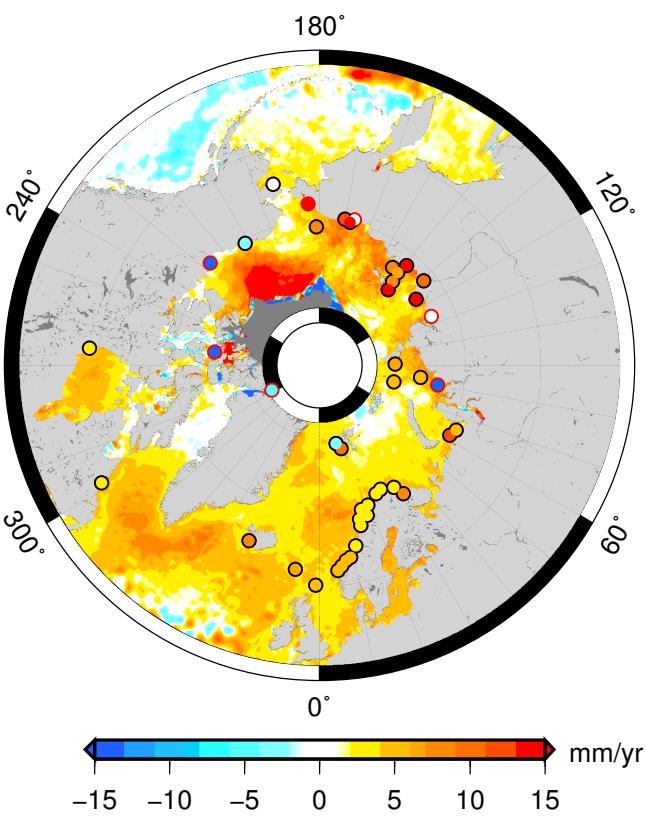


Fig. 8. Map of SLA trends from satellite altimetry over the 1993–2009 period. The tide gauges SLA trends are overlaid at the stations positions

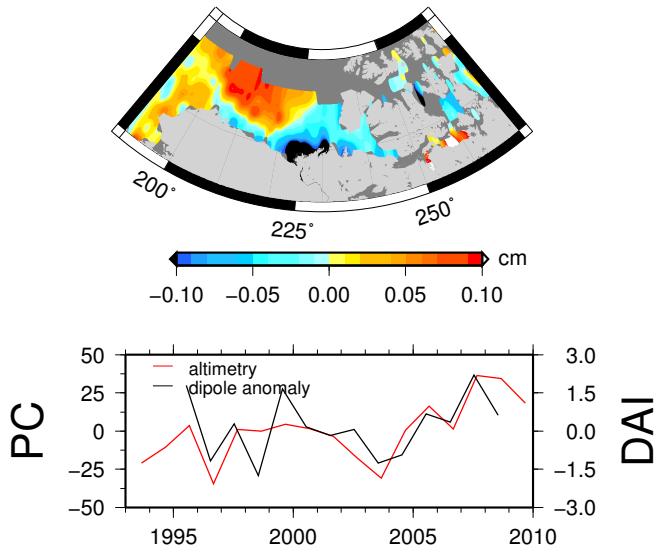


Fig. 9. (top) map of the second mode of September mean altimetry SLA in the Beaufort Gyre area and (bottom) time series of the associated principal component in red, the Dipole Anomaly Index is overlaid in black

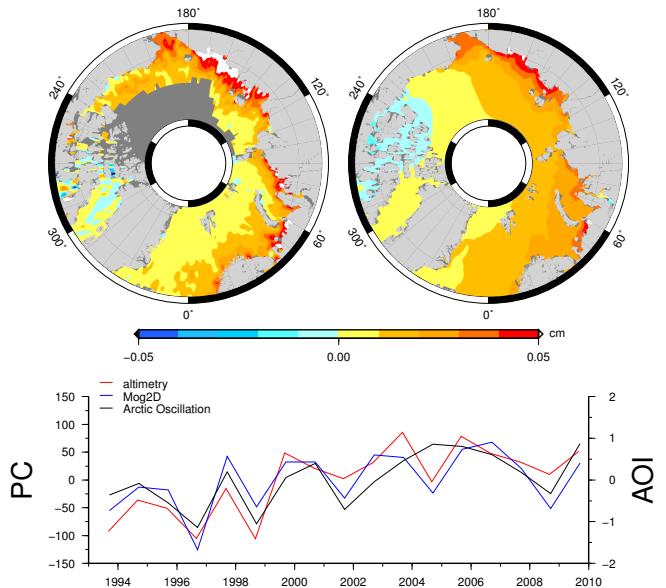


Fig. 10. (top left) map of the first mode of September mean altimetry SLA, (top right) map of the first mode of September mean low-pass filtered DAC from Mog2d model and (bottom) time series of the associated principal components for altimetry in red and DAC in blue. The Arctic Oscillation Index is overlaid in black

AUTHOR : Pierre Prandi

TITLE : Analysis of sea level variability in the Arctic region and its global and local impacts

DIRECTOR : M. Philippe Gaspar

DEFENDED ON : Novembre, XXth 2012 at CLS, Toulouse, France

ABSTRACT

Sea level varies on a large range of timescales. For signals ranging from annual cycle to trends estimated over a few decades, sea level is an important indicator for climate change. It is a natural integrator of different contributions from various parts of the climate system : thermal expansion of the ocean as a result of ocean warming, mass increase from thawing of glaciers and ice caps, water exchanges with continental reservoirs such as large river basins.

Since the launch of TOPEX/Poseidon mission in August 1992, satellite altimetry has become an important measurement system for the study of sea level variability. Considering the global mean over the 1993–2012 period, the sea level rise rate is estimated from satellite altimetry to be 3.2 ± 0.6 mm/yr.

In the meantime, the Arctic region's climate has been undergoing very rapid and large changes. The most visible and widely known among these changes being the dramatic sea ice reduction. The previous record for minimum sea ice extent was established in 2007 but this year (2012) is likely to break it. The ocean is also undergoing important changes (freshwater content and temperature), as well as continental areas (snow cover and permafrost thawing), and ice reservoirs (Greenland ice cap mass loss). All of these changes can affect sea level rise in the region and yet its variability in the Arctic remains largely unknown.

The goal of this work is to use satellite altimetry data, complemented by other data types, to observe, describe and explain sea level variability in the Arctic Ocean on climatic timescales.

Satellite altimetry data collected by seven different missions are used to generate a series of regional sea level anomaly maps for the Arctic region over the 1993–2009 time period. The different steps of the data processing are fitted to the regional characteristics in order to produce an improved dataset with respect to existing global products. The errors identified and the solutions proposed are described, and the resulting improvements are demonstrated.

This new dataset is used to describe the features of regional sea level variability. Different signals are investigated : the annual cycle, inter-annual variability and long-term trends. Over these 17 years, the Arctic sea level rise rate is estimated at 3.6 ± 1.3 mm/yr. Tide gauges data in the region are used in order to validate the altimetry.

Eventually, temperature and salinity data, as well as GRACE ocean mass measurement and the outputs of wind-induced response model are used to investigate the mechanisms governing sea level variability in the Arctic.

KEYWORDS : Satellite altimetry, mean sea level, climate, Arctic Ocean

DISCIPLINE : Space Oceanography,

LABORATORY : Direction Océanographie Spatiale

Collecte Localisation Satellites,

8–10 rue Hermès,

31520 Ramonville St-Agne

AUTEUR : Pierre Prandi

TITRE : Analyse de la variabilité du niveau de la mer dans la région Arctique et de ses impacts locaux et globaux

DIRECTEUR : M. Philippe Gaspar

SOUTENUE LE : XX Novembre 2012 à CLS, Toulouse, France

RÉSUMÉ

Le niveau de la mer varie à des échelles de temps très différentes. Aux échelles variant de l'annuel aux tendances sur quelques dizaines d'années, c'est un indicateur important des changements climatiques. C'est en effet un intégrateur naturel de différentes contributions : expansion thermique liée au réchauffement océanique, apport de masse à l'océan résultant de la fonte des glaces continentales, échange de masse avec les grands bassins fluviaux.

Depuis le lancement de la mission spatiale TOPEX/Poseïdon en Août 1992, l'altimétrie constitue un instrument de mesure essentiel pour l'étude des variabilités de niveau de la mer. En moyenne globale et sur la période 1993–2012, la hausse du niveau moyen de la mer est estimée à partie de ces mesures à 3.2 ± 0.6 mm/an.

De son côté, le climat de la région Arctique connaît des modifications rapides et importantes. La plus visible et la plus connue de ces modifications est certainement la réduction dramatique de la glace de mer dont le précédent record (2007) a été battu cette année (2012). L'océan y connaît également d'importantes modifications (contenu en eau douce et température), de même que les surfaces continentales (couverture neigeuse, dégel du permafrost), et les réservoirs glaciaires (perte de masse au Groenland). Tous ces changements sont susceptibles d'avoir un effet sur la variabilité du niveau de la mer dans l'Arctique, et pourtant celle-ci reste largement inconnue.

L'objectif de ce travail de thèse est d'utiliser l'altimétrie spatiale, complétée par d'autres types de données, pour observer, décrire et tenter d'expliquer les caractéristiques de la variabilité climatique du niveau de la mer dans l'Océan Arctique.

Les mesures altimétriques provenant de sept missions différentes sont utilisées pour produire une série de cartes régionales du niveau de la mer dans l'Océan Arctique sur la période 1993–2009. Les différentes étapes des traitements sont adaptées aux caractéristiques régionales pour produire un jeu de données amélioré par rapport aux produits globaux existants. Les erreurs identifiées et les solutions qui y sont apportées sont décrites, et les améliorations obtenues sont démontrées.

Ce jeu de données est analysé pour décrire la variabilité régionale du niveau de la mer pour des signaux de différentes périodes : cycle annuel, variabilité inter-annuelle et tendances à long-terme. La hausse régionale est ainsi estimée à 3.6 ± 1.3 mm/an sur 17 années. Les données marégraphiques disponibles dans la région sont également exploitées.

Enfin des données de température et de salinité, de gravimétrie GRACE et les sorties d'un modèle de réponse de l'océan au vent sont exploitées pour étudier les différentes contributions à la variabilité vue par l'altimétrie et proposer des mécanismes explicatifs.

MOTS-CLÉS : Altimétrie spatiale, niveau de la mer, climat, Océan Arctique

DISCIPLINE : Océanographie Spatiale,

LABORATOIRE : Direction Océanographie Spatiale

Collecte Localisation Satellites,

8–10 rue Hermès,

31520 Ramonville St-Agne