II. Variations séculaires du niveau des mers vues par les marégraphes

Les mesures des marégraphes représentent les premières observations directes du niveau de la mer effectuées de manière continue et automatique par l'Homme. L'analyse des données marégraphiques nous permet de mieux appréhender les mécanismes physiques qui sont à l'origine de la variabilité de cette grandeur. Il y a deux siècles, Pierre Simon de Laplace [1749-1827] s'appuyait sur des observations du niveau de la mer effectuées à Brest entre 1714 et 1717 pour souligner les limites de la théorie statique des marées d'Isaac Newton [1642-1727], et, pour énoncer les lois générales des marées en un lieu en introduisant des considérations dynamiques. Aujourd'hui, les séries temporelles marégraphiques enregistrées en quelques observatoires séculaires sont des données d'une valeur scientifique inestimable pour l'étude et la compréhension des variations à long terme du niveau des mers liées à des changements climatiques récents.

Dans ce chapitre, nous commençons par présenter les marégraphes et leurs données; les utilisateurs et les applications; les organismes qui collectent et archivent les données. Ensuite, nous analysons les séries temporelles marégraphiques qui sont diffusées par le service permanent du niveau moyen des mers (PSMSL) dans l'optique d'étudier les variations séculaires récentes du niveau des mers. Le traitement statistique des résultats de l'analyse des données met en évidence les différents problèmes auxquels on se heurte lorsqu'on cherche à estimer une tendance globale à long terme du niveau des mers à partir de ces données. Enfin, nous retraçons l'évolution de cette problématique au cours de ces dernières décennies à travers une critique des différentes approches imaginées par quelques auteurs qui se sont penchés sur la question.

II.1. Les Marégraphes

II.1.1. Introduction aux marégraphes

Les premières données enregistrées du niveau de la mer datent du début du XVIIIe siècle. Elles sont issues des lectures de hauteur d'eau effectuées par un observateur sur une échelle graduée, souvent désignée par *échelle de marée* (cf. figure 9). Cette technique simple est limitée par l'intervention humaine, d'une part en précision, et d'autre part en exploitation lorsqu'on cherche à établir des séries de mesures continues en un lieu. Cependant, elle est encore assez répandue, en particulier pour le contrôle et l'étalonnage des marégraphes.

Les marégraphes mécaniques, connus sous le nom de *marégraphes à flotteur*, ont été développés et implantés sur les côtes vers le milieu du XIX^{e} siècle pour accomplir le travail pénible et routinier associé à l'échelle de marée. La mise au point de ce type de marégraphe est attribuée à l'Ingénieur Hydrographe Chazallon [Simon, 1993]. Son principe de mesure est schématisé dans la figure 10. Le déplacement vertical d'un flotteur est réduit d'un facteur d'échelle donné, et, transmis à un style inscripteur par un ensemble plus ou moins compliqué de fils, de poulies, de contrepoids et d'engrenages démultiplicateurs. Le style marque un papier, calé autour d'un cylindre qui est animé d'un mouvement de rotation uniforme, de vitesse connue, en général un tour par jour. On obtient ainsi un enregistrement analogique sous forme de rouleau de papier, appelé *marégramme*, dont la *courbe de marée* représente les hauteurs d'eau instantanées en fonction du temps (cf. figure 11).

Figure 9 : Vue d'artiste d'une échelle de marée (A. Pasquier).

Selon une enquête réalisée au début des années 80 par le PSMSL, sous les auspices de la Commission Océanographique Intergouvernementale de l'UNESCO, de nombreux modèles de marégraphes ont été développés suivant le principe du marégraphe à flotteur. Ce type d'instrument était alors le plus répandu dans le monde, représentant plus de 90% des effectifs recensés en service [IOC, 1983]. Notons que le marégraphe de Marseille, installé dans l'Anse Calvo entre 1884 et 1885 par le Service du Nivellement Général de la France, est un modèle singulier de marégraphe à flotteur. Construit par M. Dennert suivant le système imaginé par l'ingénieur allemand Reitz et les modifications indiquées par Ch. Lallemand, il a été mis au point pour satisfaire les spécifications métrologiques du Service du Nivellement, qui cherchait alors à définir de façon rigoureuse l'origine des altitudes en France. Outre son aspect admirable de mécanique de grande précision et de robustesse (il est encore en service !), la

caractéristique principale de cet appareil réside dans sa composante *totalisateur*. Grâce à un agencement astucieux de roulettes et de disques gradués, cette partie permet d'obtenir le niveau moyen de la mer pendant un intervalle de temps quelconque, en totalisant l'aire comprise entre la courbe de marée et un axe d'abscisse. Cette aire, divisée par l'écart de temps correspondant, fournit le niveau moyen. Le croquis de la figure 10 est en fait une représentation schématique du marégraphe-totalisateur de Marseille; la partie totalisateur se trouvant dans l'extrémité gauche du dessin [IGN, 1963]. D'après Vignal [1935], il s'agit d'un instrument unique, bien que deux autres appareils analogues existaient auparavant à Cadix, en Espagne, et sur l'île d'Helgoland, en Allemagne.

Figure 10 : Principe de mesure du marégraphe à flotteur. La figure reprend une vue schématique du marégraphe de Marseille, d'après un document resté sous une version provisoire [IGN, 1963].

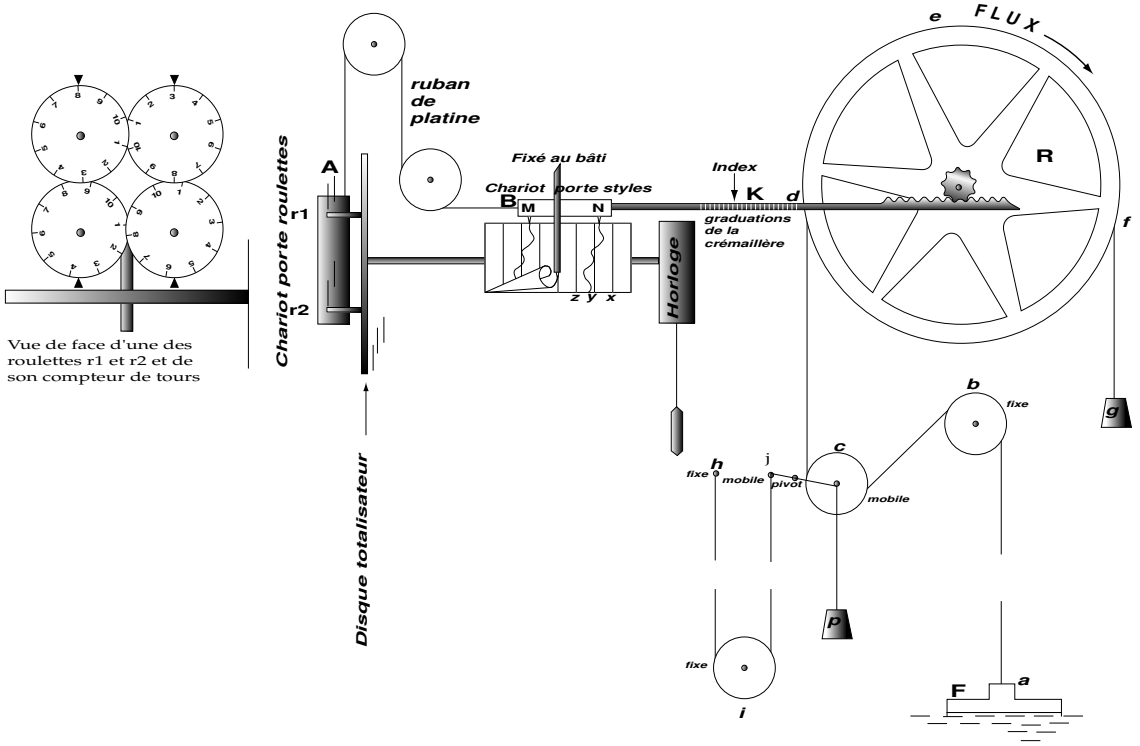
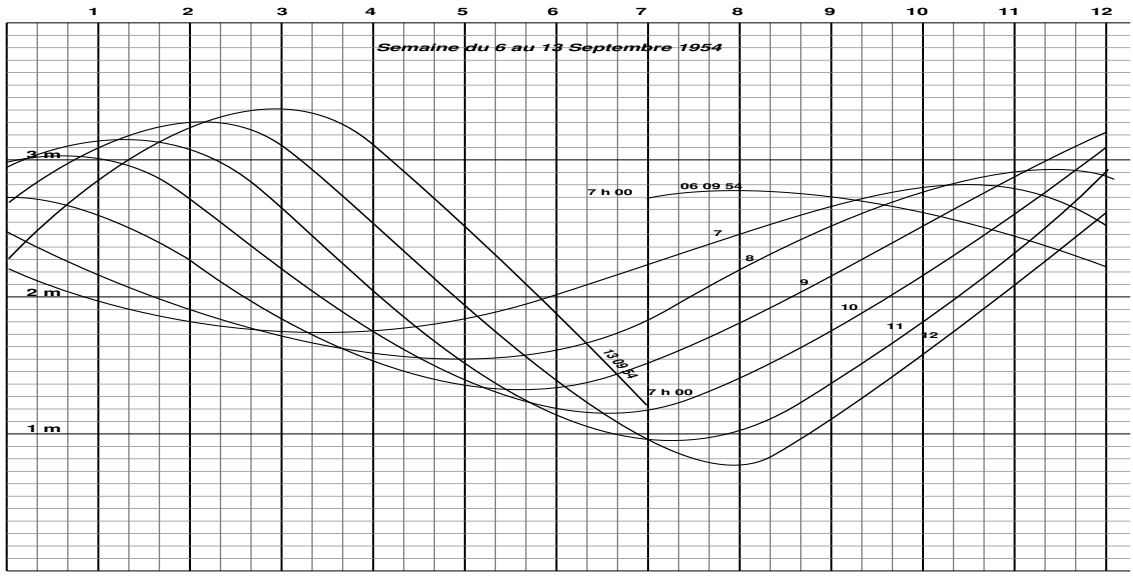


Figure 11 : Exemple de marégramme.



Un inconvénient assez important du marégraphe à flotteur est le *puits de tranquilisation* au fond duquel le flotteur se déplace. L'infrastructure nécessaire pour installer le puits dans des conditions minimales de stabilité n'est pas toujours acquise. Pourtant, cette partie est essentielle dans ce type de marégraphe puisqu'elle protège le flotteur et assure son déplacement vertical. Par ailleurs, le puits de tranquilisation a aussi pour fonction de filtrer les fluctuations de très courte période de la surface de l'eau : vagues, houle, clapotis... De nouveaux types de marégraphes ont été imaginés pour pallier à cet inconvénient, en particulier dans les sites où une telle infrastructure ne pouvait être construite de manière raisonnablement pratique et économique. D'un autre côté, les marégraphes ont été conçus à l'origine pour les besoins de la navigation maritime à proximité des ports et des estuaires. Mais depuis une dizaine d'années, la demande croissante en observations du niveau de la mer pour de nouvelles applications, ainsi que le rapide développement des technologies modernes issues des progrès réalisés dans les Sciences de l'Ingénieur (électronique, informatique, matériaux...), ont favorisé l'apparition de nouvelles techniques de marégraphie. D'autant plus que, aussi bien en France [Simon, 1986] qu'à l'étranger [Scherer, 1986], les organismes responsables des mesures de marégraphie constataient la désuétude de la technique à flotteur et la détérioration de la qualité de ses mesures. Or, les nouvelles applications, aussi bien pratiques que scientifiques, sont souvent exigeantes en termes de précision.

Les autres types de marégraphe sont principalement des marégraphes à capteur de pression (barboteur pneumatique, jauges de contrainte à conducteurs, à semi-conducteurs ou à cristaux de quartz) et des marégraphes acoustiques. Les premiers mesurent la pression exercée par la colonne d'eau et par l'atmosphère au-dessus du point de mesure immergé, qui représente la référence propre à l'instrument. Cette référence est liée au type de capteur. Selon la technique considérée, pneumatique ou jauge de contrainte, il s'agira respectivement de l'extrémité de l'évent pour l'échappement du gaz ou de la surface horizontale de la jauge (diaphragme ou cristaux de quartz). La relation hydrostatique suivante permet de convertir la pression mesurée en hauteur d'eau au dessus de cette référence interne:

$$\mathbf{P_m = \rho \cdot g \cdot h + P_{atm.}} \qquad \textbf{(E.II.1)}$$

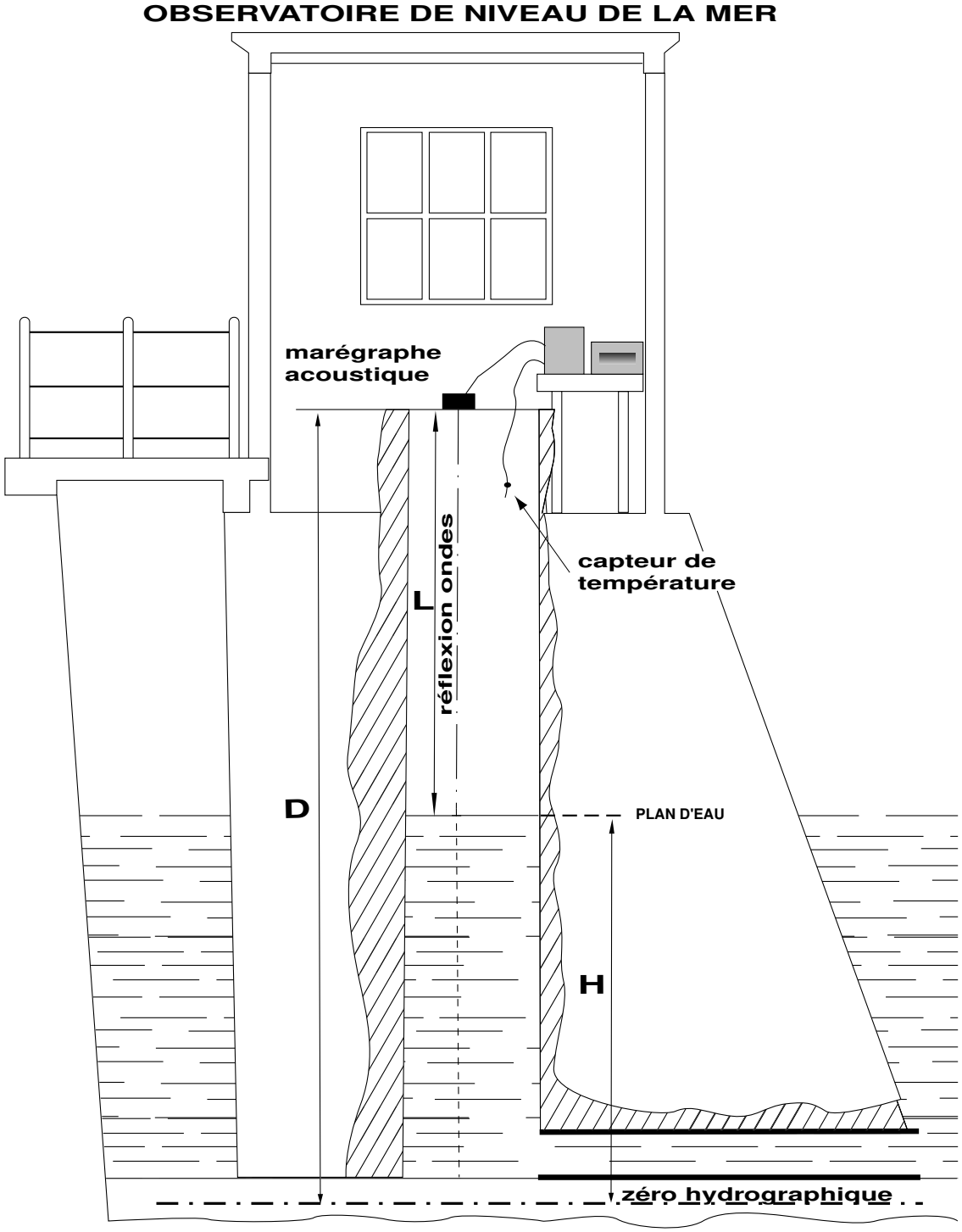
P_m = pression mesurée
ρ = densité de l'eau
g = accélération de pesanteur
h = hauteur d'eau au dessus de la référence interne
$P_{atm.}$ = pression atmosphérique

Les marégraphes à pression sont particulièrement adaptés aux sites dépourvus d'infrastructures importantes, ou encore, aux observatoires qui sont soumis à des conditions environnementales difficiles. Mais, les marégraphes à pression, et plus spécifiquement les marégraphes à capteur de quartz, trouvent un intérêt exclusif dans l'observation des variations du niveau de la mer au large, par petits ou grands fonds.

Le principe de mesure des marégraphes acoustiques, ou marégraphes à ultrasons, est fondé sur la mesure du temps de parcours aller-retour d'une onde acoustique émise au dessus du plan d'eau et réfléchie par ce dernier (cf. figure 12). La connaissance de la vitesse de propagation de l'onde dans l'atmosphère permet alors de convertir la mesure de temps en mesure de distance. Depuis quelques années, la technique de marégraphie acoustique connaît une expansion notable pour l'équipement des observatoires côtiers permanents. Aux États-Unis, le NOS (National Ocean Service) a mis au point son propre instrument acoustique, le NGWLMS: Next Generation Water Level Measurement System, qu'ils ont déjà implanté dans au moins 132 sites [Gill et al, 1993]. Par ailleurs, le NTF (National Tidal Facility) en

Australie, et le SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) en France, ont également développé des systèmes acoustiques analogues, respectivement le SEAFRAME: Sea level Fine Resolution Acoustic Monitoring Equipment [Homes, 1992], et le MCN: Marégraphe Côtier Numérique [Dupuy, 1993]. Le succès de ces marégraphes proviendrait de leur capacité à satisfaire la plupart des exigences à un prix de revient total relativement économique.

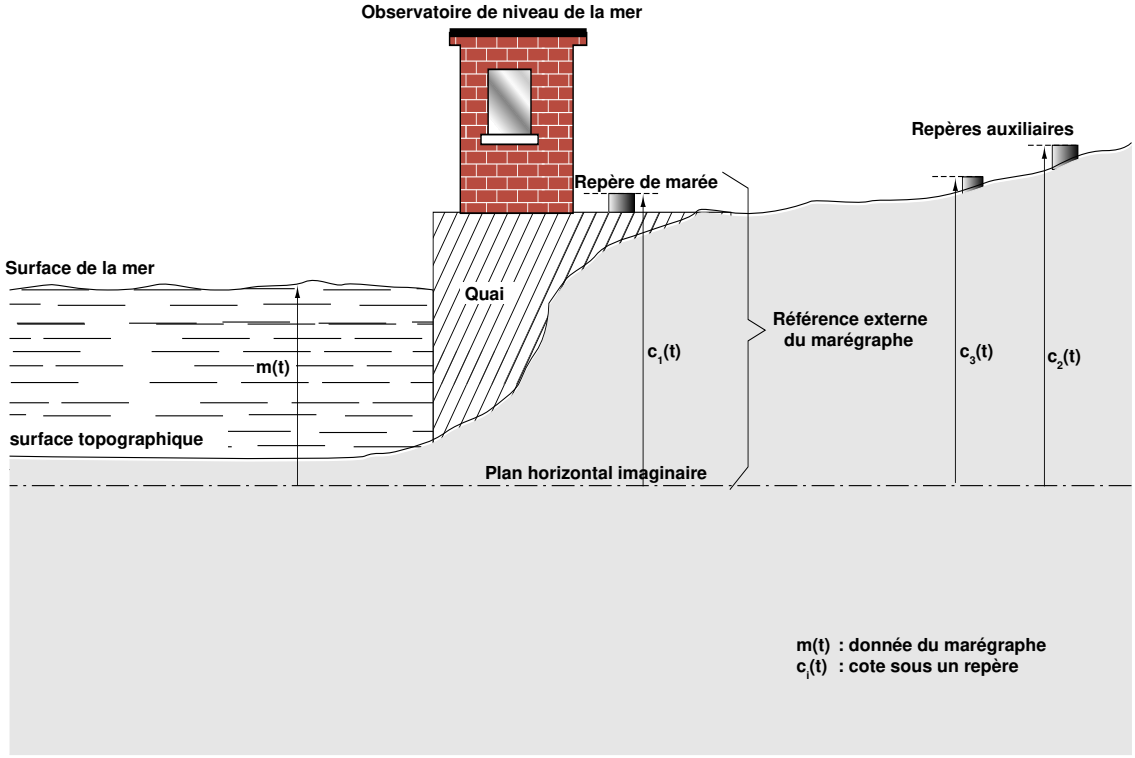
Figure 12 : Vue schématique d'un observatoire de niveau de la mer équipé d'un marégraphe acoustique ou à ultrasons.



II.1.2. Les données fournies par les marégraphes côtiers

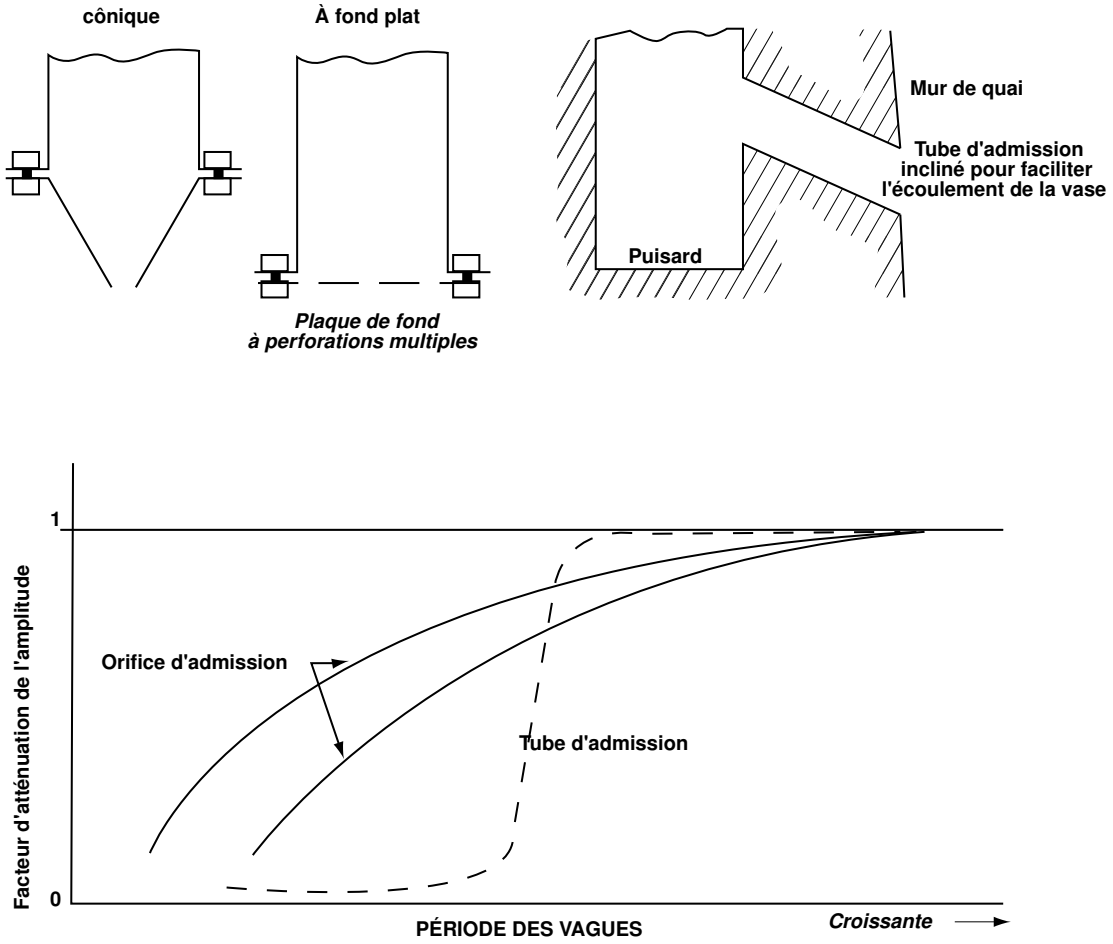
Quelque soit son principe de mesure, un marégraphe est susceptible de fournir à tout instant une information locale de hauteur de la surface de la mer par rapport à une référence choisie de façon arbitraire (cf. figure 13). Cette référence est matérialisée par au moins un repère physique. La théorie et le bon sens prévoient un ensemble de trois repères implantés à proximité de l'instrument, mais suffisamment éloignés pour prévenir leur destruction simultanée. Le repère le plus proche est désigné par *repère de marée* ou *repère principal*. La référence du marégraphe est alors définie arbitrairement par une cote donnée sous chacun de ces repères. Nous verrons dans le chapitre III comment est réalisée en pratique cette définition.

Figure 13 : Schéma de la mesure élémentaire d'un marégraphe.



La donnée marégraphique peut être une hauteur de la surface marine "instantanée", ou encore, une hauteur moyenne sur une période donnée, typiquement une journée, un mois, ou une année. Notons que nous avons rarement une véritable hauteur de surface de la mer instantanée puisque le puits de tranquilisation agit comme un filtre passe-bas, atténuant plus ou moins efficacement les phénomènes de haute fréquence (cf. figure 14). Les marégraphes modernes, installés en dehors d'un puits, sont également capables de réaliser cette fonction de filtrage en calculant une moyenne arithmétique d'observations élémentaires sur une période très courte d'au plus quelques minutes.

Figure 14 : Exemples de formes de puits de tranquilisation avec leur caractéristique de filtrage.



Le calcul des niveaux moyens de la mer, journaliers, mensuels et annuels, peut s'effectuer de plusieurs façons:

• par moyenne arithmétique, les données de base étant les hauteurs horaires. Les moyennes mensuelles sont souvent obtenues de manière simple à partir des moyennes journalières, alors que les moyennes annuelles sont généralement calculées à partir des moyennes mensuelles en pondérant ces dernières suivant le nombre de données manquantes. Lorsque les lacunes sont trop importantes, le PSMSL recommande de ne pas prendre en compte le résultat du calcul [cf. Spencer & Woodworth, 1993-a].

• par filtrage. De nombreux filtres numériques de type passe bas ont été développés afin d'éliminer les composantes cycliques de courte période du signal marégraphique, en particulier les composantes diurnes et semi-diurnes de la marée, et ainsi obtenir des moyennes filtrées journalières. Le manuel de l'UNESCO [IOC, 1985] donne en annexe quelques exemples de filtres plus ou moins élaborés: Doodson X0, Demerliac... Selon le filtre, on utilisera un nombre plus ou moins important de valeurs horaires (39, 72...), réparties de part et d'autre de l'heure centrale (midi) du jour considéré.

• par intégration mécanique. Le marégraphe totalisateur de Marseille est un exemple rare d'appareil qui fournit directement des hauteurs d'eau moyennes. Notons que les valeurs obtenues par cette méthode s'accordent mieux à la définition idéale de la moyenne.

Selon une étude de Pugh [1987], la comparaison des moyennes mensuelles obtenues, d'une part, à partir des données journalières issues d'un filtre complexe utilisant 168 valeurs horaires, et d'autre part, à partir des moyennes arithmétiques simples, donne un écart moyen quadratique de 2 mm. Cet écart provient en partie des erreurs introduites par les composantes diurnes et semi-diurnes de la marée qui ne sont pas complètement éliminées par une moyenne arithmétique. Mais, il ne justifie pas la mise en place de calculs élaborés, liés aux filtres, dans la plupart des applications.

En supposant que les erreurs des mesures marégraphiques soient aléatoires, la précision d'un niveau moyen de la mer, issu d'une moyenne arithmétique simple de mesurages effectués dans les mêmes conditions opératoires, pourra être estimée par:

$$\sigma_{moy.} = \frac{\sigma_i}{\sqrt{n}} \qquad \textbf{(E.II.2)}$$

$\sigma_{moy.}$ = écart-type du niveau moyen de la mer

σ_i = écart-type de la mesure marégraphique

n = nombre de mesurages

Soit, en prenant une précision plutôt pessimiste de 3 cm pour une mesure marégraphique horaire, la relation donne alors une précision de:

- ≈ 6 mm pour un niveau moyen de la mer journalier;
- ≈ 1,2 mm pour un niveau moyen de la mer mensuel;
- ≈ 0,3 mm pour un niveau moyen de la mer annuel.

Au regard de la loi de grands nombres, qui stipule que la moyenne d'un nombre suffisant d'observations est sensiblement normale, l'hypothèse de normalité des mesures marégraphiques est d'autant plus acceptable que les mesures proviennent de moyennes d'observations élémentaires [Hottier, 1983].

Les premiers enregistrements de données marégraphiques se trouvent sur support papier, soit sous forme numérique, après lecture ou calcul, reportées par un opérateur dans des tableaux ou des cahiers spécifiques; soit sous forme analogique, directement inscrites par l'instrument dans des marégrammes. Depuis, les techniques d'enregistrement automatique ont suivi l'évolution des calculateurs et des ordinateurs pour fournir directement des données numériques compatibles avec ces derniers. Pour des raisons pratiques et historiques liées à l'étude de la marée, l'échantillonnage typique est horaire, une hauteur d'eau toutes les heures rondes. Cependant, les marégraphes modernes offrent la possibilité de régler cet échantillonnage selon les besoins de l'utilisateur.

La numérisation des marégrammes s'avère indispensable à plusieurs égards, d'abord pour convertir les données analogiques sous une forme utilisable par des moyens informatiques, ensuite pour préserver les nombreux enregistrements historiques dont le support papier se détériore au fil du temps. Un sondage effectué en 1995 à l'IGN indiquait que seuls 77% des marégrammes de Marseille seraient lisibles, 8% seraient égarés, et le reste présenterait, après une inspection attentive avec un oeil avisé, l'empreinte du style inscripteur. Suivant la recommandation du CNFGG (Comité National Français de Géodésie et de Géophysique), émise lors de son Assemblée Générale de 1996, et suite à un projet d'étude engagé avec le Ministère de l'Environnement (SONEL : Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales), l'IGN entreprend la numérisation des marégrammes de Marseille en collaboration avec le SHOM. Les enregistrements analogiques concernés par ce projet couvrent la période de

1885, année d'installation du marégraphe-totalisateur, à 1987, année de la fin de ce type d'enregistrements, soit environ 1200 rouleaux mensuels d'une dizaine de mètres chacun.

II.1.3. Utilisations et utilisateurs des marégraphes

La connaissance des hauteurs d'eau près de la côte est une donnée importante pour la navigation maritime, en particulier à proximité des zones portuaires. Ce besoin est la motivation principale à l'origine de la mise en place de la plupart des marégraphes par les autorités portuaires. Ainsi, l'étude, l'analyse et la prédiction des marées en un lieu donné ont, d'une part, un intérêt pratique de prédiction (annuaires des marées); et, d'autre part, un intérêt scientifique de compréhension des phénomènes perturbateurs astronomiques (Lune, Soleil...) et de la réponse géophysique de la Terre à ces perturbations.

L'établissement des annuaires des marées est sous la responsabilité du SHOM, en France. A cet égard, il collecte les données nécessaires pour leurs calculs. Rappelons que selon la législation en vigueur, toute observation du niveau de la mer, effectuée sur les côtes françaises, doit être communiquée au SHOM. Les organismes gestionnaires ou propriétaires des marégraphes en France sont assez nombreux et divers. Parmi ces derniers on trouve: les Ports Autonomes, les DDE (Directions Départementales de l'Équipement), les Services Maritimes, le SHOM, l'ORSTOM (Office de Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer), l'IFRTP (Institut Français pour la Recherche et la Technologie Polaires), l'EDF et l'IGN.

Surtout destinés à l'analyse et à la prédiction des marées, beaucoup de marégraphes ont également été utilisés d'une façon continue à la mesure du niveau moyen de la mer, qui a servi de base à la plupart des réseaux de nivellement. En effet, l'origine des systèmes nationaux d'altitude a souvent été choisie de manière à approcher au mieux le *géoïde*, surface équipotentielle idéale du champ de pesanteur terrestre, qui correspondrait à la surface de la mer dans des conditions parfaites d'homogénéité et de repos des océans et de l'atmosphère, ainsi qu'en l'absence de perturbations d'origine astronomique (marées). Afin de se trouver le plus proche possible de cette surface idéale, on a souvent défini l'origine du réseau de nivellement par la cote d'un repère, dit fondamental, au dessus d'un niveau moyen de la mer calculé à partir des observations d'un marégraphe sur une période donnée, la plus longue possible. Les chapitres V et VII apportent un certain nombre de détails complémentaires à ce sujet, en particulier en ce qui concerne la problématique de l'unification des références verticales.

Outre ces applications traditionnelles, les techniques modernes de marégraphie offrent aujourd'hui de nouvelles perspectives d'exploitation, essentiellement en raison de:

- la qualité de leurs mesures;
- l'enregistrement des données sous un format numérique;
- la possibilité de transmettre les données en temps quasi-réel;
- la mise en oeuvre plus aisée des instruments.

Inversement, de nouvelles préoccupations, notamment associées à l'étude et à la compréhension de notre environnement, ont suscité le développement des techniques de marégraphie au cours de cette dernière décennie. A titre d'exemple, quelques unes des applications scientifiques qui exigent des données marégraphiques de qualité, et qui intéressent la communauté française, sont présentées ci-dessous:

L'estimation de l'élévation globale du niveau des mers. Cette application étant à l'origine du sujet de la thèse, et ayant fait l'objet du premier chapitre, nous n'insisterons pas davantage ici. Simplement, soulignons qu'en raison de l'incertitude des prévisions issues des

modèles climatiques, le niveau de la mer doit faire l'objet d'une surveillance appropriée en continu. A cet égard, la COI s'attache, depuis le milieu des années 80, à mettre en oeuvre un réseau mondial de marégraphes, le réseau GLOSS (Global Sea-Level Observing System) adapté aux exigences du problème [IOC, 1990].

L'étude de la circulation océanique. Un élément clé dans la compréhension de la dynamique du climat et du rôle des océans réside dans une meilleure connaissance des courants océaniques. Les océans sont d'énormes réservoirs d'énergie, qu'ils absorbent au niveau de l'équateur, et qu'ils restituent ensuite aux moyennes et hautes latitudes par le biais des courants océaniques de surface (Gulf Stream, Kuroshio...). Les marégraphes permettent de déterminer certaines caractéristiques de ces courants, mais surtout de surveiller leur évolution, en mesurant les différences de niveau moyen de la mer entre deux points situés sur le passage du courant, par exemple entre deux îles, ou, de part et d'autre d'un détroit. En effet, le gradient de pression horizontal de la surface moyenne de la mer, perpendiculaire à la direction du courant, équilibre la force de Coriolis à laquelle est soumise toute particule en mouvement à la surface de la Terre. On peut ainsi remonter à certaines caractéristiques du transport de masse et d'énergie effectué par un courant océanique. Le Programme Mondial de Recherche sur le Climat (PMRC), mené conjointement par le CIUS et l'OMM, comprend l'expérience WOCE (World Ocean Circulation Experiment) dont l'un des objectifs est justement les calculs géostrophiques de certains courants. La France participe activement à cette expérience, en particulier pour la surveillance du courant circumpolaire antarctique, grâce au réseau ROSAME (Réseau d'Observation Sub-antarctique et Antarctique du niveau de la MEr), mis en place avec l'aide de l'IFRTP et de l'INSU (Institut National des Sciences de l'Univers), et qui se trouve sous la responsabilité scientifique de C. Le Provost. Cette application est assez exigeante au niveau des données marégraphiques. En principe, de longues séries de moyennes journalières du niveau de la mer sont suffisantes pour surveiller la variabilité des courants. Cependant, des données horaires, voire plus fréquentes, d'une précision de 1 à 2 cm sont recommandées pour se prémunir des distorsions locales non-linéaires d'origine océanographique, mais aussi pour pouvoir contrôler de manière continue les performances de l'instrument, et pour permettre la détection d'éventuelles erreurs dues, par exemple, à la dérive de la référence du marégraphe.

La validation des résultats de l'altimétrie radar satellitaire. L'intérêt de la France dans le domaine de l'océanographie est parfaitement illustré par la mission franco-américaine TOPEX/POSEIDON. De nombreuses équipes françaises de recherche (GRGS, CNES, Observatoire de la Côte d'Azur,...) utilisent les données d'altimétrie radar embarquée sur satellite pour calculer des surfaces topographiques de la mer. L'altimétrie satellitaire est un outil précieux pour la surveillance des courants océaniques de surface, et pour l'étude de leur dynamique, en raison de sa vision synoptique de l'ensemble des bassins océaniques. Cependant, quelques problèmes demandent des études sérieuses appuyées sur des données marégraphiques, en particulier:

• celui de l'évaluation et de la validation des résultats. Les premières estimations de la tendance globale du niveau des mers obtenues du traitement des données de T/P indiquaient une valeur située entre 4 et 6 mm par an [Minster et al 1995, Nerem 1995]. Toutefois, une dérive instrumentale de l'ordre de 2 mm/an avait été mise en évidence, sans qu'elle fut pour autant comprise [Fu et al, 1996]. En juillet 1996, la NASA reconnaît une erreur dans l'algorithme S1034 qui sert à corriger la mesure de l'altimètre TOPEX de la dérive d'horloge [Hancock et Hayne, 1996]. L'algorithme erroné avait pour effet de doubler la valeur de la correction réelle de la dérive de l'oscillateur, résultant en une élévation artificielle du niveau de la mer. Cette expérience souligne le besoin de calibrer en continu les altimètres radar embarqués sur satellite, mais plus généralement celui de comparer les résultats obtenus par deux techniques indépendantes. Ce travail est indispensable, d'une part, pour déceler et comprendre les systématismes inhérents à une technique, et, d'autre part, pour assurer la

liaison entre différentes missions satellitaires non simultanées. Nous verrons plus en détail ces questions plus loin dans le mémoire.

• celui de la fonction de transfert entre le signal océanique observé au large par l'altimétrie satellitaire et le signal qui est observé sur la côte par un marégraphe; problème en partie associé à celui "d'aliasing", autrement dit aux erreurs introduites par l'échantillonnage du satellite. Le dispositif de mesure ROSAME, exploité par l'équipe MEOM de C. Le Provost (Modélisation des Écoulements Océaniques et des Marées), a ainsi pour vocation de permettre l'étude de ce problème.

D'autres applications, à caractère plus pratique, bénéficient également de l'essor de la marégraphie. La détermination des niveaux d'eau extrêmes et la modélisation des marées de tempête sont particulièrement importantes pour les études d'impact et d'évaluation des risques d'érosion ou d'inondation en zone côtière. De nombreuses techniques ont été développées depuis quelques années pour estimer les probabilités d'inondation, mais elles requièrent des données horaires de qualité du niveau de la mer sur plusieurs années. Ces observations fournissent les bases statistiques essentielles pour le calcul des périodes de retour d'événements extrêmes de nature météomarine [B. Simon, 1994]. En outre, leur collecte en temps quasi-réel permet de mettre en oeuvre un système opérationnel d'alerte aux ondes de tempête, tel que le réseau de marégraphes en Mer du Nord, ou encore celui du Pacifique Sud-Ouest. Par ailleurs, il est souvent important de connaître les fluctuations à court terme du niveau marin sur des sites précis du littoral où on envisage d'entreprendre des ouvrages, et d'estimer si ces fluctuations seront du même ordre de grandeur dans un avenir plus au moins lointain.

Les applications énoncées dans cette section couvrent largement le spectre temporel et spatial des variations de la surface océanique, depuis les événements brusques et locaux d'origine météorologique jusqu'aux processus séculaires et mondiaux d'origine climatique. La liste des utilisations n'est certainement pas exhaustive. Toutefois, elle montre bien le regain d'intérêt actuel pour la marégraphie, aussi bien dans le domaine pratique que scientifique. Alors que les gestionnaires des marégraphes étaient à l'origine surtout des autorités portuaires, aujourd'hui des organismes de recherche installent, dans la mesure de leurs possibilités, des marégraphes pour leurs propres besoins (GLOSS, ROSAME...).

Enfin, pour clore cette section, nous indiquons ci-dessous le résultat d'une étude préliminaire effectuée à l'IGN en 1992. Les organismes, intéressés par les observations marégraphiques, qui se sont manifestés auprès de l'IGN pour récupérer les hauteurs d'eau moyennes des stations de Marseille ou de Nice, sont:

• en France: le GRGS, l'Institut de Mécanique de Grenoble (IMG), le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), l'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER), le CNRS (Océanographie Physique...), l'Institut Océanographique (Paris), l'Observatoire de la Côte d'Azur, l'ORSTOM, l'École Nationale de la Marine Marchande, et l'Université Pierre et Marie Curie: Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie;

• ailleurs: le PSMSL (UK), l'Institut Océanographique (Monaco), l'Institute of Oceanographic Sciences (UK), la COI de l'UNESCO, l'Istituto di Geodesia e Geofisica de Trieste (Italie), le Columbia University in the City of New York: Institute for Space Studies (États-Unis).

II.1.4. Le PSMSL

Depuis 1933, le service permanent du niveau moyen des mers (PSMSL) est responsable de la collecte, de l'analyse, de l'archivage et de la diffusion des moyennes mensuelles et annuelles du niveau de la mer, issues des marégraphes dans le monde. Cet organisme est membre de la Federation of Astronomical and Geophysical Data Analysis Services (FAGS), et se trouve sous l'égide du CIUS et de l'AISPO (Association Internationale des Sciences Physiques de l'Océan). Il est localisé à l'Observatoire de Bidston, au Proudman Oceanographic Laboratory (POL), en Grande Bretagne.

La plupart des organismes gestionnaires de marégraphes, sensibles à l'intérêt de l'entreprise du PSMSL, communiquent volontiers leurs moyennes marégraphiques, ainsi que l'ensemble des données documentaires nécessaires à l'exploitation des hauteurs d'eau (nom de la station, localisation géographique, définition de la référence des données, nombre de jours manquants, calculs...). Cet échange concerne les marégraphes côtiers "permanents", à savoir tous les appareils proches du littoral qui ont été installés pour observer le niveau de la mer pendant au moins quelques années.

Parmi les données documentaires importantes, figure l'historique détaillé de la référence du marégraphe. Il s'agit notamment de l'identification du repère de marée, qui peut changer suite à un événement externe (destruction, déplacement...), et de la cote de ce repère par rapport à la référence du marégraphe, qui peut aussi varier à cause d'une dérive instrumentale interne. La connaissance de ces informations auxiliaires est essentielle pour établir des séries temporelles du niveau de la mer cohérentes qui pourront ensuite être exploitées et interprétées d'un point de vue géophysique. C'est ainsi que le PSMSL met à disposition des utilisateurs deux catégories de niveaux moyens de la mer:

- les données "Metric". Il s'agit des données fournies par l'autorité responsable du marégraphe, n'ayant subies aucun contrôle de la part du PSMSL.
- et les données "RLR" (Revised Local Reference), qui sont produites par le PSMSL, d'une part, en tenant compte des informations auxiliaires, et, d'autre part, grâce aux divers contrôles et traitements visant à vérifier la continuité et la stabilité locale de la référence du marégraphe. Les hauteurs d'eau d'un observatoire marégraphique sont alors exprimées dans une autre référence locale, désignée par RLR selon le jargon PSMSL, qui est a priori stable localement. La référence RLR est définie par rapport à un repère de marée donné, le TGBM (Tide Gauge Bench Mark), suivant un choix arbitraire effectué à l'origine pour que toutes les données de niveau marin, passées et à venir, à moyen terme, aient une valeur positive au-dessus de celle-ci, et pour qu'il n'y ait aucune ambiguïté possible avec d'autres références locales du marégraphe.

En 1993, le PSMSL dénombre 1628 stations marégraphiques à travers le monde, dont deux tiers ont des données RLR, alors que, en 1991, il n'en compte que 1446 [Spencer & Woodworth, 1991 et 1993-a]. Leur fichier catalogue de juillet 1995 répertorie environ 1750 stations. Toutefois, malgré les efforts considérables de collecte et de promotion du service, force est de constater que cette banque de données ne dispose pas encore de tous les marégraphes côtiers permanents. Le constat s'applique non seulement aux nouveaux pays issus du bloc soviétique, mais également à la France (Ajaccio, Pointe de Graves...) et vraisemblablement à d'autres pays. L'étude récente, menée par l'IGN dans le cadre du programme "Élévation du niveau de la mer" du Ministère de l'Environnement, souligne le besoin et l'intérêt d'une structure nationale qui assurerait l'interface entre les observatoires marégraphiques français (métropole et DOM-TOM) et le PSMSL [Wöppelmann et al, 1996-a].

Quoiqu'il en soit, le PSMSL demeure la source de données marégraphiques la plus indiquée pour l'étude des variations globales à long terme du niveau de la mer. D'autant que cet organisme international s'assure de recevoir les données des grands projets d'observation tels que TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere), WOCE, GLOSS... ainsi que celles des réseaux d'alerte aux tempêtes ou aux tsunamis. Ces divers programmes d'observation disposent en général de leur propre banque de données spécialisée, établie dans le cadre de leur projet.

Outre la collecte et la diffusion d'une grande quantité de données intéressantes du niveau de la mer, le PSMSL effectue de nombreux contrôles dont l'objet n'est pas seulement de garantir la continuité et la stabilité de la référence du marégraphe, mais aussi de détecter et de signaler les données aberrantes, incohérentes, ou encore douteuses. Un niveau minimal de qualité et de validité est ainsi assuré pour la plupart des applications. Spencer & Woodworth [1993-b] fournissent un inventaire précis des contrôles qui sont appliqués de manière routinière aux données reçues par le PSMSL.

L'étude de la tendance à long terme du niveau de la mer ne requiert pas nécessairement la manipulation directe des données horaires ou des moyennes mensuelles. En effet, le mécanisme de calcul de moyenne des données horaires sur une année filtre les fluctuations de courte période observées dans les enregistrements marégraphiques, qu'elles soient de nature irrégulière (ondes de tempête, raz-de-marée...) ou périodique (seiches, marées diurnes...). Les séries temporelles de moyennes annuelles sont par conséquent appropriées à l'étude des variations séculaires du niveau des mers. De plus en plus de travaux de recherche dans ce domaine s'appuient sur les moyennes annuelles du PSMSL, vraisemblablement favorisés par les progrès effectués en matière d'échange de données numériques.

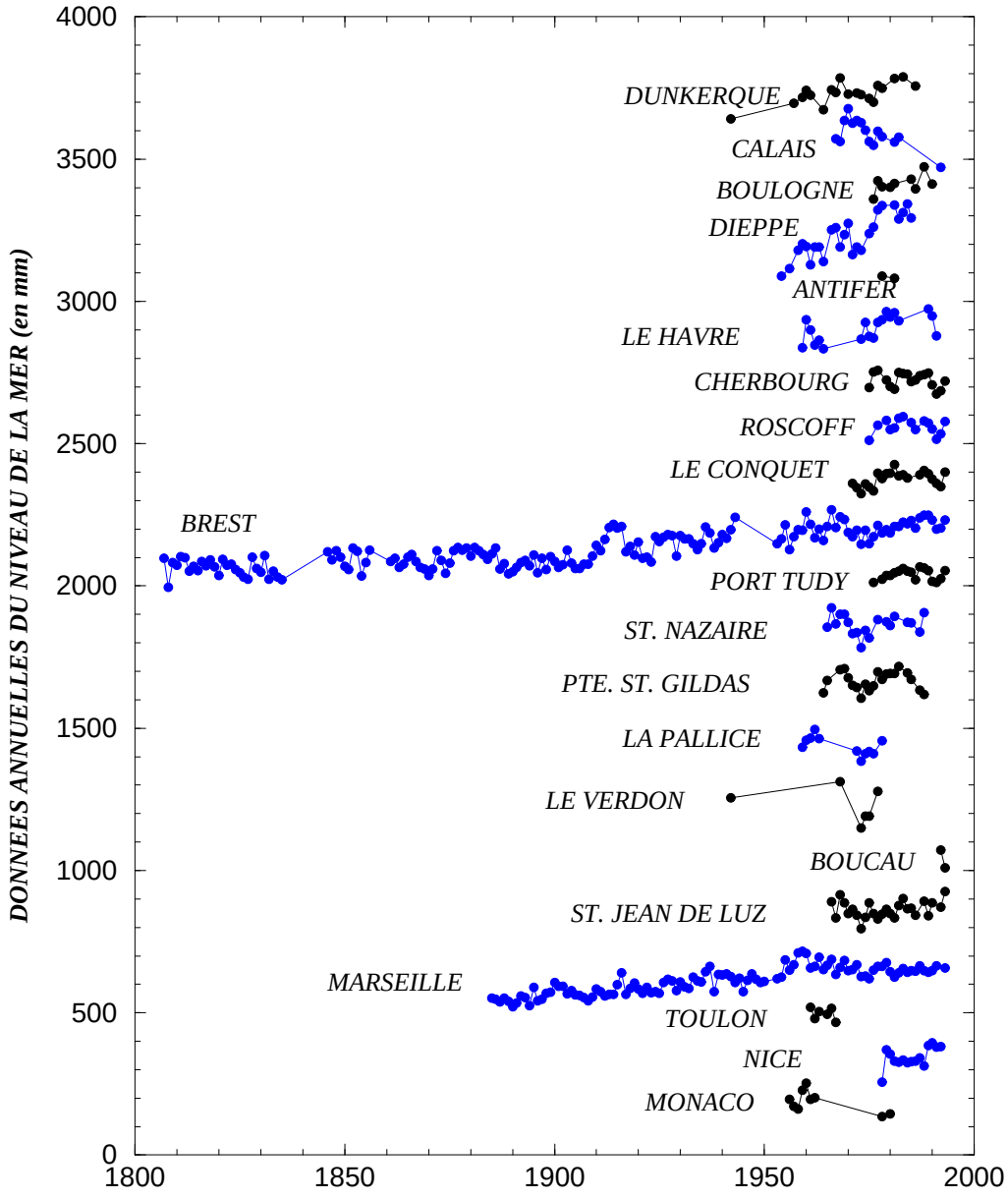
II.2. Étude des séries chronologiques enregistrées par les marégraphes

II.2.1. Choix des stations

Dans le cadre de notre étude et dans le contexte évoqué ci-dessus, nous avons choisi d'analyser les moyennes annuelles du niveau de la mer qui sont largement diffusées par le PSMSL à la communauté scientifique, en particulier via le réseau informatique Internet et CD-ROM. En l'occurrence, nous avons récupéré les données sur leur serveur ftp anonyme à l'adresse suivante: *bisag.nbi.ac.uk*, dans le répertoire: *pub/psmsl/*. Le fichier qui nous intéresse, *rlrann.dat*, correspond à la mise à jour de juillet 1995. Il s'agit d'un extrait du fichier général *psmsl.dat*, mais il contient exactement les données que nous cherchons, à savoir les moyennes annuelles de la catégorie 'RLR', autrement dit, celles qui ont subi la batterie de tests en vue de garantir une continuité et une stabilité locale de la référence du marégraphe.

Parmi les quelques 1750 observatoires que dénombre le PSMSL en juillet 1995, seuls 973 ont des données "RLR", représentant 25305 moyennes annuelles. Mais tous ne sont pas adaptés à l'étude des variations à long terme du niveau des mers: une tendance estimée à partir d'une série temporelle de seulement quelques années a-t-elle un sens eustatique ? La réponse est certainement négative lorsqu'on connaît le spectre temporel de variation du niveau de la mer et la multitude de phénomènes qui, a priori, peuvent être à l'origine de cette variabilité: océaniques, météorologiques, astronomiques, etc. Le calcul de tendance soulève donc une première question sur la longueur minimale des séries temporelles. La figure 15 représente les moyennes annuelles des marégraphes de France métropolitaine qui figurent dans la catégorie RLR (cf. figure 16). Elles sont issues du PSMSL, sauf pour le cas de Marseille, où nous avons préféré prélever les données directement à la source, dans les registres de l'IGN (cf. annexe A).

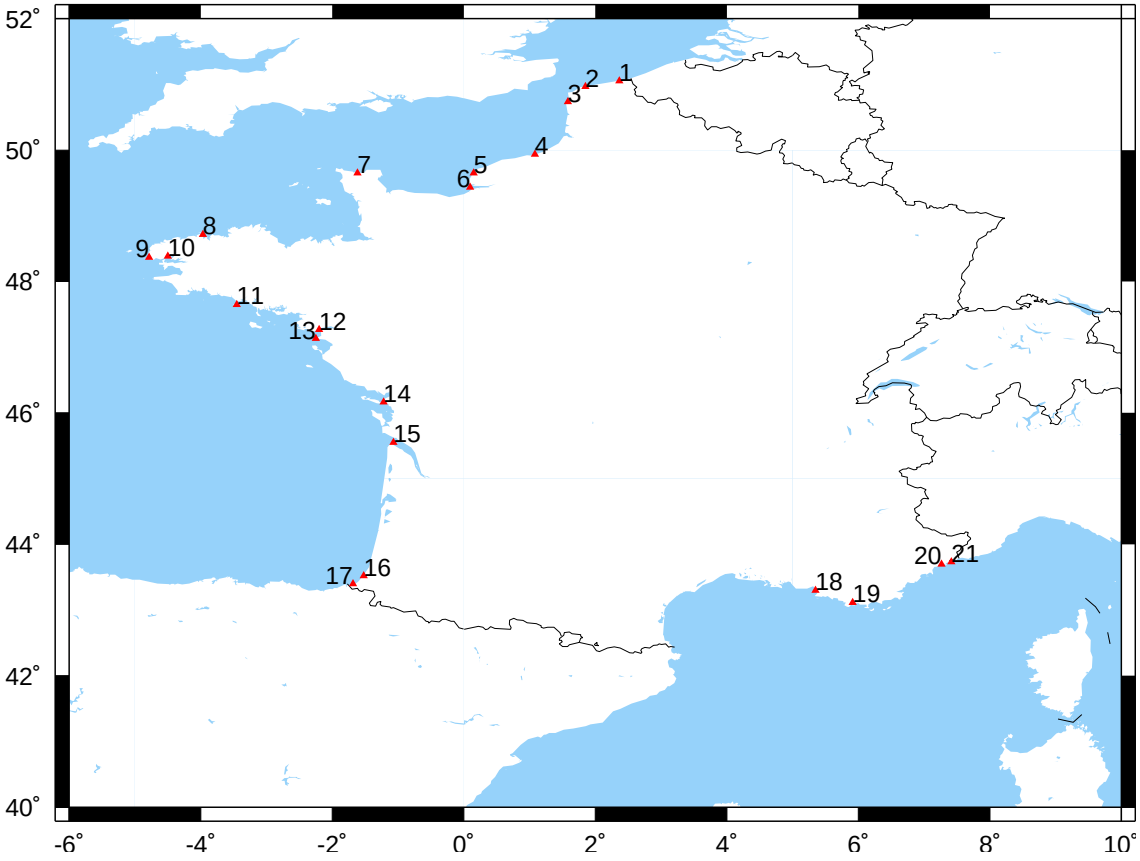
Figure 15 : Séries temporelles de moyennes annuelles du niveau de la mer en France métropolitaine, classées dans la catégorie RLR du PSMSL.



Les graphiques montrent une nette variabilité interannuelle de l'ordre de la dizaine de centimètres en amplitude. Elle explique la limite basse d'au moins 10 années d'enregistrement que l'on retrouve dans les travaux publiés sur l'estimation de la tendance du niveau des mers à partir des marégraphes. Gutenberg [1941], par exemple, ne considère dans son étude que les stations qui, à l'époque, avaient au moins 15 années de mesures. Plus récemment, Gornitz et al [1982] choisissent des marégraphes de plus de 20 ans d'enregistrement, alors que Barnett [1984] se limite uniquement à des stations qui présentent plus de 30 ans de données. Pirazzoli [1986] élève encore le critère de sélection à 50 ans, mais, après une analyse détaillée, il retient aussi quelques séries temporelles de plus de 30 ans dont les fluctuations de période voisine de 5 ans sont faibles par rapport à la longueur de la série.

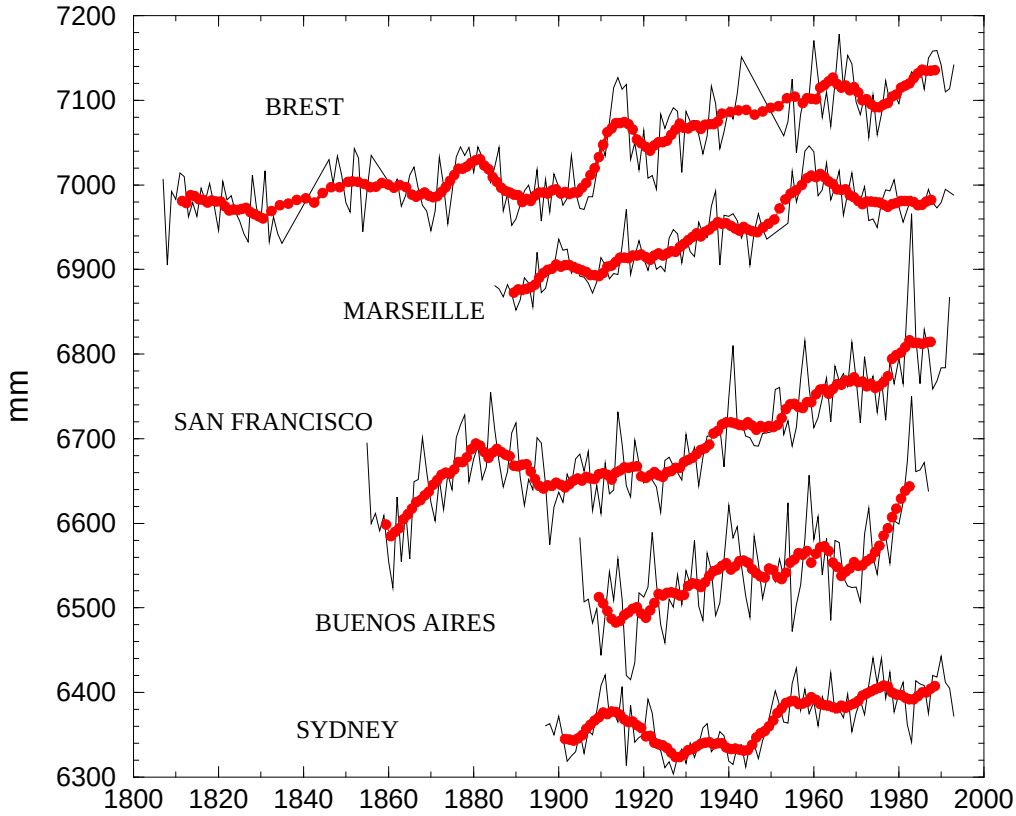
Trupin & Wahr [1990] fixent la limite basse à 40 ans, Peltier & Tushingham [1991] choisissent la valeur de 50 ans, mais c'est Douglas [1991] qui opte pour la plus forte contrainte avec une durée minimale de 60 ans d'enregistrement. Une valeur consensuelle semble se dégager autour de 40 à 50 années, cette durée représenterait une base climatique raisonnable pour estimer les variations eustatiques actuelles et filtrer les contributions cycliques et irrégulières du signal marégraphique.

Figure 16 : Situation géographique des marégraphes de France métropolitaine de la figure 15. Dunkerque: 1. Calais: 2. Boulogne: 3. Dieppe: 4. Antifer: 5. Le Havre: 6. Cherbourg: 7. Roscoff: 8. Le Conquet: 9. Brest: 10. Port Tudy: 11. Saint Nazaire: 12. Pointe Saint Gildas: 13. La Pallice: 14. Le Verdon: 15. Boucau: 16. Saint Jean de Luz: 17. Marseille: 18. Toulon: 19. Nice: 20. Monaco: 21.



En France, seules les stations de Brest et de Marseille présentent des séries temporelles de plus de 40 années d'enregistrement. L'analyse de leurs données permet de mieux appréhender la variabilité du signal marégraphique. La figure 17.a représente les résultats du filtrage des composantes cycliques de période inférieure à 10 ans par un calcul de moyennes mobiles symétriques simples d'ordre 10. Les courbes ainsi lissées mettent en évidence la présence de signaux interdécennaux dans les enregistrements de Brest et de Marseille. J'ai appliqué cette méthode de filtrage à trois autres stations ayant aussi un long historique de mesure: San Francisco (États-Unis), Buenos Aires (Argentine) et Sydney (Australie). Des résultats semblables sont obtenus alors que les marégraphes sont répartis à travers le globe. Barnett [1984] rapporte une oscillation d'environ 30 ans de période dans le sud-est asiatique, une région qui se trouve sous l'influence de la mousson de l'Inde et des alizés du nord-est. Toutefois, on note que les variations interdécennales n'ont pas souvent des caractères d'amplitude ou de période bien définis. De plus, elles ne semblent pas liées d'une région à l'autre.

Figure 17.a : Filtrage des composantes cycliques de période inférieure à 10 ans par calcul de moyennes mobiles symétriques simples d'ordre 10. Technique appliquée aux données des marégraphes de Brest, Marseille, San Francisco, Buenos Aires et Sydney.



En poursuivant cet exercice de réduction des signaux cycliques et irréguliers au moyen d'autres filtres d'ordre supérieur, nous obtenons un signal quasiment linéaire lorsque les périodes de moins de 50 ans sont atténuées (cf. figure 17.c). Toutefois, la figure 17.b suggère que, déjà au delà de 30 ans, les variations sont presque linéaires pour certaines stations et linéaires par intervalles pour d'autres.

Figure 17.b : Filtrage des composantes cycliques de période inférieure à 30 ans par calcul de moyennes mobiles symétriques simples d'ordre 30.

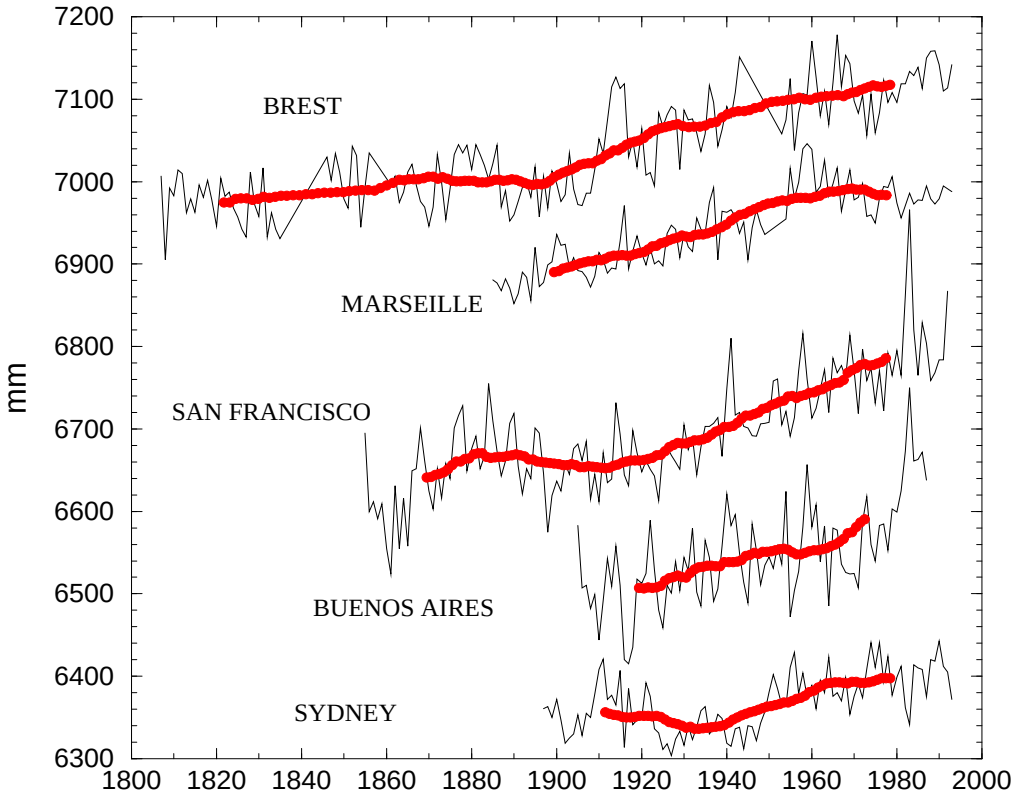
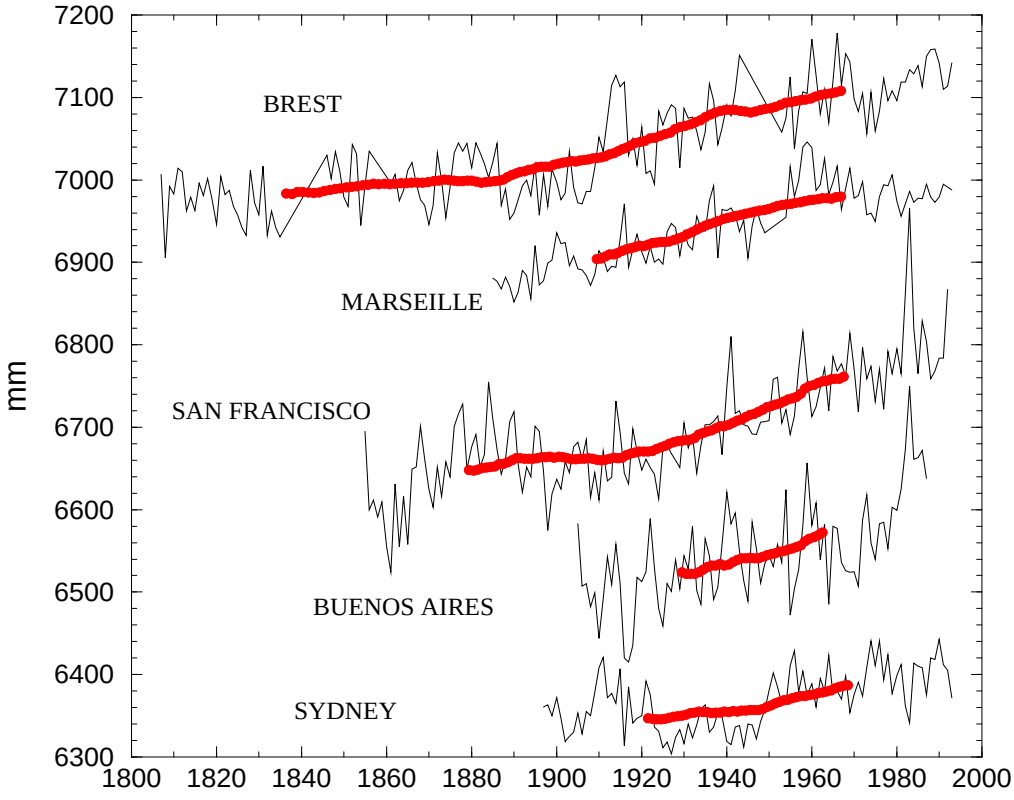


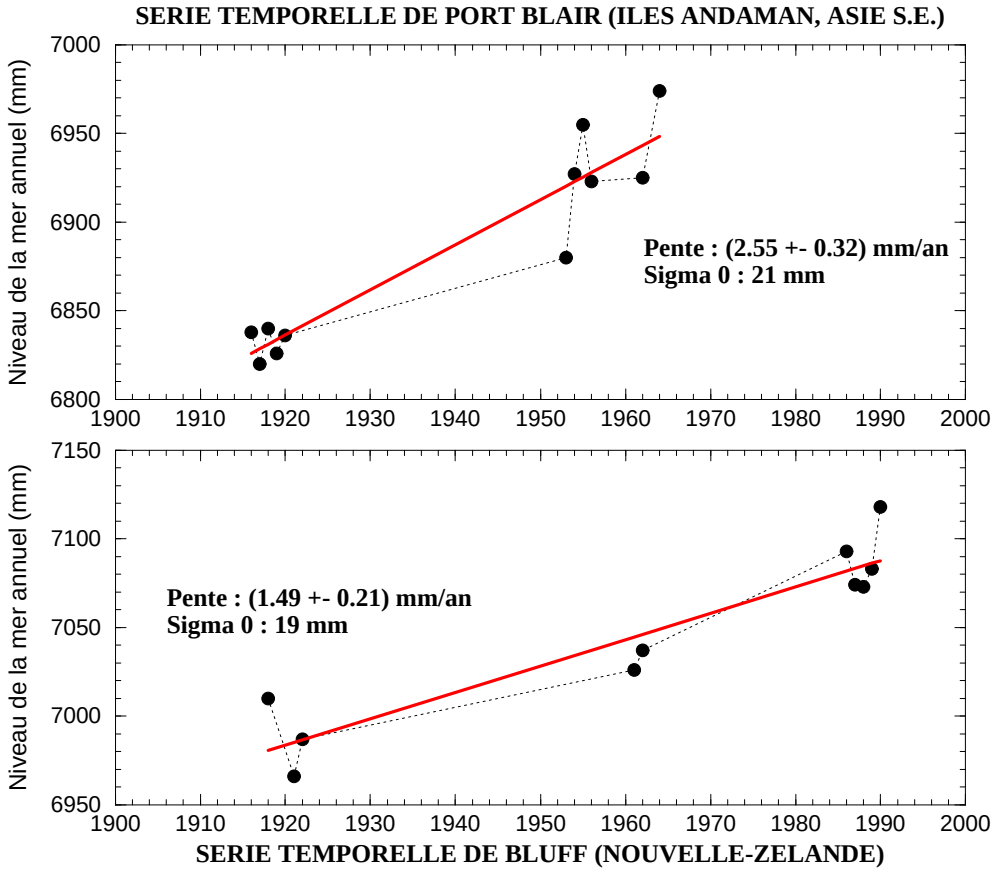
Figure 17.c : Filtrage des composantes cycliques de période inférieure à 50 ans par calcul de moyennes mobiles symétriques simples d'ordre 50.



Ces résultats appuient le besoin de considérer des séries temporelles d'au moins 30 ans de données pour filtrer les contributions interannuelles et interdécennales enregistrées dans le signal marégraphique et extraire la composante eustatique. En ce qui concerne les différents comportements linéaires apparents dans une même série chronologique, ils peuvent traduire des changements de régime ou encore la présence de plusieurs mécanismes physiques à caractère linéaire sur ces périodes de temps, avec par exemple l'apparition ou la disparition de certains par intervalles.

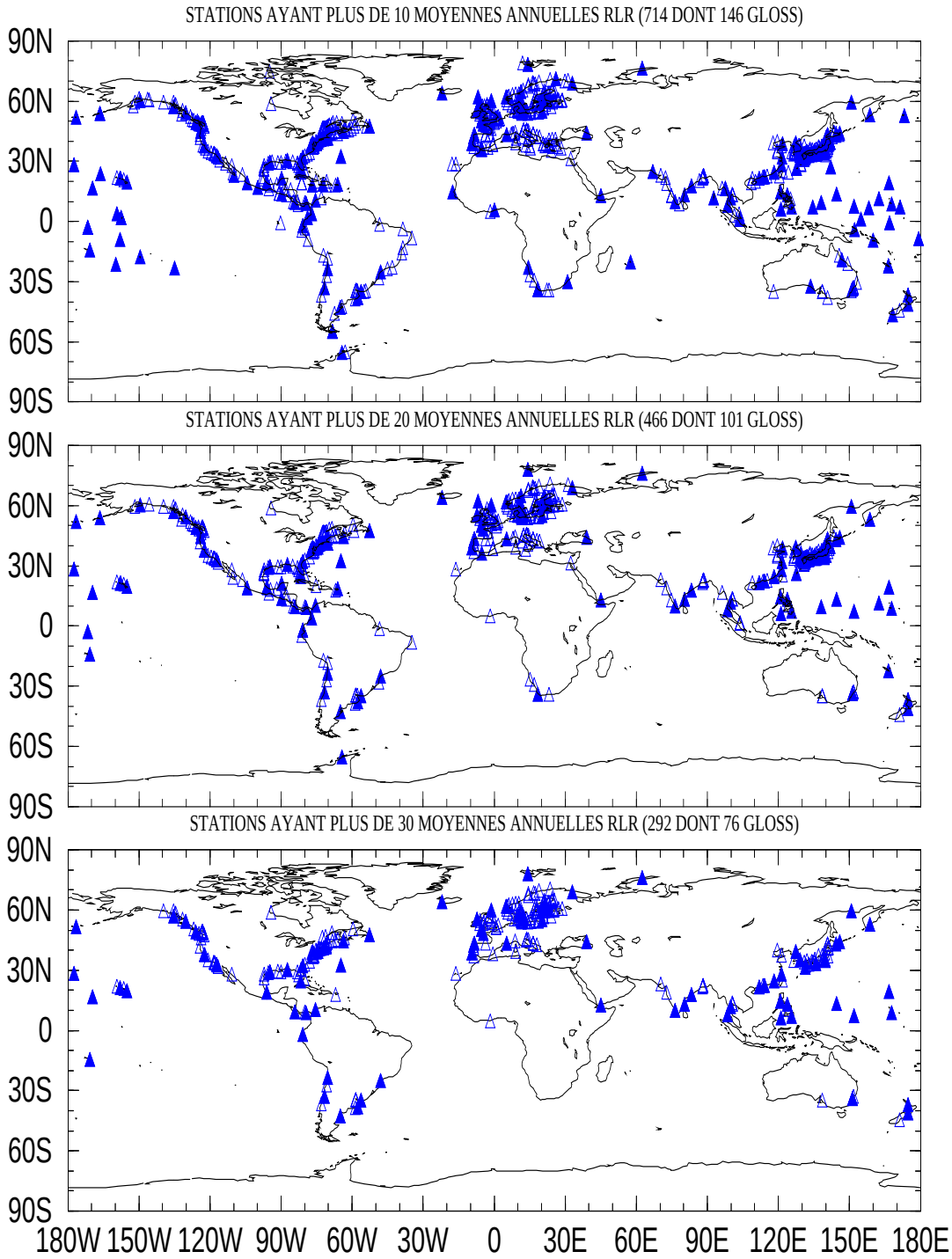
Le nombre de stations marégraphiques diminue évidemment à mesure que le critère du nombre minimal de données enregistrées s'élève. Ainsi, on dénombre 714 séries temporelles ayant plus de 10 années de niveaux moyens annuels de la mer dans la catégorie RLR, 292 lorsque le seuil passe à 30 ans, 146 pour 50 ans, et il n'en reste plus que 16 au delà de 100 ans. Je raisonne ici en termes de nombre de données annuelles plutôt qu'en termes de longueur couverte par la série temporelle. Ce faisant, j'écarte volontairement certaines stations recouvrant les durées spécifiées, environ 20% de stations pour des durées de 20 à 50 ans, mais je me préviens de situations comme celle qui est illustrée dans la figure 18, dont il est difficile d'évaluer le nombre de cas semblables sans regarder les données dans le détail. Par conséquent, la longueur ou la durée d'une série temporelle signifiera désormais dans ce texte qu'elle recouvre au moins la valeur spécifiée. Une solution plus élaborée serait de préciser que le nombre de moyennes annuelles représente, par exemple, 80% de la durée couverte par la première et la dernière année de mesure.

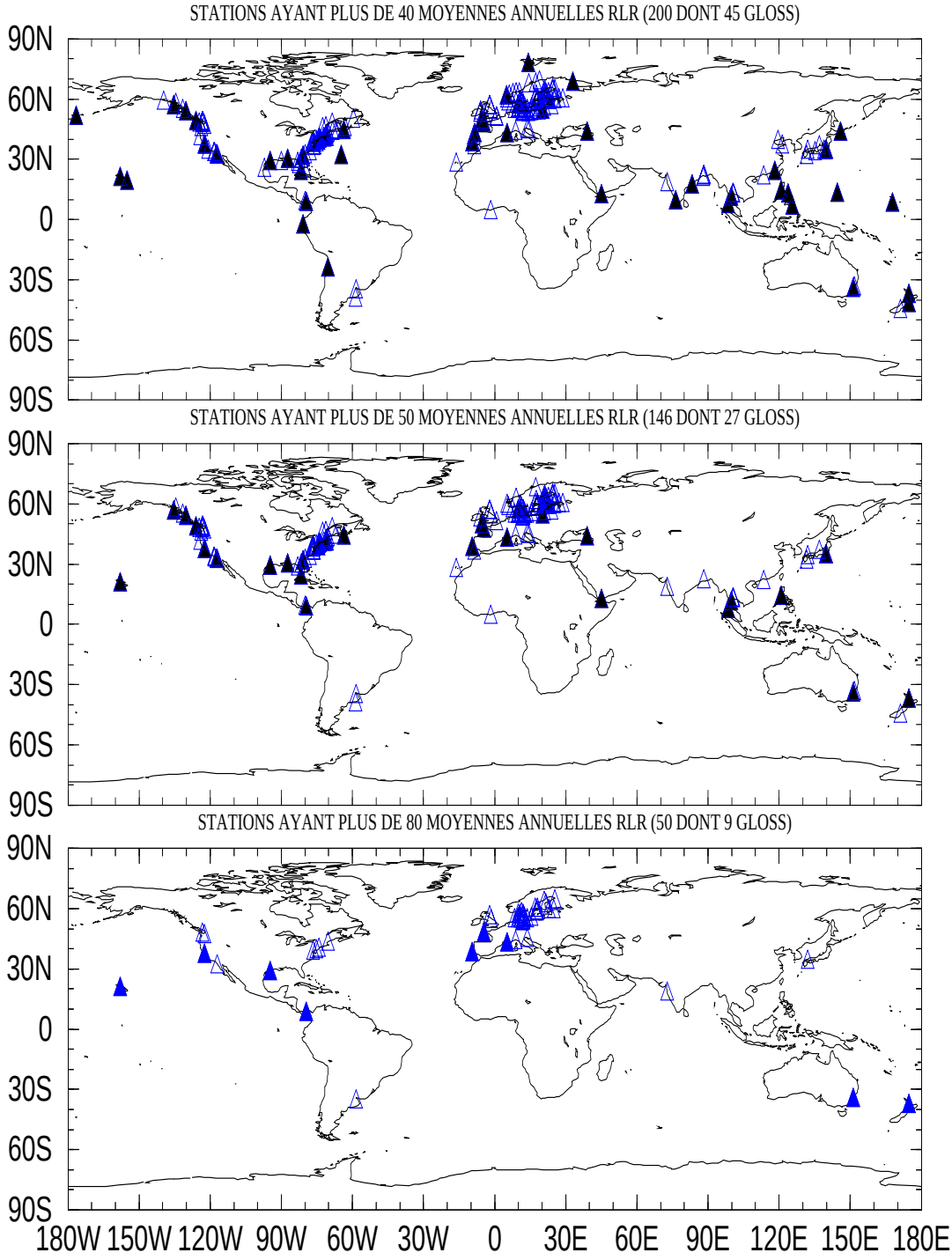
Figure 18 : Longueur d'une série temporelle et nombre de données annuelles présentes. Exemples des enregistrements de Port Blair, îles Andaman, et de Bluff, Nouvelle Zélande.



La diminution du nombre de stations avec la longueur des séries temporelles prises en compte soulève un problème important d'échantillonnage spatial. Les cartes de la figure 19 montrent que plus la durée des séries considérées est longue, plus la couverture géographique des stations devient inhomogène.

Figure 19 : Répartitions géographiques des marégraphes, pour différentes longueurs de leur série temporelle de moyennes annuelles du niveau de la mer. Les triangles pleins représentent les marégraphes du réseau GLOSS.





Le nombre d'enregistrements marégraphiques dans l'hémisphère Nord est beaucoup plus important que dans l'hémisphère Sud: le rapport est de 272 contre 20 si le choix se porte sur un seuil de 30 ans, et de 191 contre 9 s'il est de 40 ans. Dès lors, la question de représentativité se pose. Quelques stations mal réparties à la surface terrestre mais avec des enregistrements assez longs suffisent-elles à séparer de manière satisfaisante le signal eustatique du bruit de fond ?

La forte concentration de marégraphes dans l'hémisphère Nord est moins liée à des considérations géomorphologiques qu'au développement économique. En effet, les observatoires du niveau de la mer sont surtout localisés en Amérique du Nord, Europe et Japon. N'oublions pas que les marégraphes furent installés pour faciliter la navigation côtière. D'ailleurs, on les retrouve souvent à l'intérieur des ports, ou à proximité des grandes zones portuaires (cf. carte de la figure 16 pour la France).

Malheureusement, nous ne pouvons augmenter rapidement le nombre d'enregistrements marégraphiques de longue durée dans l'hémisphère Sud ou dans une autre partie du globe qui en aurait besoin. En acceptant des séries temporelles inférieures à 30 ans, on améliore l'échantillonnage spatial des côtes. Mais, cette meilleure couverture géographique se réalise vraisemblablement au détriment de la qualité des résultats. Les conclusions sont alors moins significatives et plus sujettes à caution, car elles peuvent refléter des variations de période décennale. En revanche, l'utilisation de séries chronologiques de très longue durée, par exemple de plus de 70 ans, risquent de conduire à une estimation biaisée et représentative seulement de l'océan Atlantique Nord, de la mer Baltique et de la mer du Nord. L'océan Indien et l'océan Atlantique Sud ne sont plus représentés que par un seul observatoire, respectivement Bombay et Buenos Aires, quant à l'océan Pacifique nous trouvons moins d'une dizaine de stations. Il est audacieux de penser que Bombay résume bien l'évolution séculaire de l'océan Indien, ou encore de l'ensemble des océans, et tout à fait légitime de redouter les effets d'un phénomène physique très localisé, ou encore d'erreurs dans une partie du processus de mesure employé.

Dans le choix des données marégraphiques, d'autres critères sont parfois pris en compte également, par exemple, la période d'observation, le bruit des données, ou encore la situation géographique de l'instrument. Certains auteurs limitent leur étude à des périodes d'observation plus ou moins arbitraires, par exemple, Peltier & Tushingham [1991] considèrent la période 1920-1970. Cette attitude est justifiée lorsque la méthode de calcul demande des séries temporelles complètes ou avec très peu de lacunes, permettant une interpolation satisfaisante des données manquantes. Elle est aussi légitime lorsque l'on cherche à mettre en évidence une accélération du niveau des mers qui serait liée à un réchauffement climatique, comme c'est le cas dans une étude de Emery & Aubrey [1991]. Par contre, elle l'est moins lorsque ces mêmes auteurs estiment que les données anciennes, d'avant 1930, sont peu fiables et ne devraient pas être utilisées pour évaluer l'évolution à long terme du niveau de la mer. Cette conclusion est en contradiction avec l'expérience du SHOM à ce sujet. Lors de son exposé du 24 mars 1995 devant le groupe du CNFGG "Géodésie et Niveau des Mers", B. Simon constatait la détérioration progressive de la qualité des données marégraphiques en France. Cette dégradation est attribuée au manque de motivation des opérateurs et au vieillissement des appareils. Elle n'est plus observée depuis un peu plus d'une dizaine d'années grâce aux efforts réalisés dans l'acquisition automatique de données et dans les techniques de mesure.

En ce qui concerne les autres critères de choix, quelques auteurs ne prennent en compte que les séries temporelles dont le bruit des données, estimé à partir du calcul, est inférieur à une valeur arbitraire. D'autres ne considèrent pas les enregistrements qui seraient manifestement affectés par des mouvements verticaux du support sur lequel se trouve le marégraphe. Ces critères demandent une analyse circonstanciée pour chaque station, la conclusion motivant son rejet ou pas. Nous aurons l'occasion de revenir à ces critères par la suite dans les deux sections suivantes.

Au cours de cette étude, je fais clairement apparaître les données du réseau de marégraphes GLOSS. Mon intérêt est de savoir dans quelle mesure les résultats fournis par ces marégraphes s'écartent de l'ensemble, sachant que le groupe d'experts de la Commission Océanographique Intergouvernementale les a choisis en vue de permettre l'étude des

variations à longue période du niveau de la mer, interannuelles à séculaires, et que les organismes responsables de leur entretien devraient garantir les critères de performance demandés [IOC, 1990].

II.2.2. Analyse des données

II.2.2.1. Méthode de calcul

La question du choix des données étant résolue a priori, se pose ensuite la question de leur traitement. Deux techniques statistiques ont souvent été appliquées par les différents auteurs dans l'objet d'estimer des tendances séculaires du niveau de la mer. Il s'agit d'une part, de l'ajustement d'une droite, voire d'un polynôme, par la méthode des moindres carrés, et d'autre part, l'analyse statistique en composantes principales, connue dans la littérature anglophone sous le nom de Empirical Orthogonal Function analysis (EOF) ou eigenanalysis.

Chaque technique de calcul présente des avantages et des inconvénients. La technique EOF requiert des enregistrements continus, sans interruption, sur une période bien déterminée. Cette période doit être commune à l'ensemble des séries temporelles, ce qui représente une contrainte importante. En revanche, l'ajustement d'une droite par la méthode des moindres carrés, ou régression linéaire, s'applique à tous les enregistrements, même en présence de lacunes. L'avantage de l'analyse en composantes principales réside dans la décomposition des jeux de données en modes temporels et spatiaux orthogonaux, qui peuvent fournir une information intéressante sur la structure spatio-temporelle des signaux contenus dans les jeux de données.

Quelques études comparatives sur les deux techniques d'analyse mentionnées ci-dessus ont été effectuées, notamment par Emery & Aubrey [1991], ou encore par Peltier & Tushingham [1991]. Leurs conclusions sont concordantes: les résultats obtenus par les deux méthodes d'analyse sont très proches. Emery & Aubrey [1991] constatent que les tendances estimées par régression linéaire sont en moyenne 16,5 % plus fortes que celles qui sont déterminées par EOF, mais les auteurs s'interrogent sur la signification réelle de cette différence qu'ils attribuent plutôt à une approximation de l'analyse en composantes principales.

J'ai donc opté pour la régression linéaire par moindres carrés, plus simple à mettre en oeuvre. D'ailleurs, l'idée d'étendre le modèle fonctionnel d'une droite à un polynôme du second degré est tentante. D'autant que les variations eustatiques attendues seraient liées aux émissions anthropiques en gaz à effet de serre dans l'atmosphère qui n'ont cessées d'augmenter depuis la révolution industrielle. Toutefois, plusieurs études ont été menées en vain pour mettre en évidence une accélération de la tendance séculaire du niveau des mers sur les quelques cent cinquante dernières années.

Barnett [1984] estime qu'il n'est pas réaliste de considérer une fonction d'ordre supérieur qui prendrait en compte une accélération. Le signal résiduel qu'il obtient après l'ajustement d'une tendance linéaire correspond à un bruit blanc, moyenne nulle et écart-type de 12 mm. Si l'on peut toutefois reprocher à cet auteur que l'intervalle de temps de ses données est relativement court, 1930-1980, ce n'est plus le cas des études de Woodworth [1990], de Emery & Aubrey [1991] ou de Douglas [1992], qui portent sur des données anciennes remontant au milieu du XIX^{e} siècle. Or, tous concluent au manque d'évidence d'une accélération apparente du niveau des mers, qui serait statistiquement significative. En outre, Emery & Aubrey [1991] constatent un phénomène curieux, d'une part, l'accélération de l'élévation du niveau de la mer dans les sites où l'on avait déjà observé sa montée, et d'autre part, l'accélération de la baisse du niveau de la mer dans les sites où une tendance de baisse était affichée. Ne trouvant pas d'explication physique, les auteurs suggèrent d'en chercher une dans la méthode de calcul. Le

paramètre ajouté pour prendre en compte une accélération permettrait de capturer davantage de variance, mais il apporterait une vision fictive et erronée des données.

Malgré les résultats annoncés ci-dessus, le lecteur avisé se gardera de conclure hâtivement, car la réponse du niveau des mers à l'augmentation exponentielle des gaz à effet de serre au cours de ce siècle pourrait bien présenter un retard. En particulier, nous avons vu au premier chapitre que les processus océaniques avaient des temps de réponse plus long que les processus atmosphériques. Pourtant, la tendance du niveau des mers estimée à partir des marégraphes semble bien plus forte que la tendance obtenue de l'analyse des données géologiques et archéologiques sur les deux derniers millénaires [P. Pirazzoli, 1976]. Ce constat suppose une accélération, mais la datation de celle-ci est encore incertaine. A la vue des résultats de Emery & Aubrey [1991] ou de Douglas [1992], elle aurait démarré avant 1850. Enfin, n'oublions pas que les données marégraphiques se font rares à mesure que l'on remonte dans le temps. Ce faisant, l'échantillon reste-t-il représentatif ?

Le modèle fonctionnel adopté est donc le suivant:

$$\mathbf{y}_i = \mathbf{a} \times \mathbf{t}_i + \mathbf{b} + \mathbf{u}_i \qquad \textbf{(E.II.3)}$$

$\{t_i,y_i\}$ sont les observations, années et niveaux moyens annuels
$\{a,b\}$ sont les paramètres du modèle, a est la tendance
υ_i est l'erreur ou le résidu du modèle théorique.

Il est en accord avec la recherche d'un signal a priori global, uniforme sur l'ensemble des océans, et linéaire sur la période d'observation des marégraphes. Nous appellerons bruit toute autre composante dans l'enregistrement marégraphique qui n'est pas ce signal linéaire, en particulier toute composante saisonnière, cyclique ou irrégulière.

L'analyse descriptive traditionnelle décompose une série temporelle en quatre composantes: linéaire, cyclique, saisonnière et irrégulière. Son objectif étant d'isoler l'une ou l'autre. Les composantes cycliques sont caractérisées par un comportement périodique, qui n'apparaît pas clairement si les données ne couvrent pas au moins deux fois leur période. Les composantes saisonnières peuvent également être qualifiées de cycliques, car elles sont supposées périodiques. Toutefois, elles se distinguent par une période manifestement liée aux influences de l'environnement, qui se retrouvent d'une année à l'autre dans l'enregistrement. La catégorie cyclique englobe alors tous les autres phénomènes périodiques. Quant à la composante irrégulière, elle regroupe ce qui ne peut être classé ailleurs.

Le bruit résulte d'erreurs d'observation ou d'erreurs de modélisation. La théorie statistique de la régression linéaire par moindres carrés s'appuie sur l'hypothèse que ces erreurs sont de nature aléatoire. Dans ce cadre, on développe des estimateurs sans biais des paramètres du modèle, de la précision de leur estimation, mais aussi de la qualité du propre calcul. Cette technique statistique est souvent employée même si l'hypothèse n'est pas vérifiée. Elle permettrait d'extraire la tendance linéaire du signal marégraphique avec assez de précision lorsque l'enregistrement est long.

Les paramètres de l'équation de régression $\{a,b\}$ sont déterminés suivant le critère des moindres carrés. Je ne m'étendrai pas sur la description détaillée de la méthode, mais je rappelle qu'elle consiste à minimiser la somme des carrés des résidus. La solution est unique et rend maximale la densité de probabilité des observations:

$$a = \frac{\sum_{i}^{n} (t_i - \bar{t}) \cdot (y_i - \bar{y})}{\sum_{i}^{n} (t_i - \bar{t})^2} \qquad b = \bar{y} - a \times \bar{t} \qquad \textbf{(E.II.4)}$$

$\bar{t}, \bar{y}$: moyennes arithmétiques de t et de y
n : nombre d'observations

Les indicateurs de qualité que nous pouvons calculer sont:

• le facteur de variance de poids unitaire:

$$\sigma_0^2 = \frac{\sum_{i}^{n} p_i \times u_i^2}{n - k} \qquad \textbf{(E.II.5)}$$

u_i : résidus calculés; p_i : pondération, ici p_i=1
k : nombre de paramètres du calcul, ici k=2.

La racine carrée du facteur de variance de poids unitaire (σ_0) informe de la qualité du calcul par moindres carrés. Il donne une idée du niveau de bruit présent dans la série temporelle. De ce fait, il nous instruit de la présence de systématismes, dus à des erreurs de modèle ou à des erreurs dans le procédé de mesure.

• le coefficient de corrélation linéaire (R). Cette quantité mesure l'intensité de la liaison linéaire entre les deux variables {t,y}. Son calcul peut s'effectuer de la manière suivante:

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} u_i^2}{\sum_{i=1}^{n} (y_i - \bar{y})^2} \qquad \textbf{(E.II.6)}$$

Lorsque R=0, la valeur de t ne joue aucun rôle pour prévoir y. En revanche, on vérifie aisément que si la relation linéaire est exacte, alors |R|=1. La prévision est parfaite, et les écarts u_i sont nuls. Remarque: $-1 \le R \le +1$

• l'écart-type (σ) d'une variable aléatoire (y). Il chiffre la dispersion des valeurs de cette variable autour de sa moyenne arithmétique (m). D'après la propriété de Bienayme-Tchebychev, la probabilité pour une loi quelconque d'avoir une valeur de la variable comprise entre $(m-2\sigma)$ et $(m+2\sigma)$ est d'au moins 75% [Bougeard, 1990].

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i}^{n} (y_i - m)^2}{n - 1}} \qquad \textbf{(E.II.7)}$$

Dans le cas de la régression linéaire, les écart-types associés aux paramètres du calcul {a,b}, considérés aussi comme des variables aléatoires, s'obtiennent en prenant la racine carrée des termes diagonaux de leur matrice de variance, calculée à partir de l'inverse de la matrice

normale du système et du facteur de variance de poids unitaire. En l'occurrence, l'écart-type de notre paramètre vitesse {a} s'écrit:

$$\sigma_a = \frac{\sigma_0}{\sqrt{\sum_i^n t_i^2 - \bar{t} \times \sum_i^n t_i}} \qquad \textbf{(E.II.8)}$$

• le coefficient de variation. Il s'agit du rapport de l'écart-type à la valeur absolue de la moyenne, il donne une idée de l'homogénéité de la distribution de la variable en question.

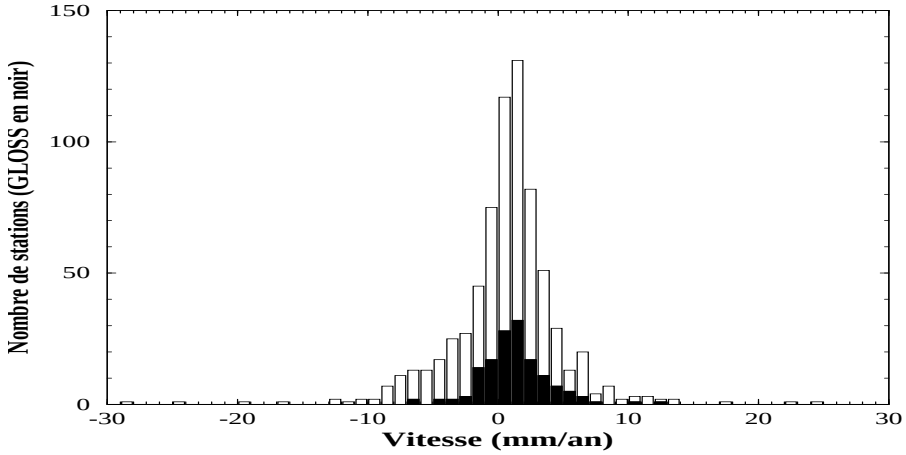
$$C_v = \sigma / |m| \qquad \textbf{(E.II.9)}$$

II.2.2.2. Résultats

Nous avons appliqué la technique de régression linéaire aux séries temporelles des marégraphes qui présentent au moins dix années de données RLR. Les résultats sont exposés dans le listage de l'annexe B. Chaque ligne correspond à une série temporelle. Elle est repérée par un numéro séquentiel, de 1 à 714, suivi du nom de la station; de ses codes identifiants PSMSL et GLOSS; du nombre de moyennes annuelles RLR; de la période de temps associée, première et dernière moyenne annuelle; et des paramètres estimés qui nous intéressent: la tendance en mm/an; son écart-type en mm/an; la racine carrée du facteur de variance unitaire en mm; le coefficient de corrélation linéaire et le coefficient de variation, qui sont sans dimension.

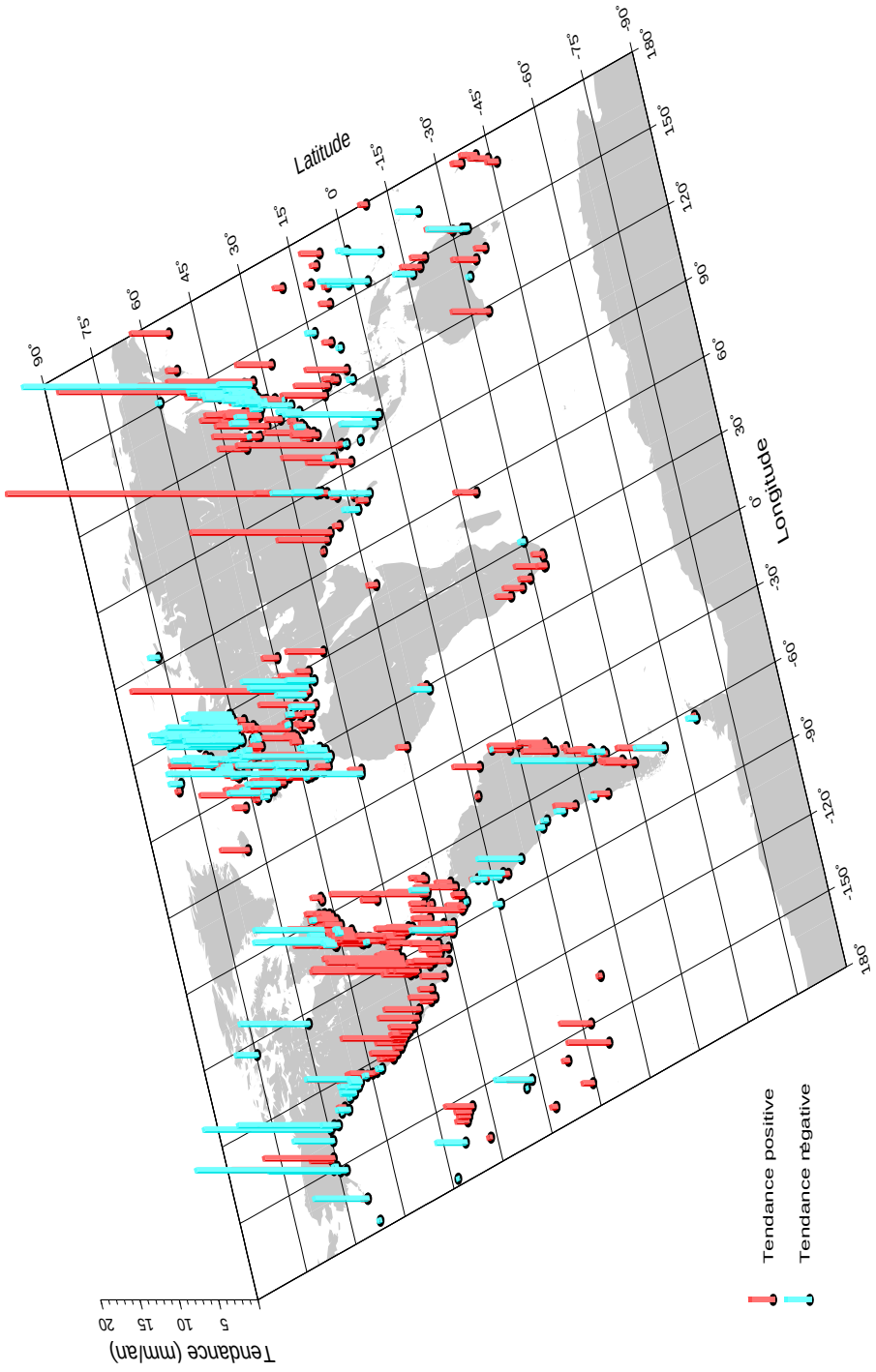
L'histogramme de la figure 20 montre la distribution des tendances (vitesses) estimées. Le mode principal de variation linéaire du niveau moyen de la mer est une élévation d'environ 1-2 mm/an. Cependant, le nombre de valeurs positives et le nombre de valeurs négatives sont respectivement de 65% et de 45%. On constate que 64% des tendances se situent dans l'intervalle [-1,+4[mm/an, et que 96% sont dans l'intervalle [-8,+11[mm/an.

Figure 20 : Histogramme des vitesses estimées par calcul de régression linéaire appliqué à chacune des 714 séries temporelles du PSMSL de plus de dix données annuelles (146 séries sont GLOSS).



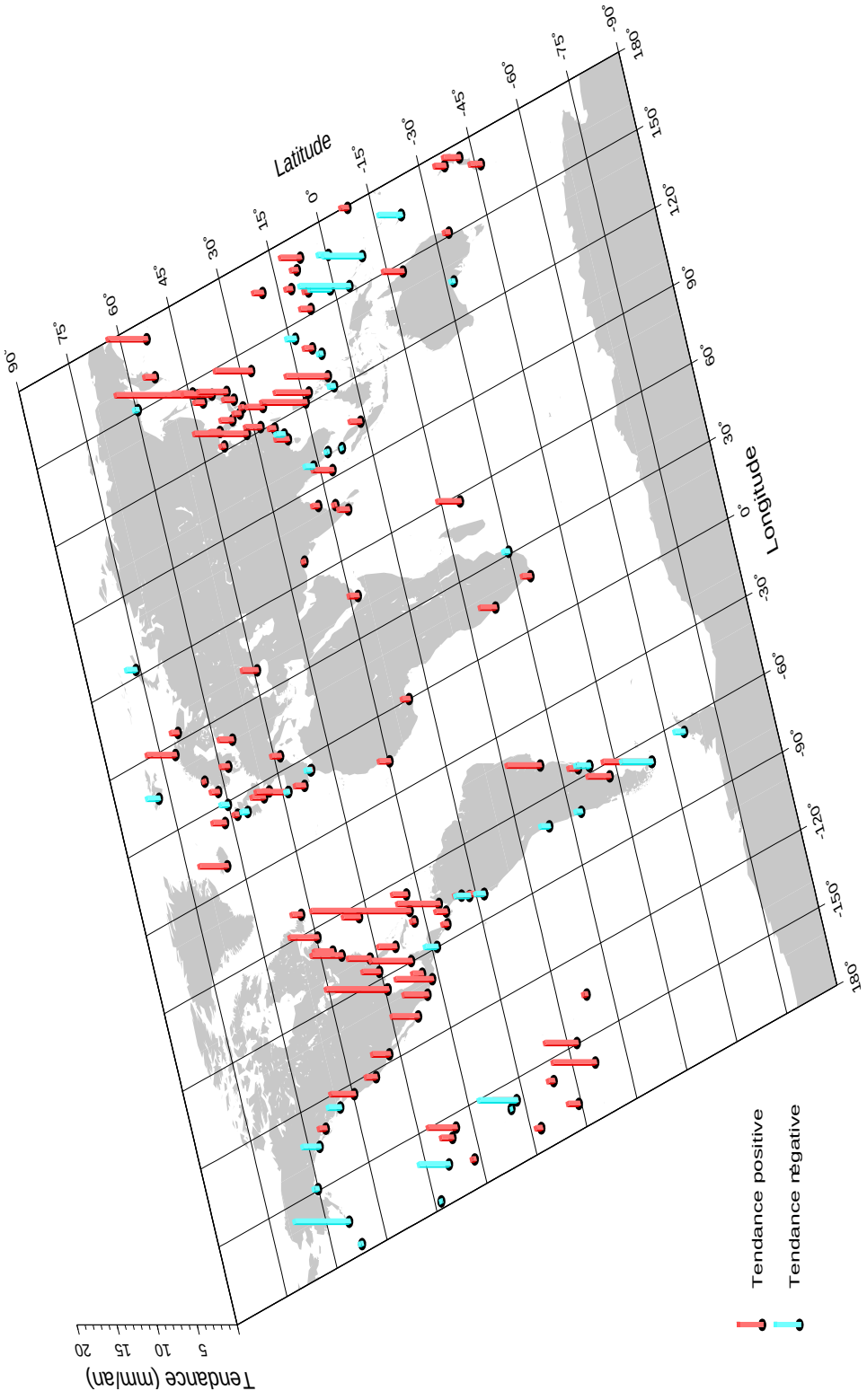
La carte de la figure 21 illustre la répartition géographique des 714 tendances du niveau de la mer que nous avons estimées. La longueur du symbole est proportionnelle à la valeur estimée, la couleur rouge indique une élévation du niveau moyen de la mer et la couleur bleu une baisse.

Figure 21 : Répartition géographique des tendances du niveau de la mer que nous avons estimées par régression linéaire sur les 714 séries temporelles marégraphiques de plus de dix données moyennes annuelles. La longueur du symbole est proportionnelle à la valeur estimée, la couleur rouge indique une élévation du niveau moyen de la mer et la couleur bleu une baisse.



Le nombre de stations dans l'hémisphère Nord (89%) est clairement supérieur à celui de l'hémisphère Sud (11%). Cette remarque reste valable pour le sous-ensemble GLOSS (cf. figure 22), seulement le quart des marégraphes GLOSS se trouvent dans l'hémisphère Sud.

Figure 22 : Idem que la figure 21, mais seules les données des marégraphes GLOSS sont représentées, soit 146 tendances du niveau de la mer.



Les tendances se répartissent sur une fourchette assez large de -29 mm/an à +39 mm/an. La distribution géographique des valeurs semble à première vue disparate, aussi bien à l'échelle mondiale que régionale, voire locale. La baisse et l'élévation du niveau de la mer se manifestent indifféremment dans les deux hémisphères. Les agrandissements des figures 21.a, 21.b et 21.c révèlent des tendances opposées en des sites pouvant se trouver relativement proches. C'est le cas des stations de KIDDERPORE (n° 253) et de TRIBENI (n° 254) dans le Golfe du Bengale, pour lesquelles nous obtenons respectivement -6 mm/an et +39 mm/an, alors qu'elles ne sont séparées que d'une cinquantaine de kilomètres.

Figure 21.a : Aggrandissement de la figure 21 pour l'Amérique du Nord.

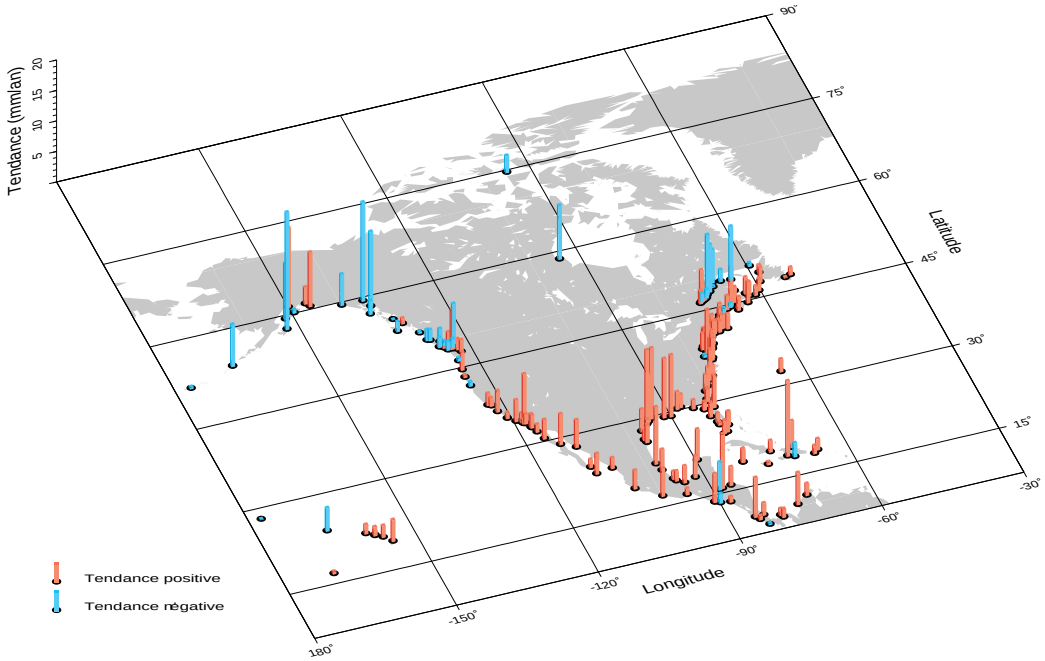


Figure 21.b : Aggrandissement de la figure 21 pour l'Europe.

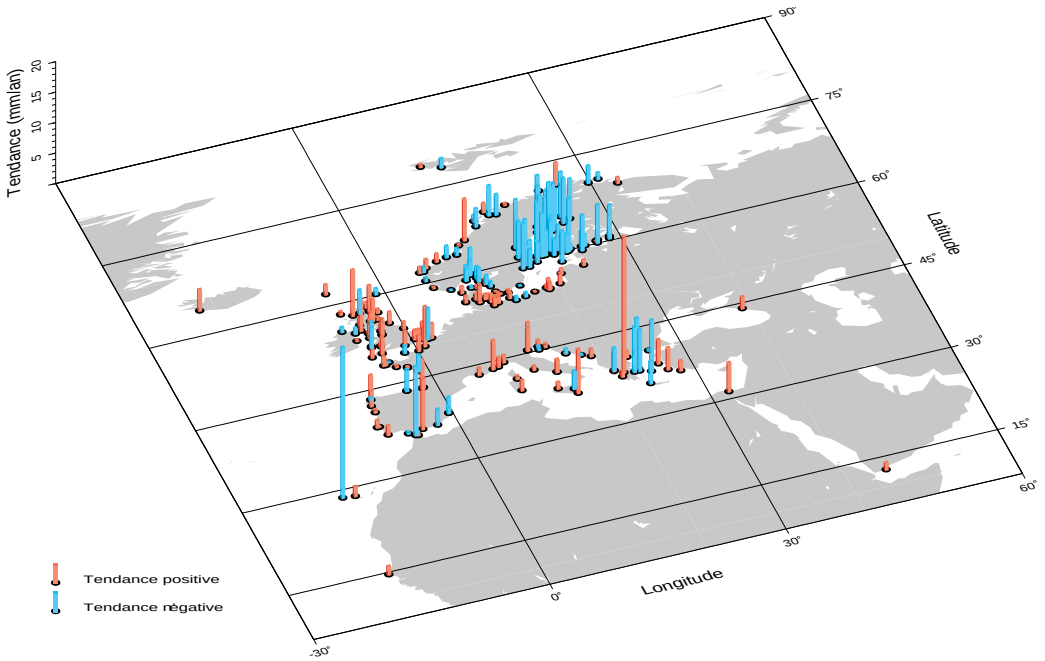
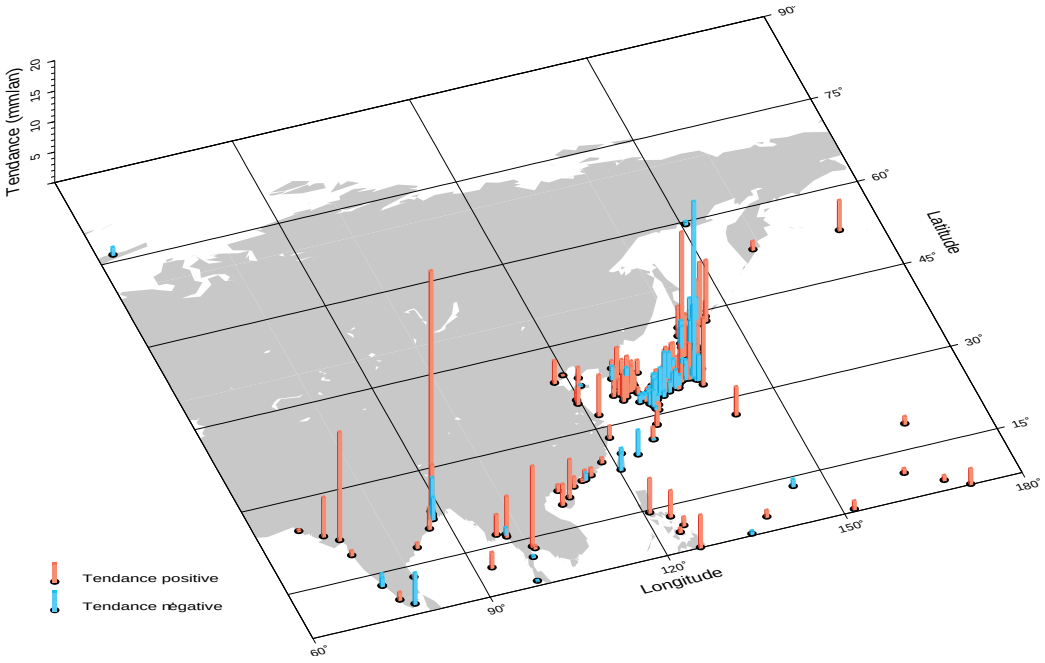


Figure 21.c : Aggrandissement de la figure 21 pour l'Asie.



Le graphique de la figure 23 représente la valeur estimée de la tendance du niveau de la mer en fonction du numéro séquentiel de la station, tel qu'il est donné dans l'annexe B. Les valeurs numériques se répartissent effectivement autour d'une moyenne située entre 0 mm/an et 2 mm/an, avec une large dispersion. Toutefois, outre quelques estimations surprenantes, la plupart sont assez précises comme le témoigne l'histogramme de la figure 24. Ce dernier révèle que 62% des tendances sont déterminées avec un écart-type inférieur à 1 mm/an.

Figure 23 : Tendances du niveau de la mer et écart-types, estimés par ajustement linéaire appliqué aux 714 séries temporelles du PSMSL de plus de dix moyennes annuelles marégraphiques.

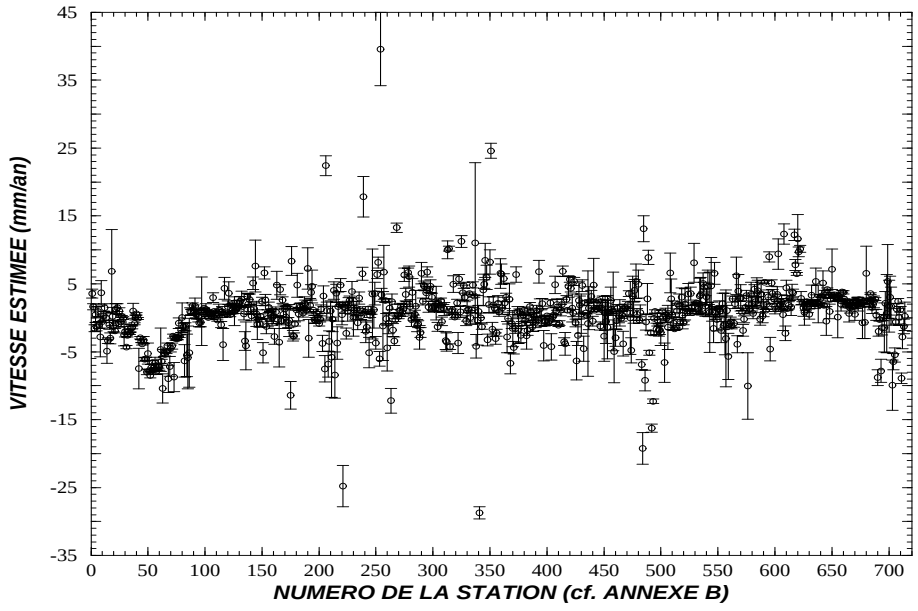
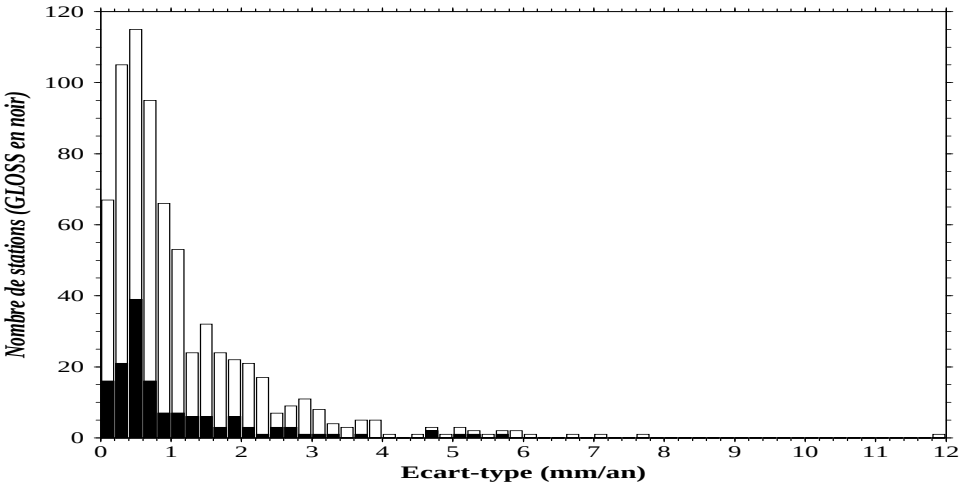
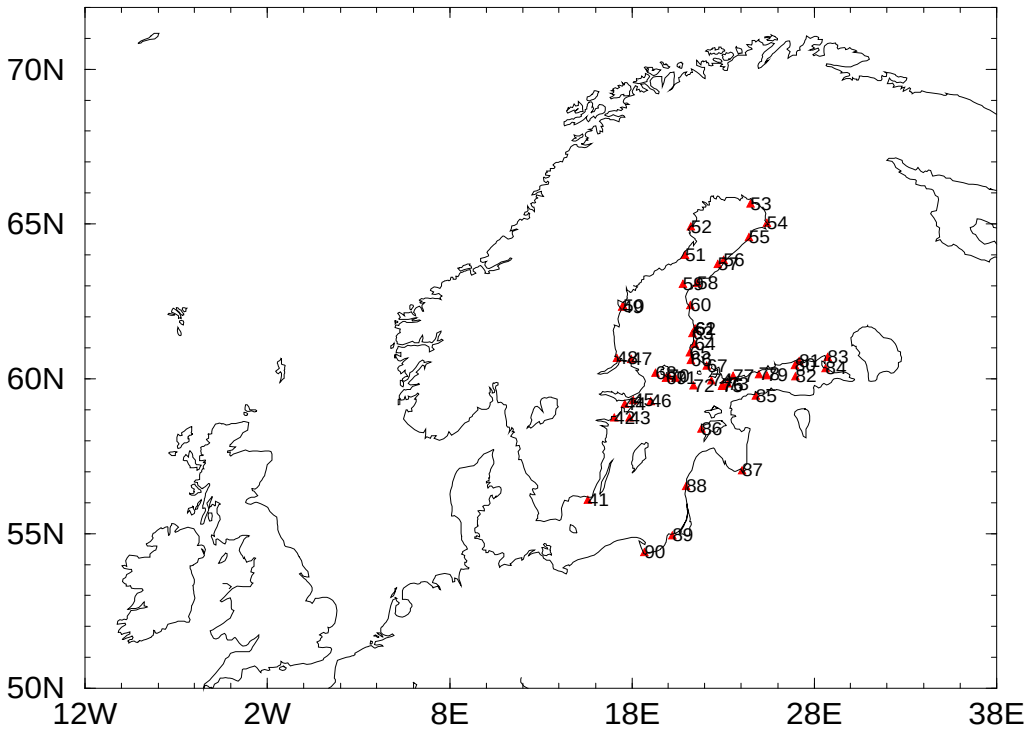


Figure 24 : Histogramme des écart-types des paramètres de tendance, estimés par régressions linéaires sur les 714 séries temporelles du PSMSL de plus de dix données annuelles marégraphiques (146 sont GLOSS).



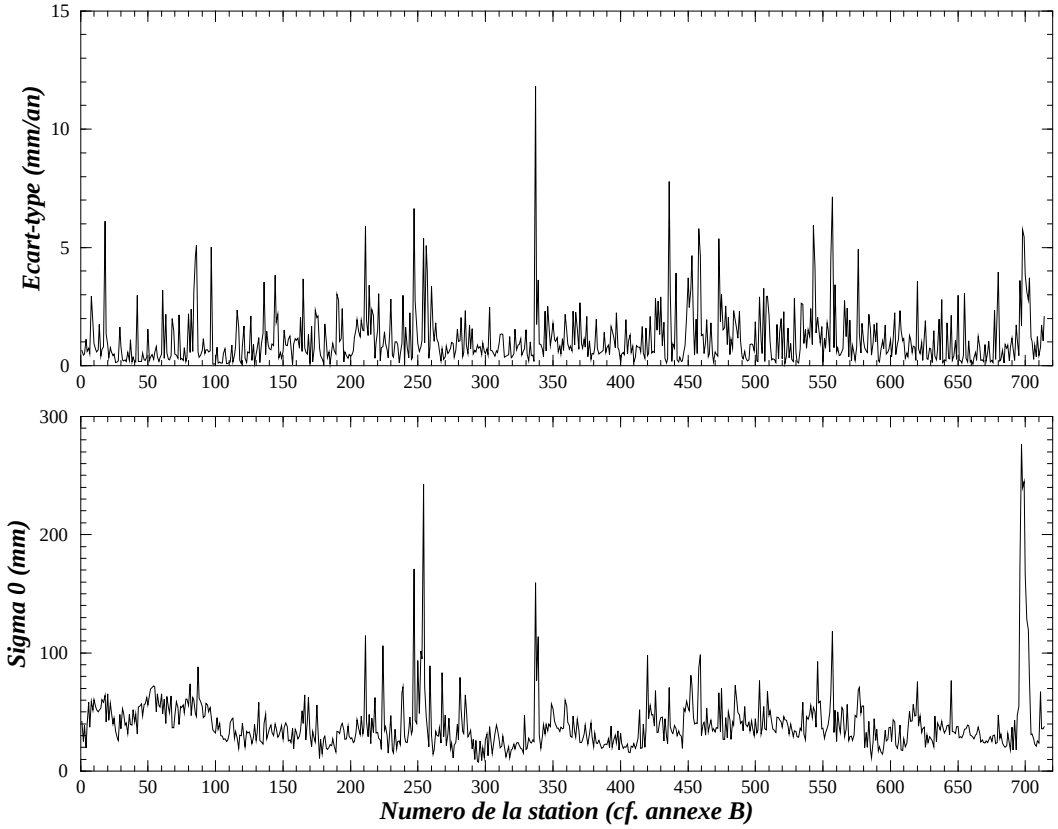
En examinant attentivement l'allure de la figure 23, on remarque un signal qui ne correspond pas vraiment à un bruit blanc. Les points présentent parfois une certaine continuité, qui n'est pas liée au hasard car le PSMSL à ordonner son fichier de moyennes annuelles RLR par station le long d'une côte. La figure 25 découvre la localisation des stations numérotées de 41 à 90, qui, sur la figure 23, forment un pic singulier. Malgré une première impression, exacerbée par l'exemple de KIDDERPORE et de TRIBENI, une corrélation géographique semble exister parfois entre les résultats. Dès lors, les passages d'une côte à l'autre, ou vers les îles, peuvent expliquer certains écarts dans l'allure de la figure 23.

Figure 25 : Situation géographique des marégraphes numérotés de 41 à 90 dans l'annexe B.



Si l'on regarde l'écart-type du paramètre de tendance en fonction du numéro séquentiel de la station (cf. figure 26), aucun lien visible n'apparaît entre la précision de l'estimation indiquée par l'écart-type et la proximité géographique. En revanche, la racine carrée du facteur de variance unitaire, qui est un indicateur du niveau de bruit dans la série chronologique, semble attester des modulations régionales. Les erreurs instrumentales pouvant difficilement justifier ce comportement, l'explication se trouverait plutôt dans des phénomènes à caractère régional qui ne sont pas modélisés.

Figure 26 : Précision du paramètre de tendance et bruit dans l'enregistrement marégraphique, estimés respectivement par l'écart-type et par le facteur de variance que nous avons déterminés lors de la régression linéaire sur chacune des 714 séries temporelles ayant plus de dix moyennes annuelles.



La figure 27 permet d'étudier la relation entre la vitesse estimée et le nombre de moyennes annuelles présentes dans une série chronologique. Le graphique suscite au moins deux observations:

• les tendances apparaissent d'autant moins dispersées par rapport à une moyenne de 0-2 mm/an que la série temporelle est longue;

• elles semblent aussi d'autant mieux estimées que la série temporelle est longue, si l'on se fie aux barres d'erreur à plus ou moins un sigma (écart-type).

Toutefois, la première observation paraît contestée par un nuage de valeurs négatives qui ressort de la figure 27 au delà de 40 années. En remplaçant le symbole par le numéro du marégraphe auquel correspond la tendance, on s'aperçoit qu'il s'agit des stations de la figure 25, situées autour de la mer Baltique. Quant à la deuxième observation, la figure 28 montre en particulier que les séries chronologiques ayant plus de 30 moyennes annuelles ont un écart-type inférieur à 1 mm/an.

Figure 27 : Vitesses ou tendances du niveau de la mer, estimées par régression linéaire, en fonction du nombre de moyennes annuelles présentes dans les séries temporelles marégraphiques.

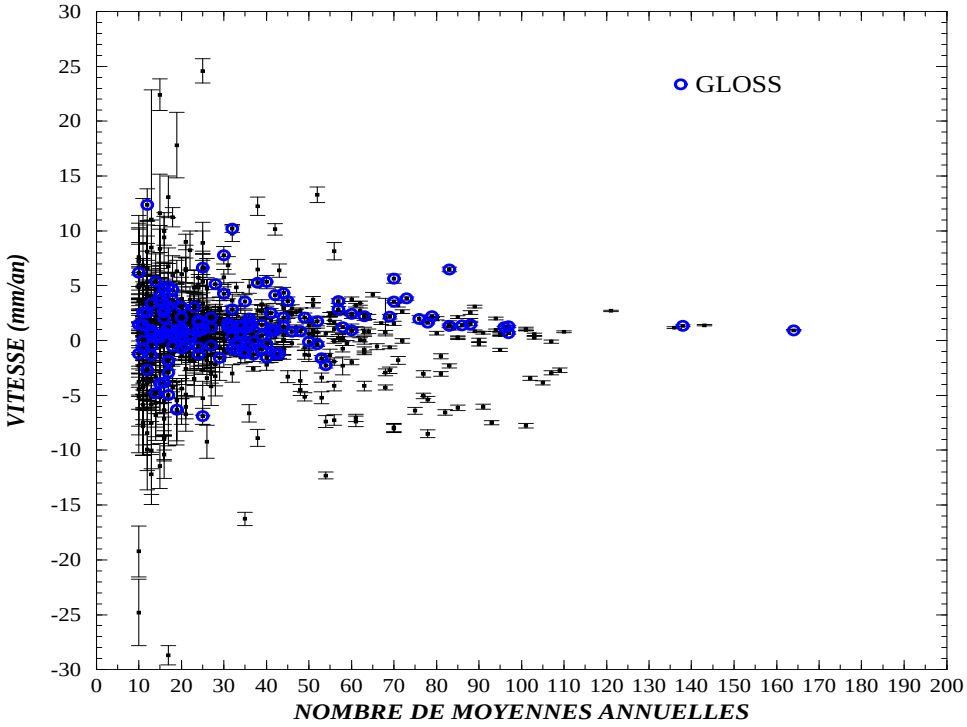
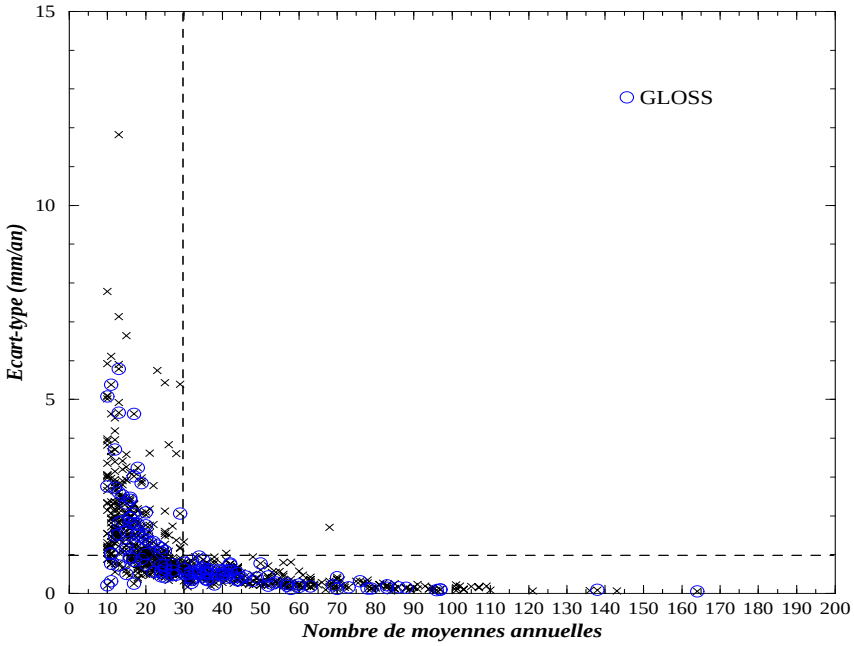


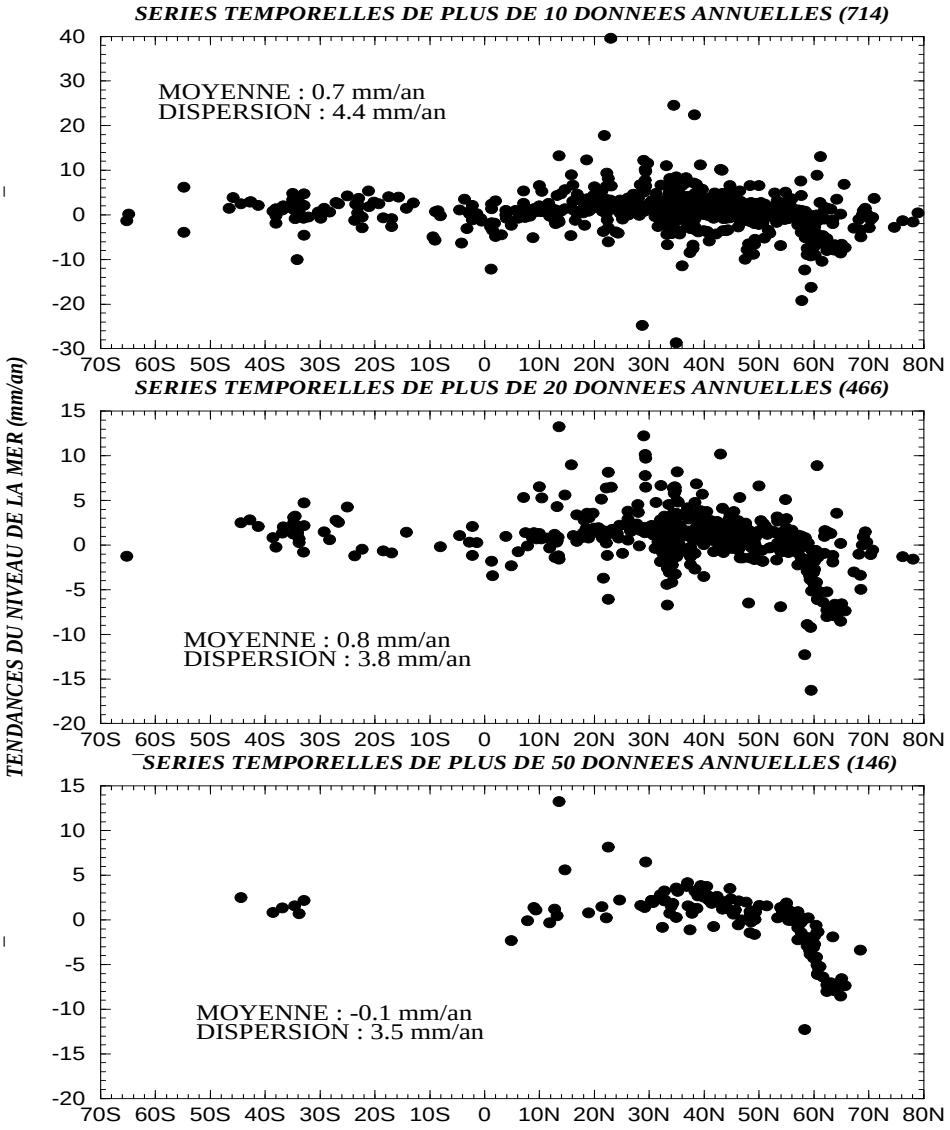
Figure 28 : Précision des paramètres de tendance du niveau de la mer en fonction de la longueur des séries temporelles marégraphiques associées. La précision est évaluée ici par l'écart-type du paramètre de tendance, issu de la régression linéaire.



Les observations ci-dessus confirment les conclusions de l'exercice de filtrage que nous avons réalisé dans la section précédente. Un nombre minimum de 30 années de données est nécessaire pour filtrer les variations interannuelles ou interdécennales, à caractère cyclique ou irrégulier, et estimer une tendance à long terme du niveau de la mer de manière précise. Les oscillations interdécennales de 20 années de durée ne sont pas rares, mais leur influence sur l'estimation des variations séculaires devient moins importante si l'on considère des séries temporelles longues. On s'affranchit alors de certaines erreurs d'interprétation.

Une partie de la corrélation géographique des résultats peut vraisemblablement être attribuée à ces oscillations interdécennales, provoquées par des phénomènes à caractère régional, comme par exemple celle que rapporte Barnett [1984] dans le sud-est asiatique. Mais la figure 29 révèle que, par ailleurs, il peut aussi exister une relation de dépendance géographique entre les vitesses déterminées avec précision à partir des séries de plus de 30 années de données.

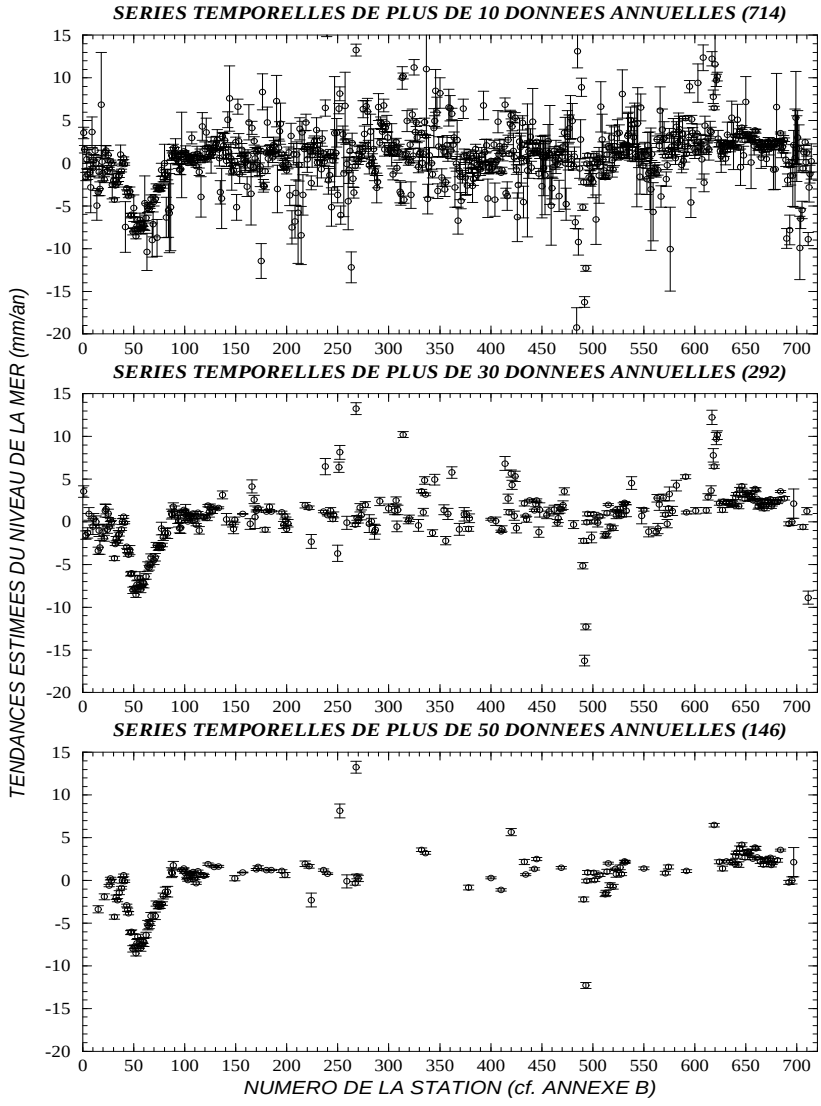
Figure 29 : Tendances du niveau de la mer estimées par régression linéaire en fonction de la latitude géographique du marégraphe. La barre d'erreur représente la précision suivant plus ou moins un écart-type du paramètre de tendance.



Les graphiques représentent les variations linéaires du niveau de la mer en fonction de la latitude des marégraphes. Leur allure témoigne de la présence d'un phénomène dont l'effet s'accentue à mesure que l'on progresse vers les latitudes élevées. Cet effet zonal devient clairement perceptible lorsque les séries temporelles couvrent plus de 30 années d'enregistrement, autrement il est noyé dans le bruit des résultats. Déjà repéré dans la figure 23, puis localisé dans la figure 25, il s'agit manifestement de l'effet du rebond postglaciaire dont nous parlerons plus amplement par la suite, notamment dans le chapitre III.

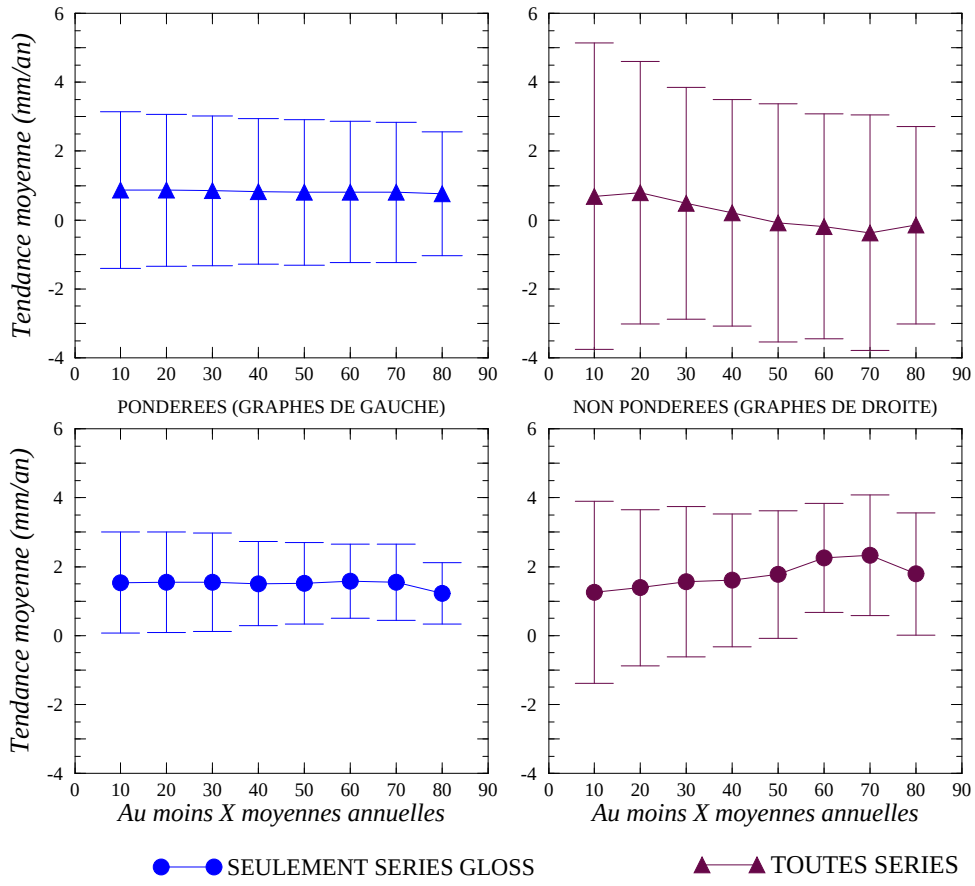
La dispersion des résultats de la figure 23 diminue nettement lorsque l'on élague les points des séries temporelles courtes (cf. figure 30). Aussi, les oscillations interdécennales contribuent pour une part non négligeable à la dispersion des tendances du niveau de la mer. L'allure du nouveau graphe ne révèle pas de nouvelles structures régionales hormis celle identifiée en mer Baltique. Tout au plus, on remarque une cohérence particulière des vitesses obtenues pour les marégraphes n° 622 à 688, qui échantillonnent la côte Est de l'Amérique du Nord, de la Floride à la Nouvelle Écosse.

Figure 30 : Tendances du niveau de la mer et écart-types, estimés par régression linéaire appliquée aux 292 séries temporelles marégraphiques du PSMSL de plus de trente données annuelles.



Mais le procédé d'élagage fondé sur des durées encore plus longues ne réduira pas davantage la dispersion des vitesses. Ceci est démontré sur le graphique en haut à droite de la figure 31, où sont représentés les résultats des calculs d'une tendance globale du niveau des mers à partir des tendances individuelles du niveau de la mer obtenues en chaque marégraphe par la régression linéaire. En ordonnées, nous avons donc la moyenne arithmétique simple d'un sous-ensemble de tendances individuelles, en abscisses la définition du sous-ensemble en question par le nombre minimum de moyennes annuelles que comportaient les séries temporelles. Les barres d'erreur indiquent la dispersion des tendances individuelles par rapport à la moyenne; elles correspondent à plus ou moins un écart-type.

Figure 31 : Estimations de la tendance du niveau des mers à partir de différents ensembles de données marégraphiques.



Les autres graphiques de la figure 31 sont construits suivant le même principe en considérant, soit le sous-ensemble plus restreint des vitesses fournies par les marégraphes GLOSS, soit un nouveau calcul de moyenne arithmétique où les vitesses sont pondérées par l'inverse de leur variance. L'examen de ces graphes soulève au moins deux observations:

• les moyennes pondérées semblent peu sensibles au nombre minimal de moyennes annuelles considéré dans les séries temporelles;

• les résultats GLOSS indiquent des tendances moyennes du niveau des mers plus importantes.

Nous devons chercher l'explication de notre première remarque dans l'effet de la pondération qui consiste à accorder plus d'importance à certaines données. En l'occurrence, elle privilégie les vitesses estimées avec précision. Or, nous avons vu que celle-ci augmente avec la

durée d'observation (cf. figure 28). Les valeurs des moyennes globales pondérées et leur barre d'erreur seraient déterminées essentiellement par les stations qui ont une longue série temporelle. Cette hypothèse semble confirmée lorsque l'on regarde le poids relatif des séries temporelles longues. Celui-ci est de 81% pour les 146 marégraphes de plus de 50 années de données, au lieu de 20% (146/714) dans le cas de la moyenne simple, et de 54% pour les 50 stations de plus de 80 ans au lieu de 7% (50/714). Ce poids relatif augmente au fur et à mesure que le sous-ensemble est restreint à des séries chronologiques plus longues. On comprend alors que les résultats des calculs pondérés varient si peu en fonction de la durée d'enregistrement minimale, bien que le nombre de marégraphes change considérablement.

En ce qui concerne la remarque sur les valeurs plus élevées obtenues pour les sous-ensembles GLOSS, elle s'expliquerait par le meilleur échantillonnage de la surface des océans. En effet, le jeu de stations GLOSS évite la surabondance des marégraphes dans une région donnée. Or, le nuage de points que nous avons identifié auparavant dans la figure 27 montre que les stations autour de la mer Baltique ont, d'une part, une couverture temporelle importante, et d'autre part, des vitesses estimées avec précision. En outre, elles représentent 23% de l'ensemble des stations ayant plus de 30 moyennes annuelles. Leur influence par leur nombre est aussi visible dans le graphique en haut à droite lorsqu'on n'utilise pas de pondération particulière. La moyenne globale diminue à partir du seuil de 30 moyennes annuelles. Par ailleurs, les marégraphes de la mer Baltique semblent responsables de la plus grande dispersion des tendances individuelles du niveau de la mer.

L'analyse préliminaire des variations linéaires indiquées par les marégraphes ne met pas clairement en évidence un signal eustatique, tel que celui que l'on attend d'un réchauffement climatique. La large dispersion des valeurs d'élévation ou de baisse du niveau de la mer ne peut vraiment être attribuée aux seuls changements de volume d'eau dans les océans. Les estimations des marégraphes varient parfois de manière continue d'un site à l'autre, suggérant une corrélation géographique, et parfois de manière abrupte entre deux observatoires proches. Outre les fluctuations interdécennales du niveau de mer, les mouvements de l'écorce terrestre sont en mesure d'apporter une explication réaliste dans les deux cas de figure. Les marégraphes fournissant des données relatives du niveau de la mer par rapport à une référence locale liée à la surface terrestre, ils enregistrent aussi les mouvements verticaux de celle-ci. L'origine de ces mouvements peut être très variée: isostasie, sédimentation, tectonique... de même que leur champ d'action. Nous verrons qu'ils présentent souvent un comportement linéaire sur les périodes de temps que nous considérons, et que leur amplitude est en général faible, mais, dans certains cas, suffisante pour masquer un signal eustatique.

II.2.2.3. Qualité de l'estimation des paramètres de tendance

Au regard des résultats précédents, il apparaît que la tendance du niveau de la mer en un site est déterminée avec d'autant plus de précision que la série chronologique est longue. L'histogramme de la figure 24 indique un mode principal de 0.5 mm/an pour les écart-types des paramètres de vitesse estimés par régression linéaire. Lorsque nous avons plus de 30 ans de données, l'écart-type est inférieur à 1 mm/an, sauf cas très exceptionnel, avec un mode principal de 0.3 mm/an.

Mais, quelle confiance accorder à cet estimateur de précision que nous obtenons par la méthode des moindres carrés ? Chiffre-t-il de manière réaliste la précision du paramètre de tendance estimé ?

Il convient ici d'éclaircir quelque peu la qualité de précision. Il s'agit d'une notion complexe, toute imprégnée d'un caractère relatif associé à l'objet auquel on l'applique.

Intimement liée à la métrologie, nous aurons l'occasion de développer cette notion de précision tout au long du mémoire, en particulier lors du chapitre sur l'étalonnage des marégraphes.

La précision n'est pas une qualité qui puisse être appréhendée d'une manière immédiate. A cet égard, Lachenaud [1970] cite fort à propos A. Pérard: "La précision d'un instrument est caractérisée par l'imperfection de précision, elle-même égale à la somme des imperfections de fidélité, de justesse et d'incertitude de lecture; l'imperfection de précision, ou *la précision elle-même*, s'exprime en unités de la grandeur". Autrement dit, la précision est évaluée par son absence. Elle n'est pas directement accessible par la mesure. Aussi, la valeur de notre estimateur de précision, l'écart-type, est d'autant plus élevée que la grandeur est mal déterminée, donc que sa précision est faible.

Reprenons la définition se rapportant à la formule E.II.7: "l'écart-type chiffre la fluctuation des valeurs d'une variable aléatoire autour de son espérance mathématique", et appliquons la à notre paramètre de vitesse {a}. Seulement, nous n'avons qu'une valeur de {a} calculée par régression linéaire sur les données d'une série temporelle. Toutefois, sous couvert des hypothèses suivantes:

- les conditions générales d'observation restent similaires sur plusieurs décennies en un site,
- les variations eustatiques sont linéaires depuis que les premiers marégraphes furent installés, sans accélération apparente,
- les enregistrements de plus de 30 ans de données permettent de filtrer les composantes non linéaires du signal marégraphique,

nous pouvons écrire que l'espérance mathématique de {a} sur l'intervalle de temps Ti est égale à l'espérance mathématique de {a} sur un autre intervalle Tk, de même durée mais centré sur une autre date.

$$\mathbf{E}_{T_i}(a) = \mathbf{E}_{T_k}(a) \qquad \textbf{(E.II.10)}$$

Autrement dit, les tendances calculées par régression linéaire sur différents intervalles de temps, de longueur spécifiée, d'au moins 30 ans, ont la même espérance mathématique. Nous pouvons alors estimer cette espérance par la moyenne arithmétique des tendances individuelles ainsi obtenues, et, indépendamment de la méthode des moindres carrés, calculer leur écart-type par la formule E.II.7. Ce dernier sera désigné par *écart-type expérimental* pour le distinguer. Le terme est repris du vocabulaire métrologique de l'organisation internationale de normalisation [ISO, 1993], il correspond bien à la définition E.II.7.

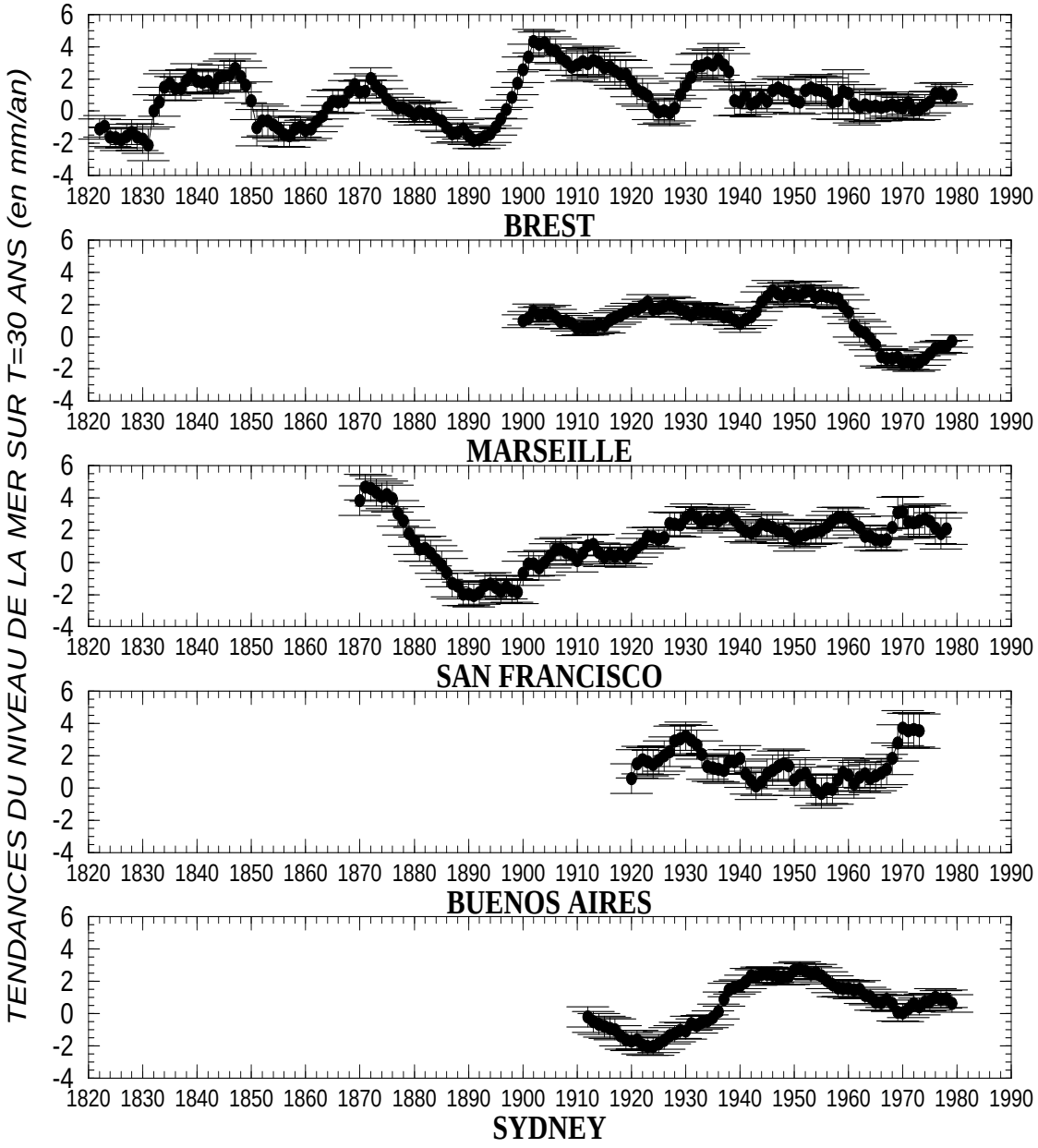
Comme cette étude nécessite des séries chronologiques longues, nous avons repris les stations de Brest, Marseille, San Francisco, Buenos Aires, et Sydney, dont la couverture temporelle moyenne est de 120 ans, et qui, par ailleurs, se trouvent réparties autour du globe. Pour chacune, j'estime les tendances par régression linéaire sur un intervalle de temps de durée T, centré sur une date mobile. La figure 32 présente les résultats sous forme de table. La première colonne indique le marégraphe et la durée considérés; la deuxième colonne donne l'intervalle des valeurs minimum et maximum du paramètre vitesse $\{a_{min}; a_{max}\}$, sa moyenne arithmétique $\{a_{moy}\}$ et son écart-type expérimental $\{\sigma_e\}$ suivant la formule E.II.7; quant à la troisième colonne, elle fournit l'intervalle des valeurs minimum et maximum de l'écart-type estimé par régression linéaire $\{\sigma_{rl-}; \sigma_{rl+}\}$ suivant E.II.8, sa moyenne $\{\sigma_{rl}\}$ et son écart-type $\{\sigma_\sigma\}$ suivant E.II.7; enfin, la dernière colonne présente le rapport entre les deux estimateurs de précision que nous obtenons de manière indépendante $\{\sigma_e; \sigma_{rl}\}$.

Figure 32 : Résultats de l'analyse des séries chronologiques de Brest (B), Marseille (M), San Francisco (SF), Buenos Aires (BA), et Sydney (S), par régression linéaire (R.L.), appliquée sur des intervalles de temps mobiles de T années.

Station / T (années)	Tendances linéaires (mm/an) $[a_{min} ; a_{max}]$	$(a_{moy} \pm \sigma_e)$	Écart-types calculés par R.L. $[\sigma_{rl-} ; \sigma_{rl+}]$	$(\sigma_{rl} \pm \sigma_\sigma)$	σ_e / σ_{rl}
B / 20	[-4 ; +7.3]	(0.8 ± 2.5)	[0.65 ; 3.65]	(1.5 ± 0.6)	1.7
B / 30	[-2.1 ; +4.4]	(0.8 ± 1.5)	[0.5 ; 1.4]	(0.8 ± 0.2)	1.9
B / 40	[-1.1 ; +2.9]	(0.9 ± 0.9)	[0.4 ; 0.8]	(0.5 ± 0.07)	1.8
B / 50	[-0.3 ; +2.4]	(0.9 ± 0.7)	[0.3 ; 0.5]	(0.4 ± 0.05)	1.8
B / 60	[-0.3 ; +2.4]	(0.96 ± 0.7)	[0.2 ; 0.35]	(0.3 ± 0.03)	2.3
B / 80	[+0.1 ; +1.9]	(1.0 ± 0.5)	[0.15 ; 0.24]	(0.2 ± 0.02)	2.5
M / 20	[-3.4 ; +5.4]	(1.0 ± 1.9)	[0.6 ; 1.4]	(0.9 ± 0.2)	2.1
M / 30	[-2.1 ; +4.7]	(1.4 ± 1.6)	[0.35 ; 0.75]	(0.5 ± 0.1)	3.2
M / 40	[-1.0 ; +2.6]	(1.2 ± 0.8)	[0.3 ; 0.45]	(0.4 ± 0.05)	2
M / 50	[+0.4 ; +2.3]	(1.4 ± 0.5)	[0.2 ; 0.3]	(0.3 ± 0.03)	1.7
M / 60	[+0.6 ; +2.1]	(1.4 ± 0.4)	[0.16 ; 0.21]	(0.2 ± 0.02)	2
M / 80	[+1.1 ; +1.7]	(1.4 ± 0.2)	[0.12 ; 0.14]	(0.13 ± 0.005)	1.5
SF / 20	[-4.2 ; +7]	(1.6 ± 2.3)	[0.8 ; 2.1]	(1.3 ± 0.3)	1.8
SF / 30	[-1.8 ; +2.9]	(1.1 ± 1.3)	[0.6 ; 1.0]	(0.7 ± 0.1)	1.9
SF / 40	[-1.3 ; +3.0]	(1.3 ± 1.2)	[0.4 ; 0.7]	(0.5 ± 0.07)	2.4
SF / 50	[-0.8 ; +2.6]	(1.2 ± 1.0)	[0.3 ; 0.5]	(0.35 ± 0.05)	2.9
SF / 60	[-0.4 ; +2.5]	(1.2 ± 0.9)	[0.2 ; 0.35]	(0.3 ± 0.03)	3
SF / 80	[+0.5 ; +2.3]	(1.2 ± 0.6)	[0.15 ; 0.22]	(0.2 ± 0.01)	3
BA / 20	[-2.1 ; +9.2]	(1.7 ± 2.5)	[1.3 ; 2.0]	(1.6 ± 0.2)	1.6
BA / 30	[-0.3 ; +3.7]	(1.4 ± 1.0)	[0.75 ; 1.1]	(0.9 ± 0.08)	1.1
BA / 40	[+0.1 ; +3.1]	(1.3 ± 0.7)	[0.5 ; 0.7]	(0.6 ± 0.03)	1.2
BA / 50	[+0.6 ; +2.0]	(1.2 ± 0.4)	[0.4 ; 0.5]	(0.4 ± 0.03)	1
BA / 60	[+0.8 ; +1.7]	(1.3 ± 0.3)	[0.30 ; 0.35]	(0.32 ± 0.02)	0.94
BA / 80	[+1.4 ; +1.7]	(1.6 ± 0.1)	[0.222 ; 0.226]	(0.225 ± 0.002)	0.44
S / 20	[-4.4 ; +4.8]	(0.5 ± 2.0)	[0.6 ; 1.2]	(0.9 ± 0.2)	2.2
S / 30	[-2.0 ; +2.7]	(0.5 ± 1.4)	[0.4 ; 0.6]	(0.5 ± 0.06)	2.8
S / 40	[-1.4 ; +2.2]	(0.7 ± 1.2)	[0.3 ; 0.4]	(0.34 ± 0.03)	3.5
S / 50	[-0.7 ; +1.9]	(0.9 ± 0.8)	[0.2 ; 0.3]	(0.26 ± 0.03)	3.1
S / 60	[+0.1 ; +1.6]	(0.9 ± 0.5)	[0.17 ; 0.23]	(0.20 ± 0.02)	2.5
S / 80	[+0.6 ; +1.0]	(0.76 ± 0.12)	[0.13 ; 0.15]	(0.14 ± 0.01)	0.9

La figure 33 illustre les résultats pour les durées T=30 ans et T=50 ans sous une forme graphique. L'étude révèle que, selon l'intervalle considéré, de durée T spécifiée, la variation linéaire du niveau de la mer peut donner des tendances de signe différent.

Figure 33 : Représentation graphique des tendances du niveau de la mer estimées par régression linéaire sur des intervalles de temps mobiles de trente ans et de cinquante ans, pour les séries temporelles des marégraphes de Brest, Marseille, San Francisco, Buenos Aires et Sydney.



La comparaison des estimateurs de précision suggère que l'écart-type obtenu par la régression linéaire est en général optimiste. Il indique une dispersion deux fois plus faible en moyenne, sauf dans le cas particulier de Buenos Aires où leur accord est remarquable.

Toutefois, cette conclusion repose sur certaines hypothèses. La persistance de signaux non linéaires de basse fréquence expliquerait, d'une part, les valeurs tantôt négatives tantôt positives des tendances suivant la date de l'intervalle de temps considéré, et, d'autre part, l'écart-type expérimental plus élevé. D'ailleurs, regardons d'un peu plus près le cas du marégraphe de Buenos Aires. A l'inverse des autres marégraphes, il fournit un accord notable entre les deux estimateurs de précision. Sa série chronologique présente des oscillations

interdécennales moins importantes en amplitude et en durée (cf. figure 17.a), si bien que l'hypothèse incriminée semble ici valide: l'influence des signaux non linéaires sur la détermination de la tendance est négligeable lorsqu'on considère des périodes de plus de trente ans. Ce cas particulier conforte quelque part nos soupçons, mais, par ailleurs, l'enregistrement de Buenos Aires indique également une pente régulière dès l'application d'un filtrage par moyennes mobiles d'ordre 30 (cf. figure 17.b), voire d'ordre 20. En revanche, les autres stations témoignent de changements plus ou moins prononcés de pente à des moments différents. L'hypothèse ne serait pas mise en cause, mais le comportement linéaire par morceaux ne permet pas d'écrire l'équation E.II.10.

La table B26 résume l'étude en généralisant les valeurs obtenues pour les cinq marégraphes par la moyenne de leurs résultats respectifs. On constate que les pentes estimées par régression linéaire à partir des séries temporelles de 30 ans d'observations ont une précision vraisemblable de 1.4 mm/an, alors que pour une durée de 60 ans elle diminue à environ 0.6 mm/an (1 écart-type expérimental).

Figure 34 : Résumé des résultats de l'analyse des séries chronologiques de Brest (B), Marseille (M), San Francisco (SF), Buenos Aires (BA), et Sydney (S), par régression linéaire (R.L.), appliquée sur des intervalles de temps mobiles de T années.

T (années)	Écart-type expérimental (mm/an)	Écart-type calculé par R.L. (mm/an)	σ_e / σ_{rl}
20	2.2	1.2	1.8
30	1.4	0.7	2
40	1.0	0.5	2
50	0.7	0.3	2.3
60	0.6	0.3	2
80	0.3	0.2	1.5

Notons que le rapport entre nos deux estimateurs de précision ne peut être attribué à un facteur racine carrée du nombre de pentes intervenant dans le calcul de la moyenne et de son écart-type expérimental, facteur qui serait analogue à celui de l'équation E.II.2. En effet, celui-ci est de l'ordre de neuf dans le cas présent alors que notre rapport est de deux ! En divisant notre écart-type expérimental par ce facteur racine carrée, on obtient un estimateur de la précision de la moyenne arithmétique des tendances $\{a_{moy}\}$, alors considérée comme une variable aléatoire.

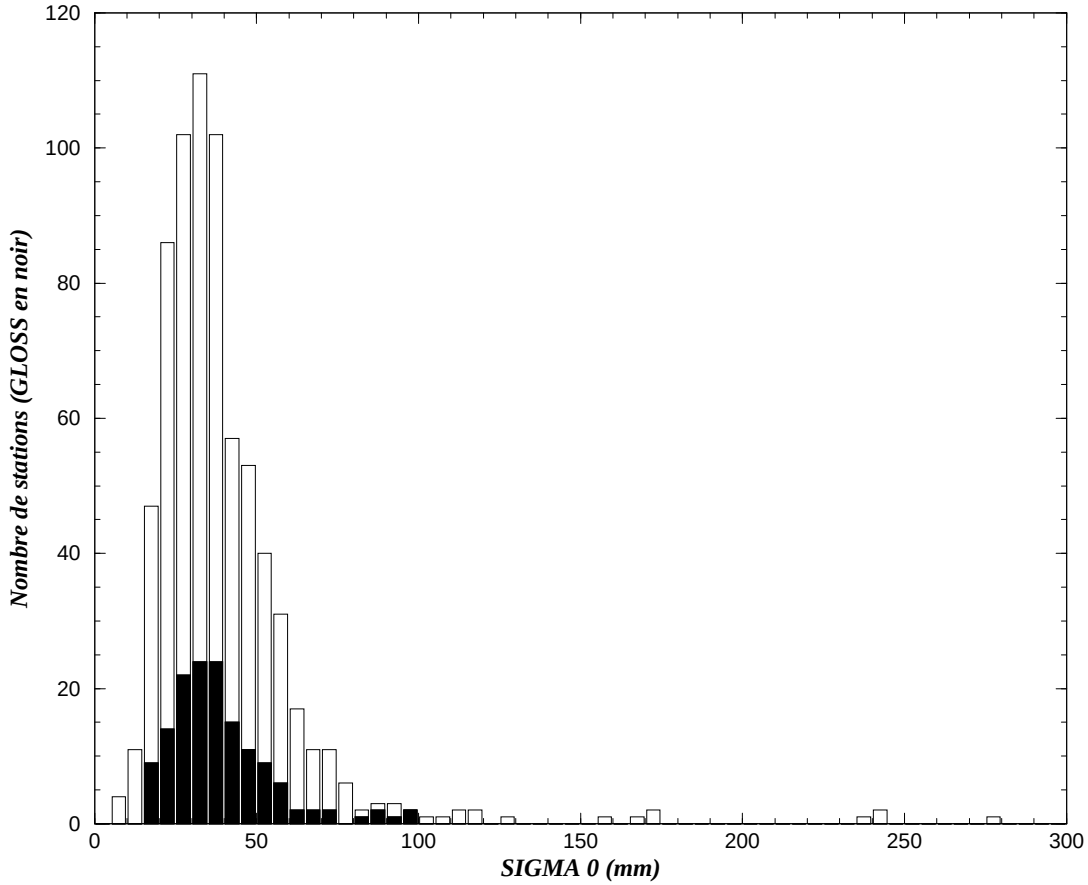
Enfin, les résultats obtenus par moindres carrés semblent sensibles aux oscillations interannuelles en début ou en fin d'une série de données. L'effet apparaît comme une fluctuation de courte période et de faible amplitude des pentes calculées d'une année à l'autre. L'incertitude qu'elles occasionnent sur les pentes calculées sur des intervalles de trente ans est de l'ordre de 1 à 2 mm/an lorsque le phénomène est important. L'effet est moins important à mesure que le nombre de moyennes annuelles considérées croît. Il est plus visible sur certaines stations, par exemple San Francisco ou Buenos Aires (cf. figure 33 pour T=30 ans).

Les autres critères de qualité concernent davantage le calcul même de régression linéaire par la méthode des moindres carrés.

Par exemple, le facteur de variance unitaire (formule E.II.5) ne permet pas vraiment d'évaluer la qualité de la pente estimée par régression linéaire. En revanche, sa valeur plus ou moins élevée atteste la présence de signaux non linéaires qui sont ignorés dans la modélisation, et qui sont considérés ici comme du bruit. Il n'est alors pas surprenant de constater un niveau de

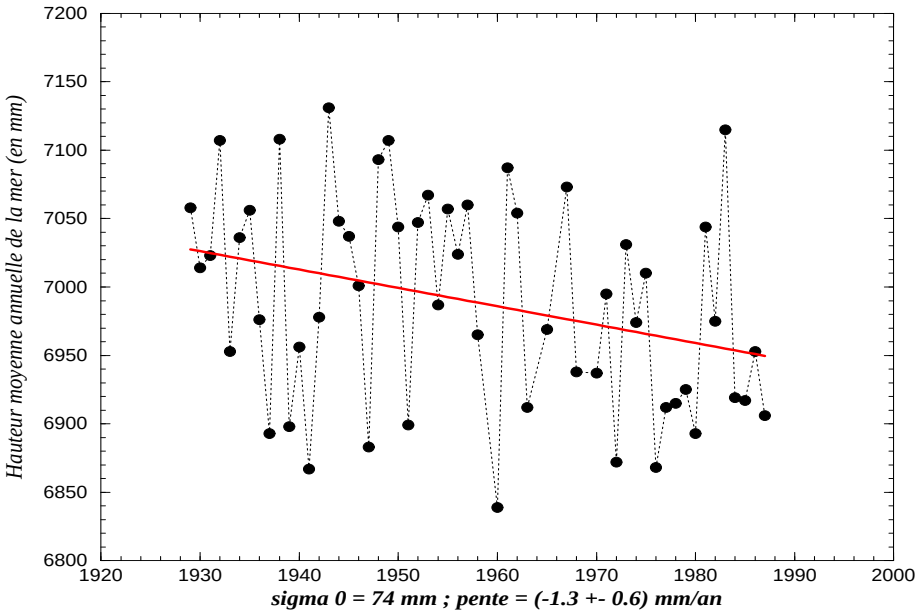
bruit cohérent d'une série temporelle à l'autre suivant leur localisation géographique. L'histogramme de la figure 35 montre que le mode principal du bruit, indiqué par l'amplitude du facteur de variance unitaire, se situe autour de 3 cm, 56% des valeurs se trouvant dans l'intervalle [+2,+4] cm.

Figure 35 : Histogramme des facteurs de variance unitaire obtenus par régression linéaire appliquée aux 714 séries temporelles marégraphiques de plus de dix données annuelles (dont 146 GLOSS).



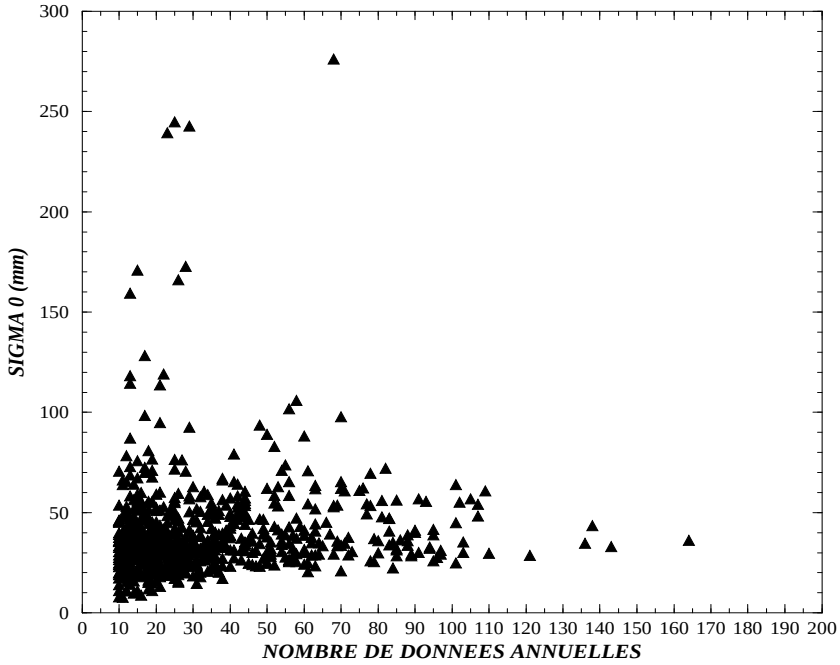
Bien que parfois il semble exister une correspondance entre les pics des deux courbes de la figure 26, on s'aperçoit qu'un bruit élevé ne signifie pas toujours une mauvaise précision du paramètre de tendance. En effet, c'est le cas de certaines séries chronologiques, qui présentent une assez forte composante interannuelle, mais qui sont assez longues pour mettre en évidence une pente de manière précise. La figure 36 présente les données de l'observatoire de Hamina, en Finlande, pour lequel nous obtenons un facteur de variance unitaire bien au-dessus de la moyenne (7.4 cm), et une pente négative estimée avec un écart-type de 0.6 mm/an.

Figure 36 : Données annuelles du marégraphe de Hamina, Finlande.



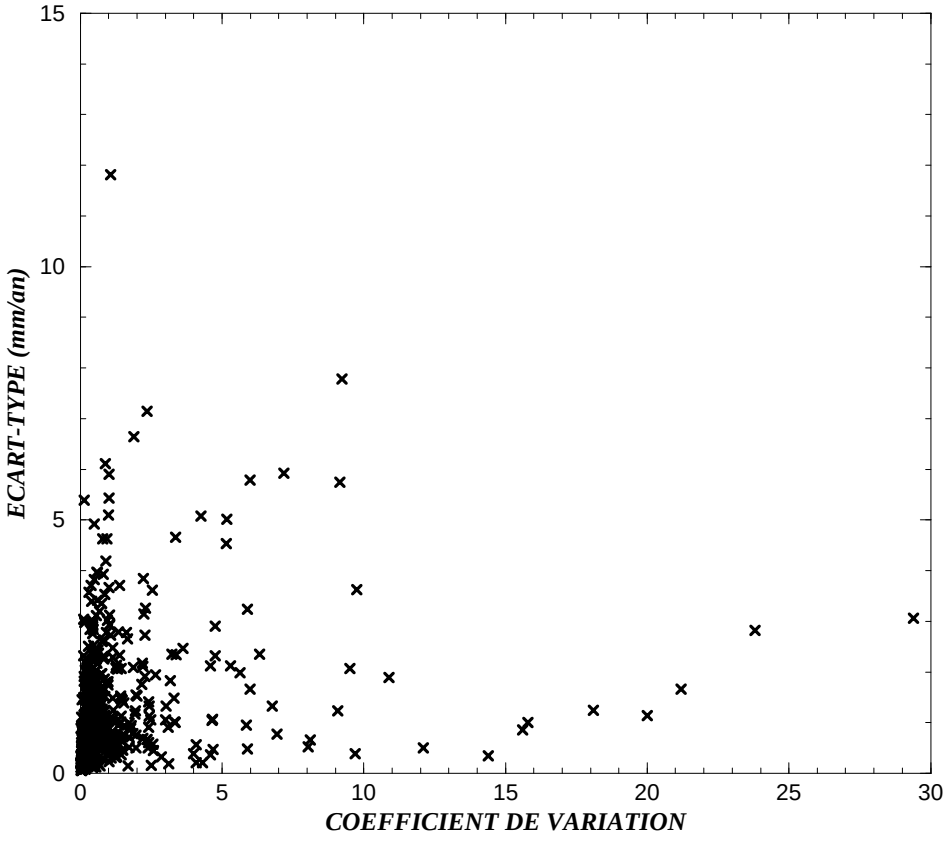
A l'inverse de ce que nous avons constaté pour la précision, le bruit ne diminue pas forcément lorsque la longueur de la série temporelle augmente. La figure 37 montre qu'il n'y a pas de relation claire entre le nombre d'années d'observation et le facteur de variance unitaire. En revanche, une élévation du seuil de bruit semble manifeste au-delà de 30 ans de données. Ce phénomène s'expliquerait par un paramètre de tendance linéaire qui est capable d'absorber un effet cyclique dont la période serait sensiblement supérieure au nombre de moyennes annuelles présentes dans la série chronologique.

Figure 37 : Facteur de variance unitaire et nombre d'années d'observation dans la série temporelle.



Un autre indicateur de qualité que nous pouvons calculer est le coefficient de variation de la relation (E.II.9). Une valeur faible de ce coefficient indique une distribution homogène de la variable {a}. Mais, c'est un indicateur relatif à utiliser avec précaution. Une tendance estimée avec un degré de précision donné, écart-type faible, a généralement un coefficient de variation faible (cf. figure 38). Sauf, lorsque les valeurs estimées pour la pente sont voisines de zéro. Dans ce cas, le même degré de précision donnera un coefficient de variation plus fort. A cet égard, notons que 13% des valeurs sont situées entre [-0.5 ; + 0.5] mm/an. Enfin, une pente élevée induira aussi un coefficient de variation faible, même si elle est estimée avec un degré de précision moindre.

Figure 38 : Coefficient de variation et écart-type issus de l'ajustement linéaire des séries temporelles de plus de dix données annuelles (714).



Le coefficient de corrélation linéaire (E.II.6) mérite qu'on s'y attarde un peu. Sa valeur absolue serait d'autant plus élevée que la valeur d'un caractère implique celle de l'autre, donc, que le modèle linéaire est licite. Le test de Student apporte une dimension probabiliste à l'interprétation de ce coefficient. Il stipule que l'on acceptera l'hypothèse H_0: (a=0) contre H_1: (a≠0) au niveau α si :

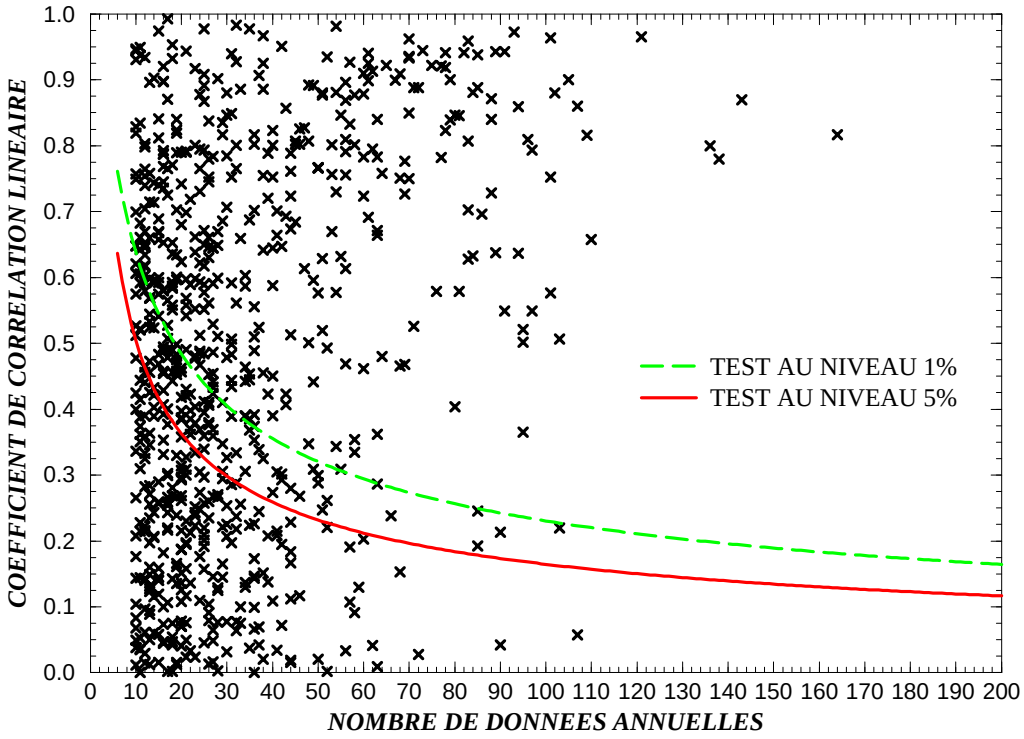
$$\frac{|a|}{\sigma_a} < t \Leftrightarrow \frac{R \times \sqrt{n-2}}{\sqrt{1-R^2}} < t \qquad \textbf{(E.II.11)}$$

$|a|/\sigma_a$ suit une loi de Student à (n-2) degrés de liberté: T(n-2)

t est le fractile d'ordre $1-\alpha/2$ de T(n-2).

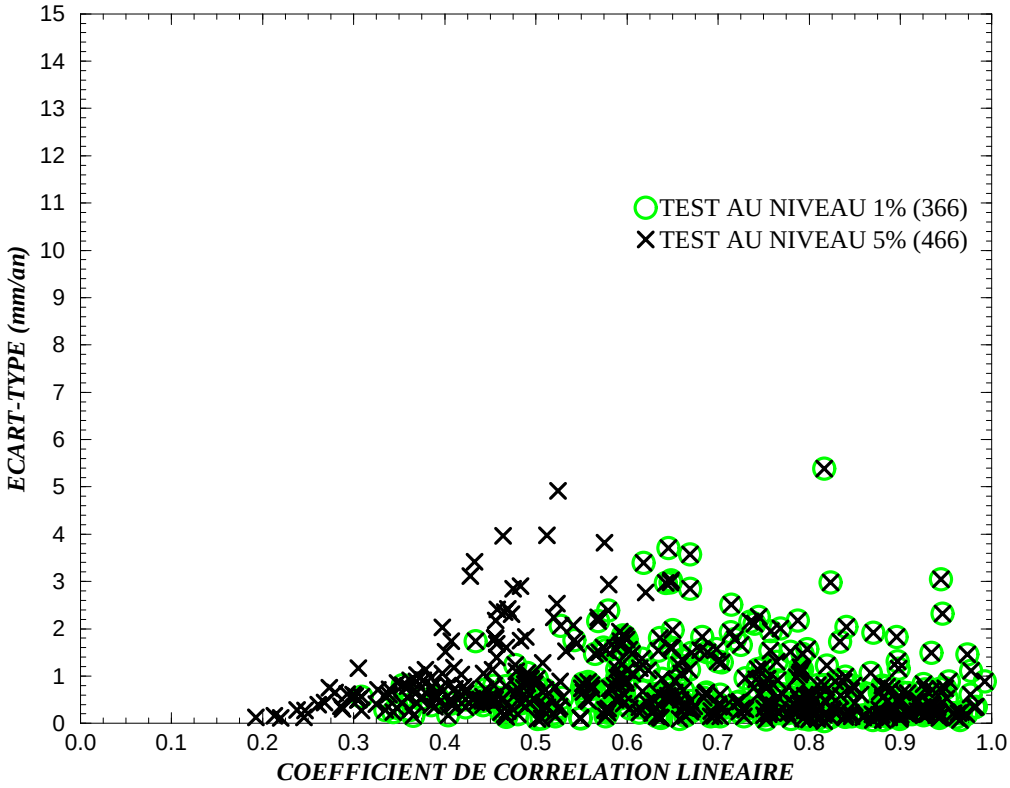
La condition (E.II.11) conduit à un système classique du second degré en R, dont la solution dépend du degré de liberté. Elle est représentée par la courbe en trait continu sur la figure 39 pour le niveau α=5%, et par la courbe en trait pointillé pour le niveau α=1%. Le modèle linéaire est jugé valide au vu du test de la non nullité de {a}, les valeurs de R qui se trouvent au dessus de la courbe α=5% attestent un coefficient de corrélation significatif au niveau de probabilité de 95%.

Figure 39 : Résultats de l'étude statistique du coefficient de corrélation linéaire. Test de Student et validité du modèle linéaire ajusté aux séries temporelles marégraphiques de plus de dix données annuelles (714).



Le coefficient de corrélation linéaire informe sur la qualité de l'ajustement et le bien fondé du modèle linéaire. En revanche, il ne permet pas d'apprécier directement la qualité du paramètre de pente {a} estimé par le calcul. A l'égard du coefficient de corrélation linéaire, P. Tassi [1992] nous prévient qu'en aucun cas il ne faut interpréter la validité du modèle comme représentant le degré de liaison causale entre y_i et t_i. Le coefficient de corrélation linéaire peut être très élevé pour d'autres raisons qu'une relation d'explication. La figure 40 montre qu'un coefficient de corrélation linéaire supérieur à 0.7 est souvent associé à un écart-type inférieur à 2 mm/an, mais des pentes estimées avec précision, suivant un écart-type inférieur à 1 mm/an, ont des coefficients de corrélation très hétérogènes.

Figure 40 : Coefficient de corrélation linéaire et écart-type des séries temporelles marégraphiques pour lesquelles l'ajustement par un modèle linéaire semble correct au regard du test de Student.



II.2.3. Estimations de la tendance séculaire du niveau des mers

II.2.3.1 Le biais géographique

Lors de l'analyse des données, nous avons vu qu'il ne suffisait pas de sélectionner les marégraphes selon la longueur de leur série chronologique, puis de calculer les tendances du niveau de la mer en chacun d'eux, et de déterminer la moyenne arithmétique. Il convient aussi de traiter le problème engendré par la mauvaise couverture géographique des données pour prétendre à une estimation statistique raisonnable de la tendance globale du niveau des mers.

En effet, selon quelques expériences récentes effectuées avec des modèles climatiques globaux, couplés atmosphère-océans, l'amplitude des changements du niveau de la mer dans une région peut différer d'un facteur deux à trois par rapport à la moyenne globale, notamment en raison de la variabilité spatio-temporelle de la circulation océanique et de l'effet stérique [IPCC, 1995].

Aussi, l'échantillonnage très inhomogène des mers, fourni aujourd'hui par les marégraphes, se traduit par un poids relatif démesuré de certaines régions dans le calcul d'une moyenne arithmétique simple des tendances individuelles. Cet effet de pondération indirecte d'une région par rapport à l'autre est d'autant plus accentué qu'il s'agit d'une moyenne arithmétique où les vitesses sont pondérées par l'inverse de leur variance. Nous avons vu à cet

égard que la variance augmente avec la durée d'observation, et que les séries temporelles longues se situent souvent dans ces régions où les stations sont nombreuses. Il est donc important de prendre en compte, à l'échelle régionale, les corrélations spatiales du signal de basse fréquence du niveau de la mer, pour que la tendance globale soit représentative de l'ensemble des mers, et non des seuls Océan Atlantique Nord et Mer Baltique, qui regroupent environ 50% des séries temporelles de plus de trente années de données, et 65% des séries de plus de cinquante années de données.

Conscients des problèmes occasionnés par l'échantillonnage spatial, un certain nombre de chercheurs ont eu l'idée de combiner les données suivant un découpage rationnel de la surface des océans en régions. Ensuite, ils calculent des moyennes régionales à partir des données individuelles des marégraphes concernés, puis ils estiment une moyenne globale à partir des résultats régionaux. Le principe est simple et laisse toute latitude à l'imagination pour sa réalisation.

Gornitz et al [1982] distinguent quatorze groupements géographiques de marégraphes, dont en particulier un pour la Scandinavie, mais ce dernier n'intervient pas dans le calcul global. Barnett [1984] identifie les six zones suivantes: 1/ les côtes africaines et européennes de l'Atlantique; 2/ les côtes d'Amérique du Nord-Ouest; 3/ les côtes d'Amérique du Nord-Est, avec la Mer des Caraïbes et le Golfe du Mexique; 4/ les côtes asiatiques de la Chine jusqu'au Japon; 5/ le Pacifique Central et le Nord de l'océan Indien; et, 6/ les côtes d'Amérique Centrale et du Sud-Ouest donnant sur le Pacifique. Pirazzoli [1986] considère plutôt un découpage géométrique du globe en intervalles de 30º de latitude par 30º de longitude, soit 72 cellules, dont une seule ne présente pas de côte marine. Mais, l'auteur remarque très justement que 70% des cellules n'ont pas de données ! Il s'abstient finalement de calculer une valeur globale de la tendance du niveau des mers. Peltier & Tushingham [1991] partagent la surface des océans en sept grands bassins correspondant à l'océan Atlantique Nord-Ouest, l'océan Atlantique Nord-Est, l'océan Atlantique Sud, l'océan Indien, l'océan Pacifique Nord-Ouest, l'océan Pacifique Nord-Est, et l'océan Pacifique Sud et Central. Ils ont en outre l'idée de pondérer les moyennes régionales en fonction de la surface relative qu'elles représentent. Quant à Douglas [1991], il ne précise pas l'origine de sa répartition des marégraphes en neuf régions océaniques.

L'inventaire ci-dessus n'est certainement pas exhaustif, il illustre l'éventail des combinaisons de données marégraphiques qui peuvent être conçues pour estimer un changement du niveau des mers. Les stratégies se fondent principalement sur des considérations géométriques, morphologiques, ou d'éloignement, parfois arbitraires, mais pas sur des éléments reconnus de la physique des océans, tels que la circulation océanique, la cohérence spatiale de la réponse stérique, ou encore de la variabilité interdécennale.

Toutefois, force est de constater que la mise oeuvre d'un découpage fin en relation avec des structures connues de la physique des océans rencontre le problème des lacunes souligné par Pirazzoli [1986]. En l'occurrence, nous avions envisagé de partager la surface des océans en accord avec les informations de topographie dynamique que fournit l'analyse des observations de TOPEX/POSEIDON, ainsi qu'avec notre connaissance actuelle des courants océaniques. Mais, l'examen de la figure 19 montre que, même en considérant tous les marégraphes de plus de vingt années d'observations, certaines régions seraient dépourvues de données, et d'autres en auraient très peu. C'est le cas du Sud de l'Océan Indien, et plus généralement de la plupart des régions de l'hémisphère Sud.

Un découpage en quelques grands bassins, à l'image de celui qui est proposé par Peltier & Tushingham [1991], apparaît finalement raisonnable en l'état actuel. On peut néanmoins s'interroger si les résultats obtenus des données marégraphiques sont représentatifs de l'évolution à long terme des océans. La crainte d'un biais dans l'estimation de la tendance

globale est alors fondée. Sans un réseau global convenable, le problème restera vraisemblablement une affaire incertaine.

La technique de combinaisons régionales présente somme toute l'avantage de mieux traiter la surabondance relative de données marégraphiques dans une région, mais elle ne résout pas la question de la représentativité des régions sous-échantillonnées. Un partage des océans selon un comportement homogène, expliqué par la physique de l'océan, semble a priori raisonnable. Mais, correspond-il vraiment à des régions à l'intérieur desquelles le niveau de la mer a une évolution à long terme cohérente ? Quel est encore ce degré de cohérence ?

Dans le calcul final, Peltier & Tushingham [1991] appliquent une pondération, dont l'objet est de prendre en compte l'importance relative des surfaces océaniques que chaque ensemble de marégraphes est susceptible de représenter. En outre, il serait également légitime de pondérer les résultats régionaux en fonction du nombre de marégraphes qui interviennent dans les calculs. Dans une certaine mesure, cela éviterait qu'un nombre critique d'observatoires introduisent un biais d'origine locale, dû par exemple à une dérive instrumentale non détectée, qui remettrait en question la représentativité régionale. Par ailleurs, on pourrait envisager de considérer l'incertitude sur la détermination des moyennes régionales en les pondérant en fonction de la dispersion qui est indiquée par l'écart-type.

La question de la pondération est délicate. La plupart des auteurs ne l'abordent pas. Certains l'évoquent à peine [Barnett 1984, Douglas 1991]. Ils jugent cette démarche inutile tant qu'il subsiste d'autres effets systématiques susceptibles de biaiser les résultats de manière plus significative. Or, les mouvements verticaux de l'écorce terrestre, linéaires sur la période de temps considérée par la marégraphie, sont une source importante d'incertitudes.

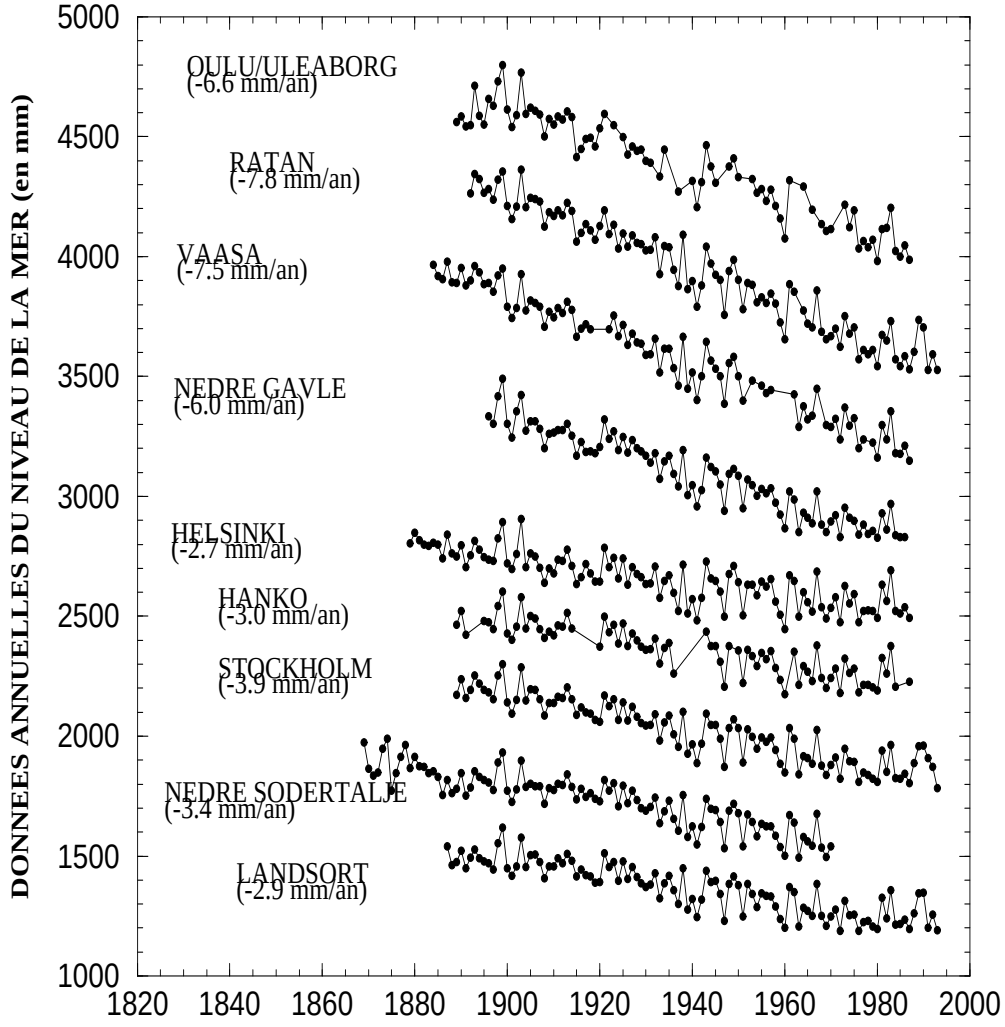
II.2.3.2. Rebond postglaciaire et autres effets systématiques

Alors que les variantes de combinaisons régionales se multiplient, le caractère relatif de la mesure du marégraphe apparaît progressivement comme un problème majeur à considérer lors de l'interprétation des résultats. Il devient manifeste lorsque l'on observe les données de la mer du Nord, de la mer Baltique, ou encore des golfes de Botnie et de Finlande (cf. carte de la figure 21.a). Les séries temporelles dans ces parties du globe attestent un comportement régional singulier (cf. figure 41).

L'effet apparent de baisse du niveau de la mer, observée dans ces régions, s'explique par une élévation relativement plus importante en amplitude du socle sur lequel reposent les marégraphes. L'origine de ce soulèvement épirogénique est identifiée depuis longtemps, il résulte de l'ajustement glacio-isostatique qui, aujourd'hui, se poursuit encore dans les régions jadis recouvertes par les grandes étendues de glace continentale. Connu également sous le nom de rebond postglaciaire, ce phénomène affecte de façon manifeste les données marégraphiques situées au-delà de 50° de latitude nord en Europe et en Amérique (cf. figure 29).

Considérant la quantité de données dans ces régions, environ 50% des séries temporelles de plus de 50 ans (cf. figure 19), il est a priori intéressant de pouvoir les corriger de l'effet systématique dû au rebond postglaciaire. Les progrès réalisés dans le domaine de la glacio-isostasie, et notamment dans le développement des modèles numériques [Peltier et al 1978], permettent d'envisager une correction de cet effet systématique en tout marégraphe côtier, que des données géologiques soient disponibles à proximité, ou pas. Les corrections les plus sophistiquées proviennent du célèbre modèle ICE-3G, établi par Tushingham & Peltier [1991].

Figure 41 : Quelques longues séries temporelles de marégraphes situés en Scandinavie, ordonnées par latitude décroissante, entre 65° N et 58° N.



Les premiers résultats, obtenus à partir de données marégraphiques corrigées de l'effet d'isostasie glaciaire, sont publiés vers la fin des années 80. Les auteurs constatent en général une valeur plus élevée de la tendance globale du niveau des mers, mais surtout, ils remarquent que les tendances individuelles du niveau de la mer sont plus cohérentes d'un marégraphe à l'autre. Douglas [1991] estime toutefois que la dispersion des résultats individuels est encore un peu large après correction de l'effet isostatique. Il opte alors pour ne pas prendre en compte les marégraphes des régions Scandinaves. Cette attitude est également adoptée par Peltier & Tushingham [1991], qui jugent que l'effet de rebond postglaciaire est si important dans ces régions, qu'aucun autre signal ne peut être extrait de façon non ambiguë des données marégraphiques concernées. Il est intéressant de trouver par ailleurs l'opinion inverse: Trupin & Wahr [1990] excluent les marégraphes situés au-dessous de 30° de latitude nord, car le signal isostatique y serait trop ténu et homogène pour pouvoir le distinguer d'une élévation globale du niveau des mers.

Les améliorations notables introduites par les corrections des modèles de rebond postglaciaire semblent insuffisantes et controversées. Gornitz remarque que le modèle de Tushingham & Peltier [1991] fournit des corrections plus élevées que celles qui sont obtenues à

partir des données géologiques proches [Gornitz, 1994]. L'auteur remet en cause les données géologiques éparses, qui ont servies à établir ce modèle, et la technique d'extrapolation linéaire. Entre-temps, Peltier a amélioré le modèle de déglaciation ICE-3G, notamment en s'appuyant sur des données géologiques mieux calées dans le temps [Peltier, 1994]. Le nouveau modèle ICE-4G présente des résultats qui diffèrent parfois de 200% avec ceux de son prédécesseur [Peltier, 1995].

Outre les incertitudes qui seraient introduites par une histoire approximative de surcharge des glaces continentales, Mitrovica & Davis [1995] démontrent la sensibilité des corrections de l'effet de rebond postglaciaire suivant le profil radial de viscosité du manteau qui est adopté dans le modèle de structure de la Terre. La tendance du niveau des mers varie en conséquence entre 1.1 et 1.6 mm/an avec les données marégraphiques que ces auteurs emploient. Ils ont toutefois une préférence pour la valeur de (1.5 ± 0.3) mm/an, qu'ils obtiennent en ajustant le profil de viscosité de manière à réduire au maximum la dispersion des tendances individuelles qui subsistait chez Douglas [1991] après correction avec un modèle standard de Terre.

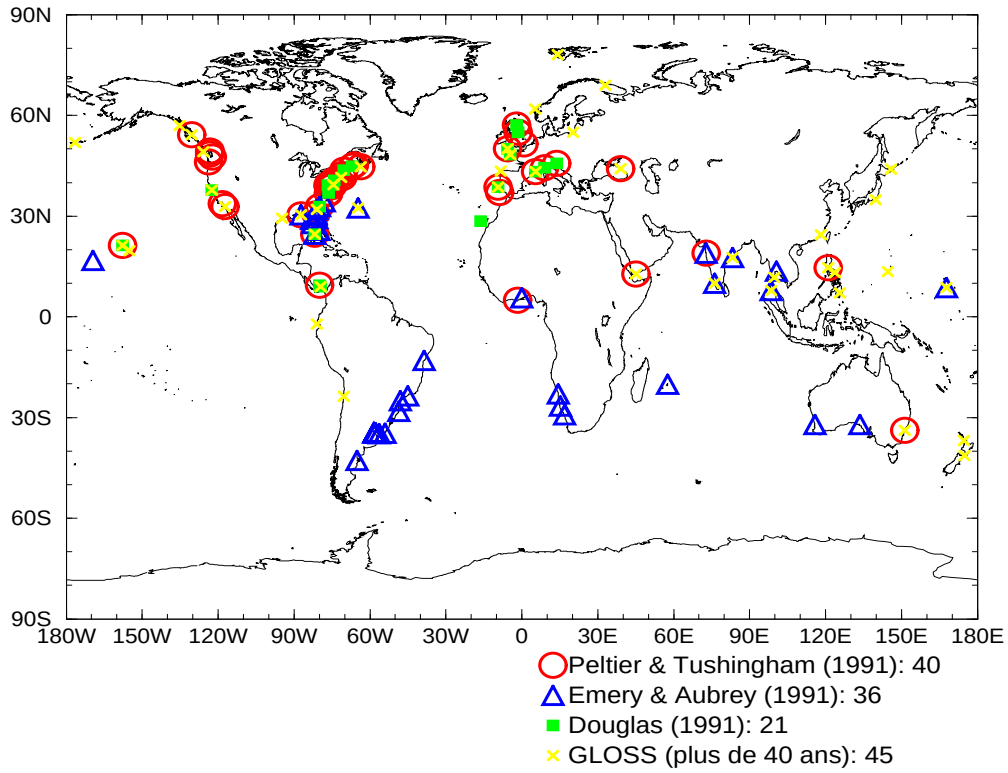
La géologie nous enseigne qu'il existe d'autres sources de mouvement vertical de l'écorce terrestre susceptibles d'affecter le support du marégraphe, et donc de figurer dans le signal marégraphique. La plupart du temps, ces mouvements ont des caractéristiques proches du signal eustatique que nous recherchons. Ils sont linéaires sur des longues périodes de temps, et ils ont une amplitude de l'ordre du millimètre par an. Par contre, leur échelle spatiale est souvent locale ou régionale.

A l'inverse du rebond postglaciaire, aucun modèle n'est encore disponible pour corriger ces signaux "parasites" des données marégraphiques. Les études menées jusqu'à présent supposent qu'ils se compensent dans les moyennes, lorsque l'on prend un nombre suffisant de marégraphes répartis à la surface du globe. Mais, selon Pirazzoli [1986], cette hypothèse ne serait acceptable que si l'ensemble de la Terre était effectivement considéré. Or, les marégraphes se trouvent sur les bordures des bassins océaniques, et, malheureusement, sur certaines côtes seulement. Les enregistrements marégraphiques indiquent, par conséquent, autant une variation à long terme du niveau de la mer que de la côte.

Conscients du bien-fondé de la remarque de P. Pirazzoli, certains auteurs ont eu recours à la notion de côtes stables. En l'occurrence, il s'agit de côtes où l'on n'a pas trouvé d'évidences géologiques ou archéologiques de mouvements verticaux du sol. A cet égard, Emery & Aubrey [1991] ont réalisé un travail considérable de compilation à l'échelle mondiale. De fait, cette revue montre qu'il existe peu de côtes stables, si toutefois il ne s'agit pas plutôt d'une absence d'étude. Les auteurs sont donc réduits à choisir parmi quelques dizaines de marégraphes qui, par ailleurs, remplissent les autres critères de sélection. Emery & Aubrey [1991] arrivent ainsi à trente six stations, alors que Douglas [1991] en prend vingt et une, et Peltier & Tushingham [1991] quarante.

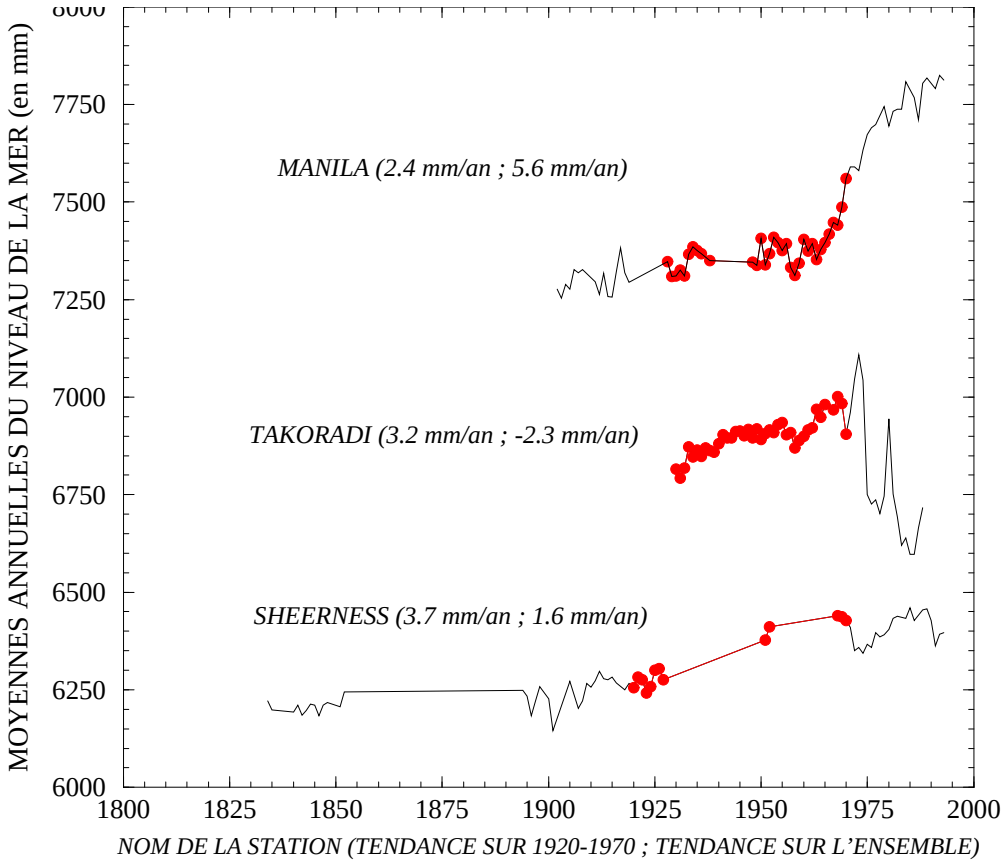
En ce qui concerne les résultats (cf. tableau de la figure 44), Douglas [1991] explique l'écart qu'il obtient avec Peltier & Tushingham [1991] par les différents sites "stables" sélectionnés. Peltier & Tushingham [1991] auraient employé des stations affectées par des effets tectoniques. Malgré une source de données commune, à savoir le PSMSL, force est de constater que peu de marégraphes exempts de mouvements verticaux notables sont communs d'un auteur à l'autre. La figure 42 montre les intersections des jeux "stables" de Emery & Aubrey [1991], Douglas [1991] et Peltier & Tushingham [1991]. En regardant de plus près, on s'aperçoit que seulement deux stations sont présentes dans les trois études; dix-huit figurent dans deux études; et soixante n'apparaissent qu'une fois.

Figure 42 : Situation géographique des marégraphes sélectionnés par Emery & Aubrey [1991], Douglas [1991] et Peltier & Tushingham [1991], selon leur critère propre de manque d'évidences de mouvements épirogéniques.



La notion de côte stable n'est pas très satisfaisante pour d'autres raisons que le côté arbitraire de l'interprétation des éléments géologiques ou archéologiques par les auteurs. Outre le problème de la disponibilité de telles informations, nous devons garder à l'esprit qu'il s'agit de témoignages passés d'un comportement qui n'est peut-être plus présent lors de l'enregistrement du marégraphe. Les séries temporelles de la figure 43 illustrent cette remarque. Peltier & Tushingham [1991] utilisent les données représentées par un cercle, car leur étude se limite à la période [1920-1970]. L'allure des courbes sur cet intervalle de temps ne trahit pas de signaux suspects, ce qui est moins évident par ailleurs. La présence d'un signal parasite est d'autant plus difficile à déceler que ses caractéristiques sont proches du signal eustatique attendu. Enfin, le peu de stations finalement disponibles soulève encore une fois la question de la représentativité des bassins océaniques.

Figure 43 : Comportements suspects de quelques séries temporelles sélectionnées par Peltier & Tushingham [1991].



II.2.3.3. Revue de résultats dans la littérature

Le tableau suivant synthétise quelques résultats de l'analyse des données marégraphiques. L'ensemble des auteurs s'entendent sur une élévation récente du niveau moyen des mers. Le nombre de papiers publiés donne une idée de l'importance du problème d'estimer cette grandeur, mais aussi de la difficulté de l'entreprise. Il est d'ailleurs quelque peu décourageant de s'apercevoir que la valeur n'est pas mieux cernée soixante ans après Vignal [1935]. Les résultats sont compris dans un intervalle de zéro à trois millimètres par an.

L'étude de Vignal [1935] portait sur un grand nombre de mesures effectuées en Méditerranée. L'auteur estimait une tendance légère du niveau moyen à s'élever à une vitesse de l'ordre du millimètre par an, dépassant rarement deux millimètres par an. Il constatait que cette élévation variait très sensiblement et irrégulièrement d'un port à l'autre, remarquant parfois l'abaissement dans certains ports. En outre, il appréhendait déjà correctement la nature du signal délivré par les marégraphes, ainsi que les incertitudes subséquentes: " [...] quand bien même certains appareils marémétriques dénoteraient un mouvement ascensionnel non périodique incontestable du niveau moyen de la mer, cette ascension pourrait tenir, non à une véritable montée des eaux par rapport au socle continental, mais simplement à un affaissement très localisé d'une étroite bande côtière".

Figure 44 : Estimations de la tendance contemporaine du niveau des mers selon différents auteurs, à partir de données marégraphiques.

Résultats en mm/an	Auteurs	Commentaires
1 à 2	Vignal (1935)	23 observatoires en Méditerranée.
1.1 ± 0.8	Gutenburg (1941)	selon Gornitz et al (1982). Période [1807-1939].
1.2 à 1.4	Kuenen (1950)	selon Emery & Aubrey (1991).
1.1 ± 0.4	Lisitzin (1974)	Période des observations [1807-1943].
1.2	Fairbridge & Krebs (1962)	selon Gornitz et al (1982). [1900-50].
3	Emery (1980)	Gornitz et al (1982). [1935-75].
1.2	Gornitz et al (1982)	193 marégraphes. [1880-1980].
1.5	Klige (1982)	Emery & Aubrey (1991). [1900-75].
1.54 ± 0.15	Barnett (1983)	Emery & Aubrey (1991). 9 marégraph. [1903-69].
1.4 ± 0.14	Barnett (1984)	155 marégraphes. [1881-1980]. T ≥30 ans.
0 à 3	Aubrey (1985)	Emery & Aubrey (1991).
1.2 ± 0.3*	Gornitz & Lebedeff (1987)	130 marégraphes. [1880-1982]. T≥20 ans.
1.15	Barnett (1988)	155 marégraphes. [1880-1986].
1.75 ± 0.13*	Trupin & Wahr (1990)	84 marégraphes. [1920-80]. T≥37 ans.
1.26 ± 0.78	Gornitz & Seeber (1990)	Emery & Aubrey (1991). Côte Est des USA.
2.4 ± 0.9*	Peltier & Tushingham (1991)	40 marégraphes. [1920-70]. T≥50 ans. ICE-3G.
0.8	Emery & Aubrey (1991)	Côtes stables. [1878-1984].
1.8 ± 0.1*	Douglas (1991)	21 marégraphes. [1880-1980]. T≥60 ans. ICE-3G.
1.5 ± 0.3*	Mitrovica & Davis (1995)	Mêmes marégraphes que Douglas. ICE-3G.

Notre étude montre qu'il n'y a pas une unique façon d'apprécier le changement global du niveau de la mer à partir des enregistrements marégraphiques, ni même d'estimer une tendance moyenne se rapportant aux jeux de données disponibles.

Les valeurs ci-dessus sont relativement proches. Leurs écarts ne reflètent pas tant les différents choix à la base de l'analyse (marégraphes, durée et période des séries temporelles, combinaisons régionales, modèle physique et techniques statistiques de traitement) que la difficulté d'extraire un signal ténu, encore mal appréhendé, à partir de données ambiguës renfermant vraisemblablement d'autres signaux de caractéristiques voisines du signal recherché. Le problème réside dans l'incapacité des stratégies d'analyse mises en oeuvre jusqu'à présent à détecter et à corriger de manière satisfaisante les effets systématiques potentiels. Aussi, la solution ne pourra provenir de nouveaux traitements des données marégraphiques seules, aussi sophistiqués soient-ils. Une information complémentaire externe semble indispensable.

La précision des résultats, indiquée par certains auteurs, paraît surprenante au regard des différences entre eux. Elle est manifestement optimiste. Afin de l'interpréter correctement, il convient de se rappeler l'origine de l'estimateur de précision d'une moyenne (cf. formule E.II.2). Ainsi, Douglas [1991] explique la valeur affichée par Trupin & Wahr [1990], qui est très proche de la sienne (cf. figure 44). Ils l'obtiennent à partir d'un échantillon plus important de marégraphes, en l'occurrence 84, alors que lui n'en utilise que 21. Par conséquent, la dispersion de leurs tendances individuelles du niveau de la mer autour de la moyenne globale est en réalité deux fois plus forte que la sienne. De fait, elle est encore un peu plus forte puisque la précision de leur moyenne est légèrement supérieure. Selon Douglas [1991], leur plus forte dispersion est due à leur choix de considérer les séries temporelles de plus de 37 ans. Ce critère lui semble un peu juste, il préfère des séries de plus de 60 ans de données.

L'estimateur de précision des résultats est certes optimiste, d'autant qu'il suppose l'absence de biais dans les données... Si nous reprenons le calcul de la section II.2.2.2., qui emploie l'ensemble des marégraphes de plus de dix données annuelles, nous obtenons une tendance globale du niveau des mers de +0.69 mm/an avec une estimation sur la précision de la moyenne de 0.17 mm/an, voisine de la valeur de Douglas [1991]. Mais, cette moyenne est issue d'un échantillon de 714 marégraphes, la dispersion des tendances individuelles du niveau de la mer est par conséquent de 4.5 mm/an, soit onze fois plus large que celle de Douglas [1991].

Parmi nos estimations de la tendance globale du niveau des mers, nous pourrions avoir une préférence pour celle qui considère les marégraphes GLOSS de plus de 40 données annuelles (cf. figure 31). D'abord, la durée minimale des séries temporelles filtre vraisemblablement les signaux océaniques interdécennaux, si l'on se fie à notre étude préalable de la section II.2.1. (cf. figures 17). Ensuite, le réseau GLOSS est conçu dans le but d'assurer une répartition géographique homogène, notamment pour éviter le biais introduit par la surabondance de stations dans le nord de l'Europe et de l'Amérique (cf. figure 42). Enfin, on pourrait se demander dans quelle mesure les auteurs ne s'arrangent pas pour choisir des données qui fourniront un résultat cohérent avec la littérature contemporaine. Nous obtenions pour cet échantillon de 45 marégraphes:

(1.6 ± 0.3) mm/an