

# Observation du niveau de la mer par altimétrie spatiale

■ Pierre PRANDI, Michael ABLAIN

*L'altimétrie radar par satellite est une technique de télédétection permettant, entre autres, de mesurer la topographie de la surface de l'océan. Des observations quasi globales et continues depuis trente ans permettent de construire des indicateurs climatiques et de mesurer la hausse du niveau moyen global de la mer avec une incertitude de 0,3 mm/an. Le caractère synoptique des observations révèle également des dynamiques régionales particulières, liées à la distribution de la chaleur dans l'océan.*

## MOTS-CLÉS

Altimétrie par satellite, niveau de la mer, climat

Depuis le début de la décennie 90, les observateurs du niveau de la mer disposent d'une nouvelle technique : l'altimétrie par satellite. Cette technique a changé le regard porté sur la dynamique océanique en permettant l'observation de l'océan global. Les mesures, réalisées de manière continue depuis maintenant 30 ans, permettent notamment de construire des indicateurs climatiques comme le niveau moyen global de la mer.

Les satellites altimétriques permettent de mesurer avec une grande précision et stabilité l'évolution du niveau moyen des mers. Cette technique fournit, d'une part, une couverture quasiment complète du domaine océanique et très bien échantillonnée temporellement (tous les dix jours). D'autre part, la mesure du niveau de la mer est "absolue", c'est-à-dire indépendante des mouvements de la croûte terrestre, contrairement à la mesure marégraphique, mesure relative du niveau de la mer par rapport au sol.

L'aventure de l'altimétrie par satellite commence dès 1973 avec le radar S-193 embarqué sur la station américaine SkyLab. La précision est faible (métrique), mais le fonctionnement du concept instrumental est ainsi validé. SEASAT, lancé en juin 1978 embarque un altimètre dérivé de S-193 avec un objectif de précision de 10 cm. Cette mission, qui n'opère que pendant 105 jours, réalise la première démonstration de l'intérêt de l'altimétrie pour l'océanographie.

La mission altimétrique TOPEX/Poséidon lancée en août 1992 et développée conjointement par le CNES en France et la NASA, est la première mission ayant permis d'atteindre le niveau de performance requis pour mesurer l'évolution du niveau moyen global de la mer. TOPEX/Poséidon a été suivi par plusieurs satellites altimétriques avec une excellente stabilité destinés à surveiller l'océan sur le long terme : Jason-1 en 2001, puis Jason-2 en 2008, Jason-3 en 2016 et plus récemment (fin 2020), la mission Sentinel-6 Michael Freilich. Au total, 16 satellites altimètres ont été lancés depuis TOPEX/Poséidon en incluant les missions ERS (SARAL/Altika) et plus récemment, les missions Sentinel-3 (A et B).

## Principe de fonctionnement d'un altimètre

Le principal instrument emporté par le satellite altimétrique est un radar altimètre qui mesure la distance entre le satellite et la surface instantanée de la mer à partir du temps de parcours aller-retour de l'onde radar (figure 1). Ce radar émet un signal à très haute fréquence à la verticale du satellite en direction de la surface des océans et reçoit en retour l'écho réfléchi par la mer. L'analyse de l'écho radar permet d'extraire une mesure très précise du temps de trajet aller-retour entre le satellite et la surface de la mer, ainsi que de la hauteur des vagues et de la vitesse du vent. Ce temps est ensuite transformé

en distance par simple multiplication avec la vitesse de la lumière, vitesse à laquelle se propagent les ondes électromagnétiques émises. En moyennant sur une seconde les distances estimées, on obtient une mesure très précise de la distance satellite-océan.

L'altitude du satellite au-dessus de l'ellipsoïde de référence est déterminée en temps différé par un calcul d'orbite précis, qui nécessite un modèle complet des forces agissant sur le satellite, ainsi que des mesures très précises de distances et de vitesses relatives entre celui-ci et des stations géodésiques au sol. Ces mesures de poursuite reposent sur des systèmes de localisation : DORIS comprenant un réseau de balises au sol émettant en direction du satellite, la télémétrie laser entre des stations au sol et le satellite, ainsi que des mesures GPS entre la constellation des satellites GPS et des récepteurs embarqués sur le satellite. En s'appuyant sur des modèles des forces agissant sur le satellite (gravité de la Terre, attraction de la Lune, du Soleil et des autres planètes, freinage de l'atmosphère, pression de radiation solaire, marées terrestres et océaniques, etc.), une trajectoire théorique du satellite est calculée et recalée en permanence en utilisant les mesures de poursuite. Ce processus permet de déduire à tout instant la trajectoire exacte du satellite, soit son altitude par rapport à l'ellipsoïde de référence, et donc la hauteur de la mer. La hauteur de la surface de l'océan au-dessus de l'ellipsoïde de référence se déduit par différence entre la composante radiale de l'orbite et la distance altimétrique.

L'hypothèse de propagation des ondes radar à la vitesse de la lumière est fautive dans l'atmosphère. Il est donc nécessaire d'appliquer un certain nombre de corrections à la distance altimétrique pour compenser différents effets ralentissant la propagation des ondes radar. Les ondes électromagnétiques sont ralenties pendant leur traversée dans l'atmosphère à cause des



électrons contenus dans l'ionosphère, de la présence d'air et de la vapeur d'eau présente dans la troposphère (en dessous de 15-20 km). En général, le satellite emporte un radiomètre qui mesure le contenu en vapeur d'eau de la troposphère afin de corriger la mesure "altimétrique" de l'allongement apparent de la distance satellite-surface de la mer causé par la présence d'eau lors de la traversée du signal dans la basse atmosphère. La correction dite "ionosphérique" est aussi généralement basée sur l'analyse du signal radar dans deux bandes de fréquences différentes, sinon sur un modèle d'ionosphère.

D'autres corrections concernent l'état de surface de la mer et certains effets géophysiques que l'on souhaite corriger pour extraire le signal recherché, comme les marées océaniques ou la réponse de l'océan au forçage par la pression atmosphérique et le vent. Pour ces autres corrections, on utilise des modèles dont certains sont eux-mêmes issus de l'observation altimétrique, comme celui des marées océaniques (processus itératif classique en Sciences de la Terre, qui consiste à améliorer les quantités inconnues par étape, chacune à son tour, en utilisant à chaque étape les meilleures estimations des autres variables).

La quantité qui intéresse l'océanographe est la hauteur de mer par rapport au géoïde, appelée topographie dynamique (*dynamic topography* sur la figure 1). C'est en effet cette quantité qui contient l'information sur la circulation océanique totale. Le géoïde correspond à la topographie qu'aurait un océan au repos sous le seul effet de la gravité. Cette surface présente des creux et des bosses permanents reflétant les variations de l'attraction terrestre d'un point à l'autre de la Terre, causées par les différences des masses à l'intérieur du globe solide et par la topographie des fonds marins. On suppose en première approximation qu'il s'agit d'une composante qui ne varie pas dans le temps (les échelles temporelles de variations liées à la dynamique interne de la Terre sont considérées comme infiniment longues pour les applications océanographiques de l'altimétrie). Les fines échelles du géoïde sont mal résolues et l'on utilise en pratique une méthode indirecte

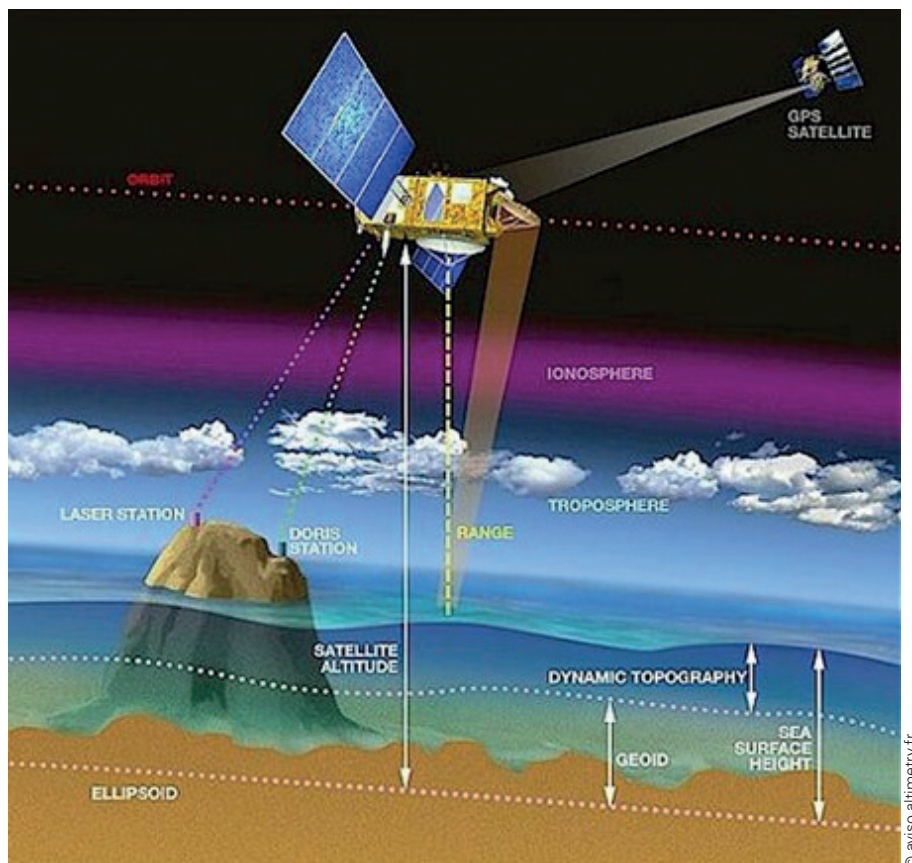


Figure 1. Schéma source AVISO.

pour reconstruire la topographie dynamique : la hauteur de mer est exprimée en anomalies par rapport à la surface moyenne océanique qui correspond à la moyenne des hauteurs comptées par rapport à l'ellipsoïde. Ces anomalies sont ajoutées à la topographie dynamique moyenne qui correspond à la même surface, mais exprimée par rapport au géoïde. Cette dernière surface est déduite d'une analyse combinée de données altimétriques et de mesures de courants et représente la part stationnaire de circulation océanique. Pour donner un ordre de grandeur les creux et bosses permanents de la surface marine ont une amplitude de plusieurs mètres à plusieurs dizaines de mètres. Le signal océanique variable a pour sa part une amplitude maximale de l'ordre de quelques dizaines de centimètres après correction des effets de marée. Depuis octobre 1992 et le lancement de la mission TOPEX/Poséidon, on dispose de mesures continues de la topographie de l'océan réalisées par une série de satellites : TOPEX/Poséidon, Jason-1, 2 & 3 et plus récemment, Sentinel-6. Ces missions sont appelées "missions de

référence" et assurent la stabilité à long terme du système d'observation. Ces missions ont été lancées sur la même orbite, elles observent donc le même océan et une intercalibration précise est possible grâce à la réalisation systématique d'une phase tandem pendant laquelle les deux satellites sont placés l'un derrière l'autre à quelques minutes d'intervalle.

## Variabilité du niveau de la mer observée par altimétrie spatiale

La continuité des observations sur les 30 dernières années permet d'utiliser les mesures d'altimétrie par satellite pour construire un indicateur climatique important : le niveau moyen global de la mer (figure 2). Cet indicateur est obtenu en moyennant, pour chaque cycle de dix jours, toutes les observations collectées. Sur les 30 années disponibles, le niveau de la mer s'est élevé d'environ 10 cm, ce qui correspond à un rythme moyen d'élévation de 3,3 mm/an. Cette valeur est obtenue après correction du rebond postglaciaire



correspondant à l'effet de la variation du volume des bassins océaniques résultant de la perte de masse des grandes calottes polaires à la suite du dernier épisode de déglaciation, il y a environ 20 000 ans. Une autre caractéristique est l'accélération de la hausse du niveau de la mer, mesurée à 0,12 mm/an/an ce qui est statistiquement significatif. Cela signifie que tous les dix ans, le rythme de hausse du niveau de la mer s'accroît de 1,2 mm/an. Sur la dernière décennie (2013-2023), la hausse du niveau de la mer est ainsi proche de 5 mm/an. Deux contributeurs majeurs expliquent la hausse observée : l'expansion du volume de l'océan et l'apport d'eau

douce provenant d'autres réservoirs. D'une part, l'océan absorbe en effet plus de 90 % de l'excédent de chaleur accumulé dans le système climatique sous l'effet de l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère, la température moyenne de l'océan augmente et l'eau de mer se dilate (page 70, *Chenal - Meyssignac*). D'autre part, l'augmentation de la température moyenne provoque la fonte des calottes polaires (Groenland et Antarctique) et des glaciers de montagnes. Ces eaux de fonte contribuent à l'augmentation de la masse de l'océan et donc à la hausse du niveau de la mer.

La courbe du niveau moyen de la mer masque une diversité régionale importante des tendances du niveau de la mer (figure 3). Ainsi, dans certaines régions du globe, le niveau de la mer monte trois fois plus rapidement que la moyenne globale. Cette variabilité géographique est principalement expliquée par la redistribution de la chaleur sous l'effet des grandes oscillations climatiques (oscillation australe El Niño en particulier). La contribution de l'apport de masse à cette variabilité régionale est moindre et résulte principalement de modifications locales du géoïde en réponse à la perte de masse des calottes polaires. L'accès à cette dynamique régionale constitue véritablement un apport majeur de l'altimétrie par satellite : si les marégraphes, installés sur la côte, permettaient déjà d'estimer la hausse du niveau moyen global de la mer, cette variabilité spatiale demeurait inaccessible.

La carte des tendances (figure 3) révèle plusieurs échelles spatiales : des grandes structures à l'échelle d'un bassin océanique et des structures beaucoup plus fines dans les grands courants (Gulf Stream, Kuroshio et courant circumpolaire austral). À basse résolution, l'altimètre réalise une mesure par seconde, soit tous les 7 km le long d'une

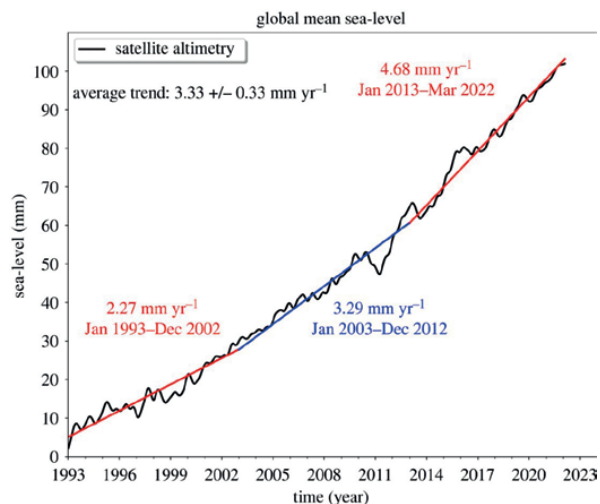


Figure 2. Évolution du niveau moyen global de la mer (courbe noire) à partir de l'altimétrie multimission (données d'AVISO, <https://www.aviso.altimetry.fr>) de janvier 1993 à mars 2022. Les lignes droites colorées représentent les tendances linéaires du niveau de la mer sur trois périodes successives, source Cazenave et Moreira (2022).

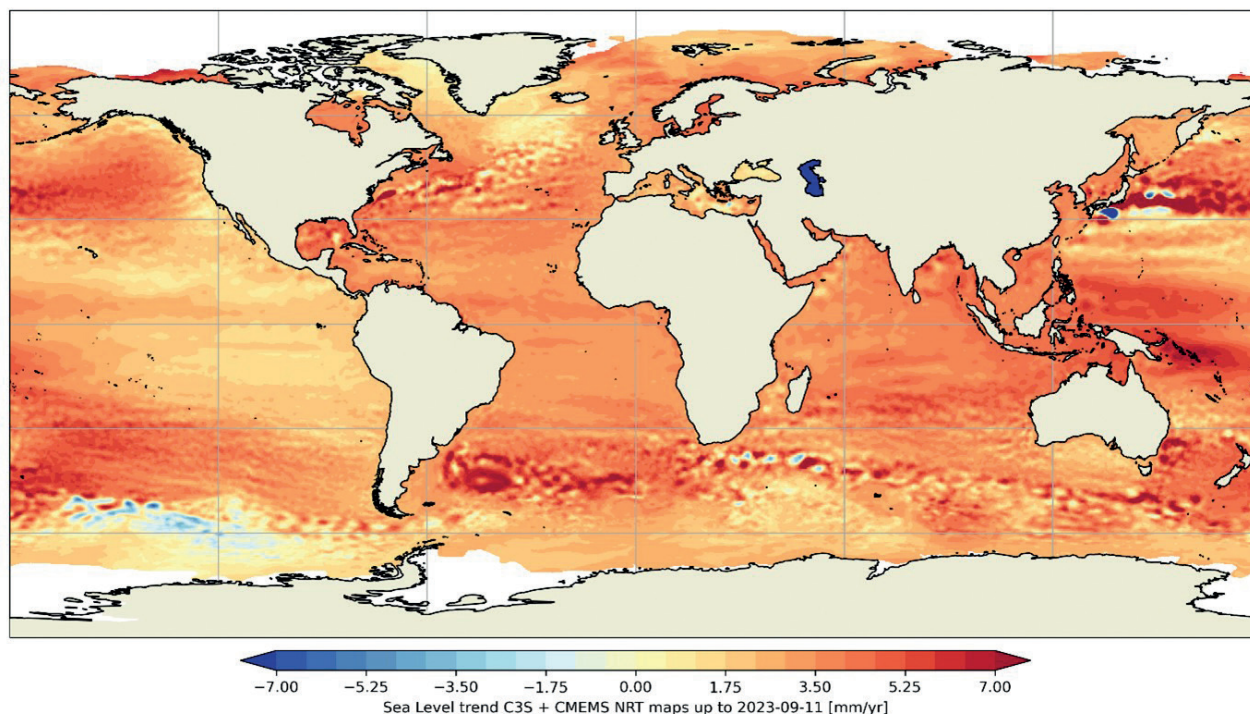


Figure 3. Carte des tendances du niveau de la mer observées par altimétrie spatiale, source Copernicus.



trace au sol et l'on estime que la résolution effective (compte tenu du niveau de bruit et d'erreurs corrélées le long de la trace) est d'environ 100 km. Cette résolution spatiale constitue un apport majeur de l'altimétrie spatiale à la connaissance de la circulation océanique. En effet, les gradients de hauteur de mer correspondent à des gradients de pression, eux-mêmes reliés au courant via l'équilibre géostrophique<sup>1</sup>. En plus des indicateurs climatiques évoqués ici, la combinaison de mesures provenant des différents altimètres permet de construire des cartes quotidiennes de la hauteur de mer telles que celles diffusées par le service Copernicus Marine ([marine.copernicus.eu](http://marine.copernicus.eu)).

Au-delà des variations climatiques, la dynamique océanique présente en effet des échelles spatiales et temporelles très variables : de la variabilité interannuelle à multidécennale liée à la fluctuation naturelle du système couplé atmosphère-océans (oscillation australe El Niño, oscillation Nord-Atlantique, oscillation Pacifique décennale, etc.), jusqu'aux fines échelles des tourbillons de mésoéchelle (quelques centaines de kilomètres et quelques jours).

## Incertitudes associées

La précision d'une mesure élémentaire à une seconde est comprise entre 2 cm et 2,5 cm avec un niveau de confiance de 90 %, principalement en raison d'erreurs de mesure aléatoires liées à l'état de la mer, aux effets des systèmes de houle à ondes longues et à la façon dont une impulsion radar interagit avec la surface de l'océan. L'exactitude de cette mesure élémentaire est comprise entre 2,5 cm et 3,5 cm en raison d'erreurs systématiques provenant essentiellement de la détermination de l'orbite et de la correction de la troposphère humide qui prend en compte le retard de la vapeur d'eau atmosphérique sur la mesure de la distance. Sur des échelles de temps supérieures à une seconde et des échelles spatiales plus

<sup>1</sup> En météorologie ou en océanographie, l'équilibre géostrophique désigne l'équilibre entre les gradients de pression et la force de Coriolis qui oriente les courants (les vents dans l'atmosphère) orthogonalement aux gradients de pression.

grandes que l'empreinte de l'écho radar (typiquement de plusieurs km pour les satellites TOPEX/Poseidon et Jason), les erreurs de mesure montrent une corrélation importante à travers le temps et l'espace qu'il est essentiel d'évaluer afin de dériver l'incertitude des estimations du niveau de la mer sur des échelles de temps supérieures à un an.

L'estimation des incertitudes est nécessaire à la fourniture d'indicateurs climatiques. De telles incertitudes doivent permettre d'identifier les signaux physiques et de les séparer d'artefacts ou d'erreurs affectant le système d'observation. Aujourd'hui, il reste difficile de propager les erreurs depuis les différents instruments (altimètre, radiomètre...) jusqu'aux indicateurs climatiques tels que le GMSL. D'une part, parce que les caractéristiques de ces erreurs sont partiellement décrites pour certaines composantes (on connaît par exemple bien le niveau de bruit d'un instrument, mais plus difficilement ses erreurs corrélées). D'autre part, nous ne sommes pas toujours en mesure de propager ces incertitudes depuis l'instrument (ou les corrections) jusqu'aux indicateurs climatiques.

Cependant les activités de validation des missions en vol, ainsi que d'analyse de nouveaux standards (nouvelles solutions d'orbite, nouveaux algorithmes de traitement radar...) fournissent des informations et des contraintes pour construire des modélisations de l'amplitude et de la covariance pour certaines sources d'erreurs. Trois types génériques d'erreur ont été identifiés : des erreurs corrélées, des dérives et des sauts, chacun correspondant à une certaine structure de la covariance d'erreur. La covariance d'erreur totale est alors obtenue comme la somme des contributions individuelles.

Cette approche introduite par Ablain et al., 2009, 2019 et mise à jour récemment par Guérou et al., 2023, permet d'estimer l'incertitude associée à la tendance et à l'accélération du niveau moyen de la mer. Les incertitudes ainsi estimées sont de 0,3 mm/an et 0,05 mm/an/an pour la tendance et l'accélération, dans un intervalle de confiance à 90 % sur une période de 30 ans.

Cette approche peut également être appliquée à l'échelle régionale pour

associer une carte des incertitudes à la carte des tendances (figure 3). On estime que l'incertitude associée aux tendances locales est proche de 0,9 mm/an. Cette valeur est notablement plus élevée que l'incertitude associée à la tendance globale (0,3 mm/an), d'une part, parce que certaines incertitudes se réduisent en moyennant globalement (décorrélation spatiale), d'autre part, parce que notre connaissance des incertitudes à l'échelle régionale est moins bonne qu'à l'échelle globale. Cela conduit à adopter une position conservatrice utilisant des majorants des incertitudes (pire cas).

Il faut enfin noter que les incertitudes présentées ici ne décrivent que la contribution du système de mesure à l'incertitude sur les tendances et les accélérations du niveau de la mer. À l'échelle régionale notamment, la dynamique océanique naturelle est un contributeur majeur à l'incertitude et n'est pas incluse ici.

## Comparaisons aux marégraphes & autres systèmes de mesure

Les incertitudes décrites précédemment dérivent de connaissances majoritairement issues d'éléments d'autocohérence interne du système altimétrique : deux missions différentes observent-elles bien la même variabilité ? Quel est le niveau de désaccord entre deux corrections à la performance a priori équivalente à différentes échelles spatiales et temporelles ? Afin de vérifier que ces incertitudes sont réalistes, il est nécessaire de disposer de moyens indépendants de mesure du niveau de la mer. Comme tout appareil de mesure indirecte, l'altimètre doit être calibré. Cette opération consiste à comparer le résultat de la mesure à une mesure directe, celle-ci peut être fournie par des stations laser au sol (SLR)<sup>2</sup> ou des transpondeurs. Le développement et le maintien en condition opérationnelle d'un tel observatoire est très onéreux, limitant de fait leur nombre. Pour cette raison, les marégraphes qui fournissent des mesures indépendantes

<sup>2</sup> Et en particulier la station laser ultra mobile française, financée principalement par le CNES, développée à cet effet dès 1990 (FTLRS : *French Transportable Laser Ranging Station*).

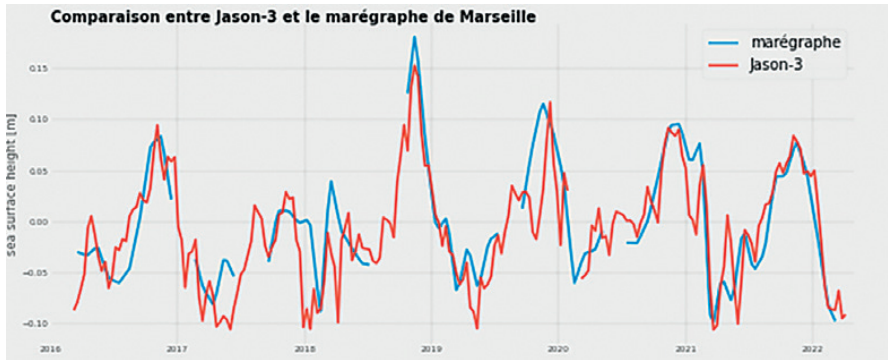


Figure 4. Comparaison des anomalies de hauteur d'eau mesurées par Jason-3 et le marégraphe de Marseille.

du niveau de la mer sont principalement utilisés pour la calibration absolue des altimètres, ainsi que pour quantifier leur stabilité long-terme.

On distingue deux types d'utilisation des données marégraphiques : les sites de calibration absolue et les approches ensemblistes. Quatre sites de calibration absolue sont aujourd'hui disponibles, ils sont équipés de marégraphes et de systèmes de positionnement de précision (GNSS, DORIS) pour convertir les hauteurs relatives du marégraphe en hauteurs absolues telles que mesurées par l'altimétrie. À certains de ces sites, des modèles haute-résolution du géoïde ont été calculés afin de réduire les incertitudes liées à la colocalisation entre une mesure marégraphique à la côte et des mesures altimétriques réalisées au large. Cette approche est limitée par le faible nombre de sites ainsi instrumentés. Les approches ensemblistes reposent sur des réseaux de stations, tels que celui assemblé par le PSMSL (psmsl.org). En moyennant de nombreuses comparaisons locales (figure 4) et sous l'hypothèse que l'utilisation de plus de marégraphes, même de qualité plus faible, permet de réduire certaines erreurs, diminuant ainsi l'incertitude associée. Une source importante d'incertitude dans ce type de comparaisons est liée à la correction des mouvements verticaux de la référence du marégraphe, qui se traduisent par des dérives artificielles lors de comparaisons à l'altimétrie. L'augmentation du nombre de marégraphes équipés de capteurs GNSS permet d'espérer que la précision associée à ces méthodes ensemblistes (environ 0,4 à 0,8 mm/an pour des séries longues) s'améliore dans le futur.

Une autre approche de validation repose sur l'estimation indépendante des termes contribuant à l'élévation du niveau de la mer : les variations de masse de l'océan (appelée composante manométrique du niveau de la mer) et les variations de densité de la colonne d'eau sur sa verticale (appelée composante stérique). Depuis 2003, les missions GRACE et GRACE-FO de la NASA, mesurent les variations du champ de gravité terrestre dont on déduit directement la composante manométrique du niveau de la mer. Les flotteurs profileurs du programme Argo dérivent avec les courants océaniques et se déplacent à la verticale entre la surface et le fond des océans. Ils permettent de mesurer la température et la salinité de la mer et donc, sa densité à différentes profondeurs de la colonne d'eau, avec une bonne

couverture spatiale des océans depuis 2005. L'intégration de chaque profil de température et salinité sur la verticale, moyenné sur tout l'océan à l'échelle mensuelle, fournit les variations de la composante stérique du niveau de la mer. La somme de la composante manométrique et stérique doit, en théorie, être égale à la composante totale du niveau de la mer fournie par les mesures altimétriques. La vérification de cette égalité (appelée fermeture du bilan du niveau de la mer) permet de vérifier la cohérence des systèmes de mesures entre eux (voir figure 5). La non-fermeture du bilan indique au contraire une erreur sur l'une au moins des trois composantes de ces systèmes de mesures indépendants. Cette approche a permis de mettre en évidence des erreurs du niveau de la mer mesurée par l'altimètre sur la période 1993-1999 (de façon cohérente avec les marégraphes) et plus récemment, depuis 2016, liées respectivement à des problèmes de l'altimètre TOPEX et du radiomètre micro-onde embarqué sur le satellite Jason-3.

## Conclusion

L'altimétrie par satellite fournit des observations de la topographie de l'océan depuis plus de 30 ans. La maturité de cette technique est excellente : observations continues par différents

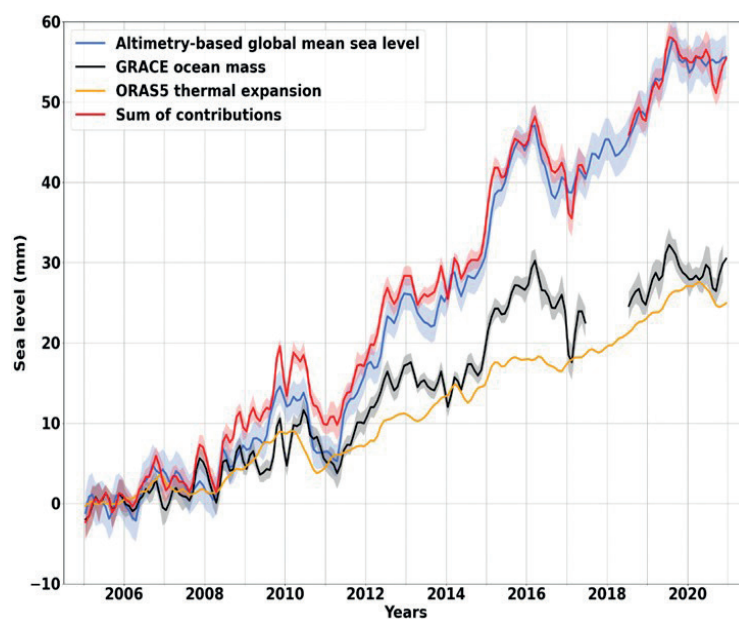


Figure 5. Évolution du niveau de la mer moyen global (altimétrie) en bleu, de la somme de la composante stérique (profileurs Argo) et manométrique (gravimétrie) en rouge, de la composante manométrique noire, et stérique en jaune (source, Barnoud et al., 2023).

▶ capteurs, stabilité dans le temps par des missions de référence précisément inter-calibrées, description rigoureuse des incertitudes, méthodes de validation.

C'est également un système opérationnel dont la responsabilité est confiée en Europe à EUMETSAT. Plusieurs lancements sont déjà prévus pour assurer la pérennité de ce système Sentinel-6B en 2025, Sentinel-3C et 3D entre 2024 et 2026. En parallèle, de nouveaux concepts instrumentaux, comme l'interféromètre KaRIn embarqué sur la mission franco-américaine SWOT qui fournit une image bidimensionnelle de la topographie de l'océan, contribuent et contribueront à une meilleure connaissance de la dynamique océanique. ●

## Références

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*

*1993-2008*, Ocean Sci., 5, 193-201, <https://doi.org/10.5194/os-5-193-2009>, 2009.

Ablain, M., Meyssignac, B., Zawadzki, L., Jugier, R., Ribes, A., Spada, G., Benveniste, J., Cazenave, A., and Picot, N.: *Uncertainty in satellite estimates of global mean sea-level changes, trend and acceleration*, Earth Syst. Sci. Data, 11, 1189-1202, <https://doi.org/10.5194/essd-11-1189-2019>, 2019.

Barnoud, A., Pfeffer, J., Cazenave, A., Fraudeau, R., Rousseau, V., and Ablain, M.: *Revisiting the global mean ocean mass budget over 2005-2020*, Ocean Sci., 19, 321-334, <https://doi.org/10.5194/os-19-321-2023>, 2023.

Cazenave, A., Moreira, L., 2022 *Contemporary sea-level changes from global to local scales: a review* Proc. R. Soc. A. 4782022004920220049, <http://doi.org/10.1098/rspa.2022.0049>

Guérou, A., Meyssignac, B., Prandi, P., Ablain, M., Ribes, A., and Bignalet-Cazalet, F.: *Current observed global mean sea level rise and acceleration estimated from satellite altimetry and the associated measurement*

## ABSTRACT

*Satellite radar altimetry is a remote sensing technique used to observe sea surface topography. Continuous and near global observations collected over the last three decades are used to estimate climate indicators such as the global mean sea level. This observation system is precise enough to quantify sea level rise with an uncertainty of 0,3 mm/yr. The near global coverage uncovers regional variability, mainly linked to heat distribution in the ocean.*

*uncertainty*, Ocean Sci., 19, 431-451, <https://doi.org/10.5194/os-19-431-2023>, 2023.

## Contacts

Pierre Prandi, pprandi@groupcls.com, Collecte Localisation Satellites, Ramonville St-Agne, France, [www.cls.fr](http://www.cls.fr)  
Michael Ablain, michael.ablain@magellium.fr, Magellium, Ramonville St-Agne, France

# FORUM DE LA TOPOGRAPHIE 2024



Le 19<sup>e</sup> forum de la topographie  
jeudi 28 mars à Gembloux, Belgique



## LiDAR, la topographie instantanée ?



### CONTACTS ET RENSEIGNEMENTS :

POUR LES EXPOSANTS [communication@aftopo.org](mailto:communication@aftopo.org) - POUR LES PARTICIPANTS [forum@aftopo.org](mailto:forum@aftopo.org)  
billetterie sur [www.billetweb.fr/forum-de-la-topographie](http://www.billetweb.fr/forum-de-la-topographie)