

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE DES SCIENCES ET DE LA TECHNOLOGIE D'ORAN - MOHAMED BOUDIAF
FACULTE DE GENIE ELECTRIQUE



THESE DE DOCTORAT EN SCIENCES

SPECIALITE : ELECTRONIQUE
OPTION : SIGNAUX ET SYSTEMES

**Modélisation et Filtrage du Signal Altimétrique
des Satellites Topex/Posidon et Jason-1
en vue de l'Etude de la Dynamique de la Méditerranée :
Validation avec les Données Marégraphiques**

Présentée par :

HADDAD Mahdi

Soutenue à l'USTO, le : 15/10/2012, devant le jury composé de :

Dr. Boughanmi Nabil	Pr, USTO	Président
Dr. Belbachir Med Faouzi	Pr, USTO	Rapporteur
Dr. Bereksi Reguig Fethi	Pr, Univ - Tlemcen	Examineur
Dr. Djebbari Ali	Pr, Univ - SBA	Examineur
Dr. Zouagui Tarik	MC-A, USTO	Examineur
Dr. Kahlouche Salem	Dir. Rech, CTS - Arzew	Examineur

Année Universitaire : 2011-2012

Remerciements

Mes remerciements vont tout particulièrement à mon promoteur, le Professeur Belbachir Mohamed Faouzi, Directeur du Laboratoire Signaux, Systèmes et Données (LSSD) à l'Université des Sciences et de la Technologie d'Oran qui m'a chaleureusement encadré. Toujours pédagogue, il m'a guidé et m'a fait part de ses connaissances avec une grande disponibilité. Au delà de son aide et ses conseils, et du soutien qu'il m'a apporté, cinq ans à ses côtés furent une expérience riche humainement. Votre humanisme m'a souvent aidé à garder confiance et à persévérer.

Je tiens particulièrement à exprimer ma profonde gratitude à Mr. Oussedik Azzedine, Directeur Général de l'Agence Spatiale Algérienne (ASAL) pour les remarques et encouragements juste avant ma soutenance qui m'ont permis de bien m'y préparer et d'en garder un bon souvenir.

Un immense merci à Mr. Aarizou Madani, Directeur du Centre des Techniques Spatiales (CTS), pour m'avoir aidé dans ce travail de recherche avec une disponibilité et un souci à aller de l'avant constants.

Un immense merci au Dr. Kablouche Salem, Directeur de Recherche - CTS. Salem, de toi j'ai beaucoup appris : l'altimétrie, les méthodes de programmation, de rédaction, sont autant de domaines où tu es, depuis presque quinze ans maintenant, ma référence.

Je veux également remercier le Général Zerhouni Omar Farouk, Chef du Service Géographique et de Télédétection/A.N.P, de m'avoir fait confiance pour commencer ma thèse à l'Institut National de Cartographie et de Télédétection (INCT).

Je remercie également le Colonel Oukaci Hamid, Secrétaire Général du Conseil National de l'Information Géographique/A.N.P. Merci pour le temps que vous m'avez accordé plusieurs fois, pour vos idées et conseils qui m'ont énormément aidé et motivé.

Un grand merci au Professeur Hossein Hassani de Cardiff University - UK, pour les éclairages qu'il m'a apporté sur l'analyse des séries chronologiques, notamment sur l'Analyse Spectrale Singulière et pour sa rigueur scientifique qui fut une expérience très enrichissante. Je remercie également GistaT Group (PhD. Nina Golyandina, PhD. Vladimir Nekrutkin and Kirill Braulov) du Department of Mathematics - St. Petersburg University, pour la mise à notre disposition du logiciel CaterpillarSSA.

Merci aussi aux membres de mon jury pour leurs compétences, leurs regards critiques et leur enthousiasme qui ont fait de ma soutenance un moment très fort.

Je remercie mes collègues géodésiens du CTS : Abbas Hocine, Abrouche Said, Aiouaz Aomar, Benzeniar Navel, Ghezali Boualem, Rami Ali, Sabel Cherif, Touam Said et Zeggai Ali, avec qui j'ai eu le plaisir de travailler. Merci pour les éclairages que vous m'avez apportés sur vos différents domaines d'expertise.

Un grand merci à mes chers amis : Taïbi Habib, Touati Fateh et Boussema Hichem, pour votre soutien, vos encouragements et pour vos qualités humaines.

Il me reste encore à remercier ma famille, sans qui je n'en serais pas la aujourd'hui. Merci à mes parents de m'avoir donné des racines et des ailes. Merci pour votre curiosité sur mon travail, votre confiance et votre amour. Mes parents, je vous remercie aussi pour tout ce que vous m'avez transmis. Autant de ressources précieuses dans lesquelles j'ai pu puiser durant ma thèse. Je souhaite aussi remercier particulièrement ma belle-mère pour ses corrections de français de dernière minute.

Cette thèse a été pour moi une expérience très enrichissante tant dans son élaboration que dans les relations humaines. Merci à vous tous qui avez compris à quel point ce projet comptait pour moi. Allez... je tourne une page !

*A la mémoire de nos martyrs,
qui se sont sacrifiés pour
une Algérie libre et prospère.*

*A la mémoire de mon père,
à ma chère mère, ma chère épouse,
mes adorables filles Lili et Navel.*

*À mes sœurs et frères,
Et à tous ceux qui vivent d'espoir.*

Anomalies de hauteur de la mer (Sea Level Anomalies). Différence entre la hauteur de mer observée et la hauteur de mer moyenne. Cette donnée permet de suivre les variations de l'océan (variation saisonnières, phénomènes climatiques comme El Niño).

Baromètre inverse (Inverted Barometer). Correction due à la charge provoquée par l'atmosphère sur la surface de l'océan. Le niveau sera bas lorsque la pression atmosphérique sera forte et inversement, il sera haut pour des pressions atmosphériques faibles.

Cycle. Période au bout de laquelle le satellite repasse au-dessus du même point.

Duacs (Data Unification and Altimeter Combination System). Le système produit des données homogènes obtenues à partir de plusieurs missions altimétriques (Jason-1, T/P, Envisat, GFO, ERS-1 & 2 et Geosat) pour des applications opérationnelles (NRT, temps quasi-réel) ou de recherche.

Ellipsoïde de référence. Surface de référence arbitraire, correspondant en première approximation à la forme élémentaire de la Terre, une "sphère" aplatie aux deux pôles. Par exemple, l'ellipsoïde utilisé par la mission Topex/Poseidon a un demi-grand axe de 6378.1363 km et un coefficient d'aplatissement de 1/298.257.

Géoïde. Surface équipotentielle du champ de gravité ; c'est à dire la forme qu'adopterait la surface de la mer en l'absence de toute perturbation (marées, vent, courant, etc..).

Hauteur de la mer (Sea Surface Height). Hauteur mesurée par l'altimétrie, par rapport à l'ellipsoïde de référence. Elle ne correspond pas à la distance entre la surface et le fond.

Orbite héliosynchrone. Se dit de la trajectoire d'un satellite qui se déplace sur un plan orbital quasi polaire et à une altitude telle que chaque passage quotidien du satellite au-dessus d'une latitude donnée s'effectue environ à la même heure (solaire) locale.

Ssalto (Segment Sol multimissions d'ALTimétrie, d'Orbitographie et de localisation précise). Le système regroupe l'ensemble des moyens sol nécessaires pour assurer le contrôle des instruments DORIS et Poseidon, le traitement des données de DORIS, et des altimètres de Topex/Poseidon, Jason-1 et Envisat-1, ainsi que les services utilisateurs et l'expertise altimétrique.

Surface Moyenne Océanique (Mean Sea Surface). Composante permanente de la hauteur de la surface océanique qui comprend la contribution du géoïde (~100m) et la contribution de la circulation océanique permanente (~1m).

Topographie dynamique. Hauteur d'eau associée aux processus thermodynamiques de l'océan : courants, turbulence, dilatation thermique,... La hauteur de mer mesurée par les satellites altimétriques comprend cette topographie dynamique ainsi que les hauteurs associées au champ de gravité terrestre (géoïde).

Traces. Trace au sol du satellite, qui est la zone survolée par le satellite et « exposée » au radar. Les données "le long de la trace" sont des données ordonnées suivant le défilement du satellite, en suivant chronologiquement son déplacement.

Zéro hydrographique ou zéro des cartes. Niveau de référence à partir duquel sont comptées positivement vers le nadir les sondes portées sur les cartes marines et positivement vers le zénith les hauteurs de marée. Il est voisin du niveau des plus basses mers théoriques. En Algérie, le zéro du Nivellement Général Algérien (NGA) est situé à 34 cm au dessus du zéro hydrographique.

Acronymes

AVISO. Archivage, Validation et Interprétation des données des Satellites Océanographiques.

BRAT. Basic Radar Altimetry Toolbox.

CNES. Centre National d'Etudes Spatiales – France.

DORIS. Doppler Orbitography Radiopositioning Integrated by Satellite.

ECMWF. Center for Medium Range Weather Forecasting.

ESA. Agence Spatiale Européenne

JMR. Jason-1 Microwave Radiometer.

GDR. Geophysical Data Records.

GPS. Global Positioning System.

LRA. Laser Retroreflector Array.

MSLA. Maps of Sea Level Anomaly.

NASA. National Aeronautics and Space Administration – USA.

NOAA. Administration Océanique et Atmosphérique Nationale – USA.

PSMSL. Permanent Service of Mean Sea Level

SLA. Sea Level Anomalies.

SSA. Singular Spectrum Analysis.

SSB. Sea State Bias.

SSH. Sea Surface Height.

SWH. Significant Wave Height.

TMR. Topex Microwave Radiometer.

Topex. Ocean TOPography EXperiment.

TRSR. Turbo Rogue Space Receiver.

Sommaire

Lexique	i
Acronymes	iii
Sommaire	iv
Introduction	1
Chapitre 1: Les missions d'altimétrie spatiale	4
1.1 Missions antérieures	5
1.2 Missions actuelles	7
1.3 Missions futures	11
Chapitre 2: La mesure altimétrique	15
2.1 Principe de la mesure altimétrique	15
2.2 Corrections altimétriques	18
2.3 Niveau de référence et anomalie du niveau de la mer (SLA)	21
Chapitre 3: Les marées et les instruments de mesures marégraphiques	23
3.1 Théories des marées	23
3.2 Prédiction et analyse harmonique	26
3.3 Instruments de mesures marégraphiques	26
3.4 Le PSMSL	30
3.5 Utilisations et utilisateurs des marégraphes	32
3.6 Les modèles globaux de marée et l'altimétrie spatiale	33
Chapitre 4: La Mer Méditerranée : Description et caractéristiques générales	34
4.1 Géométrie de la Méditerranée	34
4.2 Fonds marins de la Méditerranée	35
4.3 Conditions climatiques	36
4.4 Circulation océanique en Méditerranée	36
4.5 Variabilité de surface à l'échelle du bassin à partir de produits Ssalto/Duacs	38
Chapitre 5: Etude de la variabilité du niveau moyen de la mer Méditerranée par la technique de l'Analyse Spectrale Singulière (SSA)	41
5.1 Analyse des séries temporelles : définition et objectifs	42
5.2 Extraction de la tendance et des termes périodiques d'un signal	43
5.3 Analyse de la variabilité du niveau moyen de la mer Méditerranée à partir des cartes SLA Ssalto/Duacs	44
5.4 Analyse de la variabilité à long terme du niveau de la mer Méditerranée à partir des séries temporelles enregistrées par les marégraphes	50
5.5 Variabilité du niveau moyen des océans à l'échelle du globe à partir de produits Ssalto/Duacs	54

Chapitre 6: Cycle saisonnier du niveau moyen de la mer Méditerranée à partir des données GDR Topex/Poseidon et Jason-1	56
6.1 Données Topex/Poseidon et Jason-1 utilisées	56
6.2 Méthodologie	57
6.3 Résultats obtenus	59
Chapitre 7: Nouvelle définition du niveau moyen de la mer au niveau du port d'Alger	61
7.1 Données marégraphiques utilisées	63
7.2 Prétraitement des enregistrements du marégraphe à acquisition automatique	63
7.3 Comparaison des données issues des deux marégraphes du port d'Alger	66
7.4 Résultats du traitement de données marégraphiques d'Alger	67
Conclusion	68
Références bibliographiques	70
Annexes	74
Annexe A. Article: Investigation of Mediterranean sea level variability by singular spectrum analysis. Journal of Mathematics and Technology 2(1): 45-53	75
Annexe B. Article: Long-term global mean sea level variability revealed by singular spectrum analysis. International Journal of Academic Research 3(2-III): 411-420	85
Annexe C. Format et Contenu du fichier Topex/Poseidon: "PassFile Scientific Data Record n"	96
Annexe D. Format et Contenu du fichier Jason-1 : "PassFile Scientific Data Record n"	101
Annexe E. Article: Evolution of the Altimetric Mean Sea Level of the Western Mediterranean from the Jason-1 Data: Comparison with Analysis of Tidal Gauge Measurements. Proceeding of 1st International Symposium of the International Gravity Field Service "Gravity Field of the Earth", In Harita Dergisi n°18	107
Annexe F. Article: Determination of the Mean Sea Level at Algiers Harbour From Tidal Data Analysis. Proceeding of 1st International Symposium of the International Gravity Field Service "Gravity Field of the Earth", In Harita Dergisi n°18	115

Introduction

La connaissance du niveau des mers est une préoccupation de longue date pour l'Homme, comme en témoigne la première table de prédiction des marées à Hangzhou, en Chine, établie pendant le règne de la dynastie Tang, vers l'an 770. La motivation principale qui conduisit l'Homme à s'intéresser de près à l'observation des variations du niveau de la mer fût vraisemblablement la navigation. Alors que les premières tables chinoises marquaient simplement les pleines et les basses mers en fonction des phases de la Lune, l'augmentation du commerce maritime suscita le besoin d'une connaissance plus détaillée des variations du niveau de la mer. Cette nécessité a poussé l'Homme à imaginer des moyens de plus en plus sophistiqués pour mesurer avec précision les fluctuations du niveau de la mer ; d'abord, en installant simplement des échelles de marée à proximité des ports ; puis, en concevant des instruments de haut niveau technique, comme par exemple les marégraphes à capteur de pression ou à propagation d'ondes acoustiques ; enfin, depuis quelques années, en mettant à profit les satellites artificiels.

Le terme de marégraphe vient du latin 'mare' (mer) et du grec 'graphein' (dessiner, écrire). Il ne s'agit pas d'un instrument qui mesure la marée mais le niveau de la mer, dont la marée n'est qu'un des phénomènes qui fait varier ce niveau. Les marégraphes fournissent des mesures de hauteur d'eau du niveau de la mer, parfois depuis près de deux siècles. A l'origine déployés pour la navigation et la prédiction de la marée, leur champ d'application s'est considérablement élargi de l'ingénierie côtière et l'aménagement du littoral à la connaissance précise des variations du niveau de la mer liées aux événements extrêmes (tempêtes, tsunamis...) et aux changements climatiques, dont le niveau de la mer est un paramètre essentiel.

Toutefois, grâce à l'essor de l'altimétrie notre vision de l'océan s'est nettement améliorée au cours de ces trente dernières années. La résolution spatiale et temporelle de l'altimétrie s'est avérée particulièrement adaptée pour accéder aux signatures de surface grande échelle de l'océan hauturier. Grâce aux mesures collectées sur tous les océans du globe, les océanographes ont pu suivre la variabilité des grands courants marins et observer les effets d'anomalies climatiques majeures, comme le phénomène El Niño/ La Niña 97-99. Aussi et au-delà de l'étude de la circulation océanique, se dessine un objectif très ambitieux pour l'altimétrie : L'étude des variations séculaires du niveau moyen absolu des océans. Dans ce domaine, il s'agit d'extraire de séries pluriannuelles de mesures, des signaux infimes de l'ordre de quelques millimètres à quelques centimètres par an. Dans le contexte du réchauffement de la planète, ces tendances mettront en évidence l'élévation lente du niveau moyen de l'océan sous l'effet conjugué de la dilatation thermique due à l'effet stérique, de la fonte des glaces et des glaciers, des précipitations, etc.

Les deux types de mesures issues de la marégraphie et de l'altimétrie spatiale, apparaissent ainsi complémentaires pour couvrir les surfaces océaniques de la Terre tout aussi bien en plein océan que sur les plateaux continentaux et les zones côtières.

La Méditerranée assimilable à un “océan miniature” est considérée comme une zone test privilégiée des techniques géodésiques appliquées à la géodynamique et à l'océanographie. En effet, elle se caractérise par la présence de processus physiques complexes recouvrant un large spectre de variabilité spatial et temporel. Ces phénomènes océanographiques y sont accentués par la nature de bassin semi-fermé. L'utilisation des mesures in situ ou satellitaires est une composante essentielle pour le suivi, la prévision et la gestion de cette mer. L'un des enjeux majeurs de cette thèse est de montrer l'apport de l'altimétrie spatiale et, notamment, l'apport des données particulièrement précises de Topex/Poseidon et Jason-1 à la caractérisation des variations temporelles du niveau moyen de la mer Méditerranée.

L'extraction des composantes harmoniques du signal océanique en mer Méditerranée est effectuée ici à partir des données d'anomalies de hauteur de la mer issues du système opérationnel Ssalto/Duacs. Ces données, facilement exploitables, résultent de l'homogénéisation et de la combinaison de multiples données altimétriques acquises et produites par différentes missions spatiales et bénéficient d'une couverture temporelle de 17 ans. Nous avons utilisé la technique sophistiquée d'Analyse Spectrale Singulière (SSA) pour l'analyse de la série temporelle d'anomalies moyennes de hauteur de la mer. La SSA nous a permis de mettre en relief le signal annuel intrinsèque qui marque la variabilité du niveau moyen. La tendance à long terme est évaluée ici par ajustement au sens des moindres carrés, des résidus obtenus après élimination des premières composantes harmoniques identifiées par la SSA.

Cependant l'utilisation de plusieurs satellites pose le problème de l'homogénéité de l'ensemble des données. En effet chaque altimètre possède un biais de mesure qui lui est propre. Partant de ce principe, nous avons cherché à estimer les variations saisonnières du niveau moyen de la mer Méditerranée à partir des données géophysiques de chaque satellite Topex/Poseidon et Jason-1. Cette étude consistera à exploiter l'ensemble des données GDR recueillies par les deux satellites sur une période commune allant de février 2004 à octobre 2005. Plusieurs traces de satellites seront choisies de façon à encadrer la zone d'étude. Une analyse en terme d'anomalies de hauteur de la mer entre plusieurs traces altimétriques sera menée d'une manière indépendante pour chaque satellite. Ces anomalies de hauteur ont été corrigées afin de discriminer du signal altimétrique les composantes hautes fréquences dues à la marée et à la réponse de la mer aux forçages atmosphériques. L'analyse des deux séries temporelles d'anomalies de hauteur de la mer corrigées et moyennées par cycle Topex/Poseidon et Jason-1 a permis de mettre en relief d'une part, le biais systématique de mesure qu'existe entre les deux satellites et d'autre part, l'évolution saisonnière du niveau moyen de la mer Méditerranée.

Enfin, bien que l'objet de cette étude porte sur l'étude des variations du niveau de la Méditerranée, nous nous sommes intéressés à exploiter les données marégraphiques du port d'Alger en vue de définir une nouvelle référence verticale nationale en remplacement de l'actuelle basée sur le médimarémètre de la Goulette (Tunisie) et dont la détermination remonte à l'époque coloniale française (1889). Les résultats de cette étude ne peuvent être considérés définitifs compte tenu d'une part de la courte durée des observations dont nous disposons et d'autre part, vu le manque de mesures d'étalonnage fiables. Néanmoins, cette étude a le mérite de sensibiliser nos pouvoirs publics sur l'intérêt de disposer d'un réseau de marégraphes numériques professionnels le long des côtes algériennes et sur les aboutissements qui en découlent.

Ce document est la présentation d'un travail de thèse en traitement du signal. Cette discipline est indispensable dans de nombreux domaines et prend toute sa valeur lorsqu'elle est appliquée à des signaux réels. Ici, le principal signal étudié est l'information enregistrée par un instrument embarqué à bord de satellites altimétriques en orbite autour de la Terre. Ce manuscrit de thèse va s'organiser autour de 7 Chapitres principaux :

Au cours du premier chapitre, nous présentons les différentes missions d'altimétrie passées, actuelles et futures. Un intérêt particulier est consacré aux deux missions franco-américaines Topex/Poseidon et Jason-1.

Dans un second temps, nous présenterons les principes généraux de fonctionnement de l'altimétrie sur les océans. Nous exposerons également les différents termes correctifs appliqués au signal altimétrique pour le rendre exploitable. Le but de ce chapitre est de décrire précisément la matière première de nos traitements.

Le troisième chapitre fait état des connaissances sur la marégraphie. Il apporte quelques notions générales importantes sur la marée, notamment sa décomposition en composantes harmoniques. Nous exposerons ensuite les instruments de mesures marégraphiques les plus utilisés, ainsi que les effets perturbateurs sur le signal marégraphique. Les exploitations possibles des mesures du niveau de la mer par marégraphie seront évoquées.

Le chapitre suivant est consacré à la présentation de notre zone d'étude : la mer Méditerranée. Après avoir décrit ses caractéristiques générales, en insistant tout particulièrement sur les processus de circulation de surface, nous traiterons la variabilité de surface du bassin méditerranéen.

Dans le cinquième chapitre, nous étudions la variabilité du niveau moyen de la Méditerranée à partir de la série temporelle d'anomalies moyennes de hauteur de la mer (SLA), tirée des produits Ssalto/Duacs. Après avoir décrit la technique utilisée pour cette étude (l'Analyse Spectrale Singulière), nous présentons les principaux résultats de cette expérimentation. Une comparaison entre la tendance obtenue par la SSA avec celle obtenue de l'analyse des données marégraphiques du service permanent du niveau moyen des mers (PSMSL) sera effectuée.

Au niveau du sixième chapitre, nous étudions les variations du niveau moyen de la Méditerranée à partir des données GDR Topex/Poseidon et Jason-1, dont nous disposons (février 2004-octobre 2005).

Enfin, nous nous sommes intéressés dans le septième et dernier chapitre à l'estimation du niveau moyen de la mer au niveau du port d'Alger à partir des données marégraphiques issues des deux marégraphes à acquisition automatique et analogique.

Pour clore ce document, nous rappelons les résultats principaux de ce travail de thèse et donnons une esquisse sur les perspectives de cette recherche afin de contribuer, au niveau scientifique, à la définition d'une référence altimétrique nationale.

Les missions d'altimétrie spatiale

L'altimétrie spatiale s'est développée dès la fin des années 70 avec les missions Geos 3 (1975), Seasat (1978) puis Geosat (1985). L'essentiel des études basées sur ces missions a concerné la mesure du géoïde marin et les applications à la structure de la lithosphère océanique et du manteau supérieur. Au début de la décennie 1990, se sont développées les premières applications océanographiques de l'altimétrie grâce aux missions franco-américaine Topex/Poseidon (1992) et européenne ERS-1 (1991) et ERS-2 (1995) (figure 1.1).

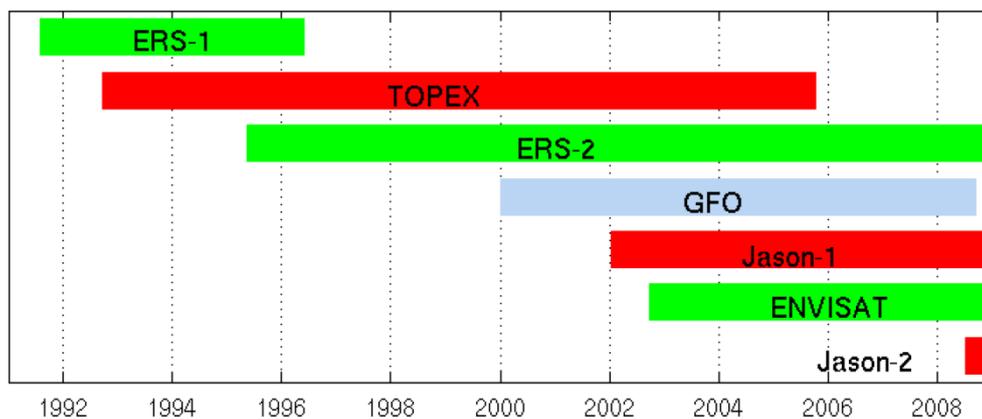


Figure 1.1. Les différents altimètres. ESA (vert), NASA-CNES (rouge), NASA-NAVY (bleu). Source d'image : Aviso.

De nombreux travaux sur les différentes corrections géophysiques (marées, troposphère, pente pour les surfaces continentales et surtout sur le calcul de l'orbite du satellite) ont permis d'améliorer de façon spectaculaire la précision de détermination de la hauteur instantanée de la mer, ouvrant de nombreux champs d'application en océanographie (figure 1.2).

Dans ce présent chapitre, on se concentrera sur la présentation des différentes missions altimétriques passées, actuelles et futures. Un intérêt particulier est consacré aux deux missions franco-américaines Topex/Poseidon et Jason-1.

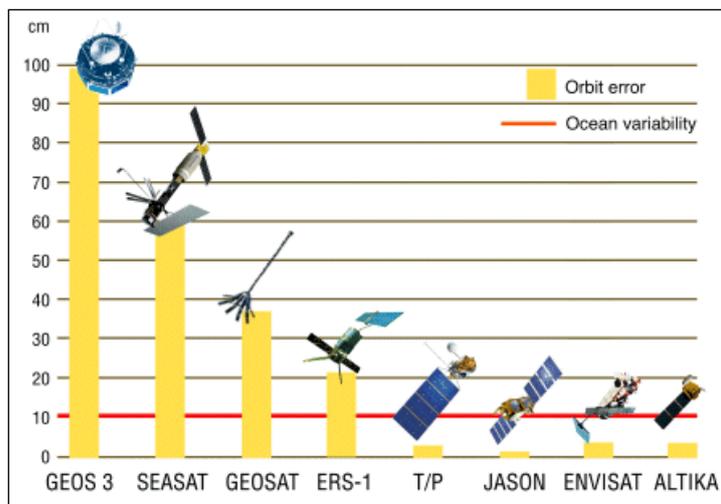


Figure 1.2 : La précision de la mesure depuis les premières missions altimétriques est améliorée d'un facteur 4 depuis 1992 - Source d'image : CNES.

1.1 Missions antérieures

1.1.1 Geosat

Geosat a été la première mission à fournir des données altimétriques de grande qualité sur plusieurs années. Le satellite Geosat (GEOdetic SATellite), satellite de la marine américaine (US Navy), a été lancé le 12 mars 1985 et s'est arrêté en janvier 1990. Son instrument principal était un altimètre radar, sa première mission était dédiée à la mesure du géoïde marin. Cette mission achevée (18 mois plus tard), le satellite fût placé sur une orbite répétitive de 17 jours, pour mesurer le niveau des océans et suivre ses variations pendant plus de trois ans. Les données furent mises à la disposition de toute la communauté scientifique via la NOAA (Administration Océanique et Atmosphérique Nationale - USA.).

1.1.2 ERS-1

Les satellites ERS (European Remote Sensing) ont pour mission d'observer la Terre, en particulier l'atmosphère et les océans en utilisant des techniques radars. Les satellites de l'ESA (agence spatiale européenne), ont à leur bord plusieurs instruments, dont un radar altimètre. ERS-1, lancé en juillet 1991, a été mis en sommeil en juin 1996 et définitivement arrêté en mars 2000.

Pour répondre à ses missions, ERS-1 a été placé sur différentes orbites successives [Aviso Altimetry]:

- une orbite répétitive à 3 jours pour l'observation des calottes polaires (du 28/12/1991 au 30/03/1992 puis du 24/12/1993 au 10/04/1994),
- une orbite répétitive à 35 jours pour les applications multidisciplinaires (dont l'observation des océans, cette orbite est l'orbite principale qu'a suivie ERS-1 la majorité du temps, en dehors des dates déjà définies pour les 2 autres orbites),
- une orbite répétitive à 168 jours pour les applications géodésiques (du 10/04/1994 au 28/09/1994 puis du 28/09/1994 au 21/03/1995).

1.1.3 Topex/Poseidon

1.1.3.1 Caractéristiques générales

L'altimètre Topex/Poseidon a été lancé le 10 août 1992, de la base française de lancement de Kourou en Guyane, par une fusée Ariane. Il possède des systèmes avancés d'altimétrie radar permettant des mesures précises et répétitives du niveau des océans, dans le but d'établir une topographie, variable des océans dite dynamique.

L'orbite choisie pour le satellite et les instruments embarqués à bord sont tels qu'ils fournissent, outre la mesure du niveau de la mer, une cartographie des courants marins et le suivi de leurs effets sur les changements climatiques globaux. Les mesures altimétriques permettent encore aux scientifiques d'étudier les marées, les vagues et les vents marins.

Il a une altitude de 1336 km, son orbite circulaire s'incline de 66 degrés par rapport au plan équatorial, son poids est de 2.4 tonnes. Il effectue un tour de la terre toutes les 112 minutes et fait un cycle orbital (balayage de toute la terre et retour au même point) de 10 jours, à la vitesse de 7.2 Km/s. Cela lui fait couvrir 90 % des océans pour pouvoir donner 50 000 mesures par jour, afin d'établir de part son cycle orbital une carte globale du niveau des océans tous les 10 jours [Lettre du CNES, N°139].

La mission Topex/Poseidon s'est terminée officiellement en janvier 2006, suite à un incident sur une des roues d'inertie du satellite intervenu en octobre 2005.

1.1.3.2 Instruments embarqués

Sur Topex/Poseidon, on distinguera deux sortes d'instruments (figure 1.3), ceux effectuant la mesure de hauteur, par rapport à la mer et ceux apportant des informations sur la mesure, en évaluant les conditions de ces dernières (influences des conditions extérieures, position du satellite,...).

On trouve donc, les altimètres ci-après [Aviso User Handbook, 1996] :

- L'altimètre radar bifréquences, NAR, conçu par la NASA. Il mesure la hauteur du satellite par rapport à la mer, la vitesse du vent, la hauteur des vagues et la correction ionosphérique. Il utilise deux bandes de fréquence, 13.6 GHz et 5.3 GHz, ce qui procure une précision sur l'altitude de 2.4 cm. Son poids est de 206 Kg, pour une consommation de 237 Watt.
- L'altimètre monofréquence, Poseidon, SSALT, conçu par le CNES. Il mesure la hauteur du satellite par rapport à la mer, la vitesse du vent et la hauteur des vagues. Il utilise une seule bande de fréquence, 13.65 GHz, ce qui procure une précision sur l'altitude de 2.5 cm. Son poids est de 29 Kg, pour une consommation de 49 Watt.

On trouve, également, les instruments servant au positionnement du satellite [Aviso User Handbook, 1996]:

- Un réflecteur laser, LRA, de la NASA, utilisé avec des stations au sol pour calculer l'orbite et calibrer ainsi les mesures d'altimétries. Il procure une précision de 2 cm sur les mesures. Son poids est de seulement 29 kg et ne consomme aucune énergie.
- Un récepteur GPS (Global Positioning System), qui reçoit les signaux de navigation bifréquence de 16 satellites GPS. Il utilise deux bandes de fréquences, 1227.6 MHz et 1574.4 MHz, ce qui procure une précision sur l'orbite de 10 cm. Son poids est de 28 Kg, pour une consommation de 29 Watt.
- Un récepteur d'orbitographie DORIS (localisation par effet Doppler), du CNES, qui reçoit les signaux de stations au sol pour le calcul d'orbite et de la correction ionosphérique, c'est à dire des erreurs commises par le système à cause de la présence d'ions dans l'atmosphère (ionosphère). Il utilise deux bandes de fréquence, 401.25 MHz et 2036.25 MHz, ce qui procure une précision sur l'orbite de 5 cm. Son poids est de 49 Kg, pour une consommation de 21 Watt.

On trouve, enfin, un instrument de correction des influences extérieures [Aviso User Handbook, 1996] : le radiomètre micro-onde Topex, TMR conçu par la NASA qui mesure le contenu en vapeur d'eau le long du trajet d'altimétrie. Il utilise trois bandes de fréquences, 18 GHz, 21 GHz et 37 GHz, ce qui procure une précision sur la densité en vapeur d'eau de 0.2g/cm². Son poids est de 50 Kg, pour une consommation de 25 Watt.

L'énergie, nécessaire à ces derniers instruments, est fournie par un panneau solaire de 25 m².

1.1.4 GFO

Le satellite GFO (Geosat Follow-On), successeur de Geosat a été lancé le 10 février 1998. Satellite de la marine américaine (US Navy), comme son prédécesseur, ses données sont mises à la disposition de la communauté scientifique via la NOAA. Il a pour mission de fournir des données en temps réel de la topographie des océans. Son instrument principal est un altimètre radar.

La mission GFO suit exactement l'orbite répétitive de 17 jours de Geosat, et elle est prévue pour être suivie par deux autres satellites. Suite à un problème de surchauffe sur une roue de réaction en septembre 2008, ses émetteurs ont été définitivement arrêtés le 26 novembre 2008.

1.2 Missions actuelles

Cinq satellites altimétriques sont actuellement en activité [Aviso Altimetry] :

- deux satellites - Jason-1 et Jason-2 - de période assez courte (10 jours), c'est à dire observant assez souvent le même point, mais prenant des mesures assez espacées au sol (315 km à l'équateur). Jason-2 se situe sur l'orbite initiale de Topex/Poseidon (avant 2002) et Jason-1 (avant février 2009). L'orbite de Jason-1 a été décalée en février 2009 sur les traces de Topex/Poseidon (après 2002). Ces 2 satellites ont en outre un décalage temporel de 5 jours.
- un satellite - Envisat - avec un cycle répétitif plus long (35 jours) mais un espacement entre les traces plus petit (80 km à l'Equateur), et un deuxième satellite - ERS-2, situé sur la même trace mais avec un léger décalage (mais ERS-2 n'a plus d'enregistreur à bord ; on ne peut donc plus obtenir de mesures qu'en visibilité de station(s) de réception).

- un satellite - Cryosat-2 - dont l'altimètre (Siral) possède un mode interférométrique, a une orbite très inclinée (92°) contraint par les objectifs scientifiques de la mission pour l'observation à la fois des pôles et des calottes polaires. Cette orbite est également non-héliosynchrone (à la différence de la plupart des satellites de télédétection).

1.2.1 Jason-1

Après le succès "éclatant" de la période Topex/Poseidon, le programme spatial d'océanographie Jason ouvrira l'ère des satellites altimétriques opérationnels. Jason fait partie intégrante des programmes internationaux d'études du climat, en particuliers des programmes G.O.O.S (Global Ocean Observing System) et G.O.D.A.E/MERCATOR (Global Ocean Data Assimilation Experiment).

Le programme Jason représente une série de satellites d'océanographie optimisés pour l'observation de haute précision de la topographie des océans dans le but de déterminer la circulation globale des océans et son influence sur le climat de la Terre. Jason-1 est le premier de cette série. C'est un satellite franco-américain CNES/NASA, successeur de Topex/Poseidon qui a été lancé le 7 décembre 2001 depuis la base de Vandenberg en Californie.

1.2.1.1 Instruments embarqués

Cinq instruments sont embarqués sur Jason-1 (voir figure 1.4): l'altimètre Poseidon-2, instrument principal de la mission, qui mesure la distance surface-satellite, le radiomètre JMR, pour la mesure des perturbations dues à l'eau présente dans l'atmosphère, ainsi que trois systèmes de localisation, DORIS, LRA et TRSR (GPS) [Aviso and Podaac User Handbook, 2003].

- Altimètre (Poseidon-2) : Instrument principal de la mission, Poseidon-2 est issu de l'altimètre expérimental Poseidon-1 de Topex/Poseidon. Petit, léger et ne nécessitant pas une grande quantité d'énergie, il est aussi d'une grande fiabilité. C'est un radar qui émet des ondes à deux fréquences différentes (13.6 -bande Ku- et 5.3 GHz -bande C-) pour permettre la détermination du contenu en électrons de l'atmosphère et analyse le signal réfléchi par la surface. Le temps de trajet aller-retour de l'onde est estimé très précisément afin de calculer la distance satellite - surface, moyennant quelques corrections.
- Radiomètre (JMR) : Cet instrument collecte le rayonnement émis par la surface à trois fréquences différentes (18, 21, et 37 GHz). Le but est de déterminer le contenu en vapeur d'eau et en eau liquide de l'atmosphère, en combinant les mesures prises à chacune de ces fréquences. Une fois connu ce contenu en eau, on en déduit la correction à appliquer à la mesure altimétrique, l'onde radar de l'altimètre étant ralentie par cette eau atmosphérique.
- Systèmes de localisation : Les systèmes de localisation à bord de Jason-1 se complètent pour permettre une mesure à 2 cm près de la position du satellite sur son orbite (distance radiale Terre-satellite). Le LRA est très précis mais son utilisation est limitée par la nécessité d'avoir des stations au sol, leur difficulté d'utilisation, ainsi que par les conditions météo. Il sert à calibrer les deux autres afin d'avoir l'orbite la plus précise possible. Le TRSR (GPS) fournit des données en complément de celles de DORIS pour la détermination temps réel et la détermination précise de l'orbite.

1.2.1.2 Orbite de Jason-1

L'altitude, élevée, du satellite (1336 km) permet de minimiser les interactions avec l'atmosphère et le champ de gravité de la Terre, rendant ainsi la détermination de l'orbite plus facile et plus précise. L'inclinaison de l'orbite, qui amène le satellite jusqu'à 66° nord et sud, permet le survol de la plupart des mers non gelées. La répétitivité de l'orbite est d'un peu moins de 10 jours (9.9156 jours, soient à peu près 10 jours moins 2 heures), c'est-à-dire que le satellite repasse au-dessus d'un même point (à 1 km près) tous les 10 jours, complétant ainsi un cycle. Ce choix est un compromis entre la résolution spatiale et la résolution temporelle, qui permet une étude de la variabilité océanique à grande échelle. De plus, le fait que cette orbite soit non-héliosynchrone et prograde évite l'aliasing des différentes composantes de la marée à une même fréquence.

Les satellites Topex/Poseidon et Jason-1 ont fonctionné en tandem, depuis le lancement de Jason-1 jusqu'en septembre 2002, date à laquelle l'orbite de Topex/Poseidon a été décalée pour s'entrelacer à mi-chemin avec celle de son successeur [Aviso Altimetry]. Ce choix d'une phase tandem permettait une meilleure intercalibration, ainsi que la continuité des données. Toujours d'un point de vue calibration, l'orbite choisie a également l'avantage de passer au-dessus de deux sites dédiés, le cap de Sénétosa (Corse) et la plate-forme Harvest (Californie).

Jason-1 a subi un changement d'orbite en février 2009. L'orbite de Jason-1 se retrouve décalée à mi-chemin de ses anciennes traces (donc celles de Topex/Poseidon après 2002).

Les caractéristiques de l'orbite Jason-1 sont présentées dans le tableau 1.1 [Aviso and Podaac User Handbook, 2003]:

Caractéristiques principales	
Demi-grand axe	7 714.4278 km
Excentricité	0.000095
Inclinaison (non héliosynchrone)	66.039°
Données auxiliaires	
Altitude de référence (équatoriale)	1 336 km
Période nodale (durée d'une demie-révolution, ou passe)	6745.72 secondes (112'42" ou 1h52')
Répétitivité (durée du cycle)	9.9156 jours
Nombre de passes par cycle	254
Intertrace à l'Equateur	315 km
Longitude à l'équateur de la passe 1	99.9242°
Vitesse orbitale	7.2 km/s
Vitesse de balayage au sol	5.8 km /s

Tableau 1.1 : Caractéristiques de l'orbite Jason-1.

1.2.1.3 Performances de Jason-1 par rapport à Topex/Poseidon

Jason-1 réalise des mesures d'altitude avec une précision au moins équivalente à celle de Topex/Poseidon. Il est pourtant d'une taille bien inférieure :

	Topex/Poseidon	Jason-1
Poids du satellite	2500 kg	500 kg
Puissance du satellite	1000 W	450 W
Poids de la plate-forme	980 kg	270 kg
Puissance de la plate-forme	500 W	300 W
Poids de la charge utile	385 kg	120 kg
Puissance de la charge utile	380 W	147 W
Poids de l'altimètre	230 kg	55 kg
Puissance de l'altimètre	260 W	78 W

Tableau 1.2 : Performances de Jason-1 par rapport à Topex/Poseidon - Source CNES.

1.2.2 Jason-2

Le satellite Jason-2 a pris le relais en 2008 pour assurer la continuité de la série de mesures effectuées depuis 1992 par les satellites Topex/Poseidon et Jason-1, dans le cadre d'une coopération entre le CNES, Eumetsat, la NASA et la NOAA. Actuellement, Jason-2 se situe sur l'orbite initiale de Topex/poseidon (avant 2002) et Jason-1 (avant février 2009). Jason-1 et Jason-2 ont en outre un décalage temporel de 5 jours.

La charge utile de Jason-2, presque identique à celle de Jason-1, est composée de la génération suivante des altimètres Poseidon (Poseidon-3) et du système de positionnement DORIS. Poseidon-3 a les mêmes caractéristiques générales que Poseidon-2, mais un bruit instrumental plus faible. En mode expérimental, un algorithme couplant l'altimètre et DORIS devrait permettre une meilleure poursuite, notamment sur les zones côtières, les continents et glaces. La précision attendue serait de 2,5 cm sur la mesure altimétrique [OSTM/Jason-2 Products Handbook, 2009].

Trois instruments nouveaux (I2L2, LPT, Carmen-2) sont en outre embarqués, destinés à l'étude des radiations dans l'environnement du satellite (LPT, Carmen-2), et à la mesure du temps de parcours d'un laser. Ces instruments, en plus de leur intérêt scientifique, permettront d'améliorer, à terme, la qualité et la précision des données [OSTM/Jason-2 Products Handbook, 2009].

1.2.3 ERS-2

ERS-2, successeur d'ERS-1, a été utilisé en tandem avec celui-ci d'août 1995 à juin 1996 : mis sur des orbites identiques à 35 jours, les satellites se sont succédé à un jour d'intervalle. Depuis le 22 juin 2003, l'enregistreur bord d'ERS-2 utilisé pour les données de l'altimètre, connaît des défaillances. Cela signifie que les données de l'altimètre sont indisponibles, sauf quand le satellite est en visibilité des stations sol de l'ESA, au-dessus de l'Europe, l'Atlantique Nord, l'Arctique et l'ouest de l'Amérique du Nord. Le satellite Envisat, lancé en mars 2002, a ensuite pris le relais.

1.2.4 Envisat

Le satellite Envisat (Environmental Satellite), successeur d'ERS-1 et ERS-2, a été lancé le 1^{er} mars 2002 sur une orbite à 35 jours. Dédié à l'étude de l'environnement, en particulier au suivi des changements climatiques, sa mission est d'observer l'atmosphère et la surface de la Terre. Construit par l'Esa, il a à bord une série d'instruments complémentaires (dont un altimètre radar, et le système d'orbitographie et de localisation précise DORIS) permettant d'observer le plus grand nombre de paramètres possibles [ENVISAT RA2/MWR Product Handbook, 2004].

Intégré aux nouveaux programmes internationaux d'étude du climat, comme G.O.O.S et G.O.D.A.E/MERCATOR, Envisat annonce l'entrée de l'océanographie spatiale dans l'ère opérationnelle, avec l'accès aux données en temps quasi-réel.

1.2.5 Cryosat-2

Le satellite Cryosat-2 a été lancé le 08 avril 2010 à des fins d'étude des glaces continentales et de mer. Son orbite permet de couvrir pratiquement les zones polaires, avec une inclinaison autour de 92°, et une altitude de 717 km. Cette mission embarque un altimètre/interféromètre, Siral, un instrument DORIS, mais pas de radiomètre. Siral est un instrument en bande Ku (13,575 GHz), qui peut fonctionner sur trois modes distincts [Aviso Altimetry] :

- Mode altimètre au nadir, basse résolution, fournissant une largeur de pulse conventionnelle sur les zones centrales des calottes polaires, les océans et les continents,
- Mode SAR améliore la résolution le long de la trace (~250 m) sur la glace de mer, grâce à une fréquence de répétition du pulse plus importante et un complexe traitement au sol,
- Mode SAR interféromètre offre une seconde chaîne de réception pour mesurer l'angle de croisement de l'écho d'arrivée sur les surfaces topographiques à la périphérie des calottes polaires.

Aujourd'hui, il est prévu que Cryosat fonctionne sur l'océan à des fins de validation, en mode basse résolution. Cela veut dire que les segments sols seront capables de traiter les mesures altimétriques de Siral sur l'océan. Elles ne bénéficieront cependant pas de correction radiométrique directe.

Des données de topographie dynamique de moyenne qualité, mais sur une orbite inédite, pourront donc être valorisées en combinaison avec les missions altimétriques dédiées.

Le lancement d'un premier satellite Cryosat le 8 octobre 2005, s'est soldé par un échec et par la perte du satellite, suite à une anomalie dans la séquence de lancement.

1.3 Missions futures

Plusieurs options sont avancées pour 2012 et au-delà : soit des missions comprenant des instruments à large fauchée, soit une constellation d'au moins trois satellites. Les missions aujourd'hui en discussion sont [Aviso Altimetry] :

1.3.1 Saral

La mission Saral, dont le lancement est prévu en 2012-2013, est une mission d'océanographie complémentaire de Jason-2. Elle a pour objectifs :

- De réaliser des mesures précises, répétitives et globales de la hauteur de la mer, de la hauteur significative des vagues et de la vitesse du vent pour :
 - le développement de l'océanographie opérationnelle,
 - la compréhension du climat et le développement de capacités de prévision,
 - la météorologie opérationnelle.

- D'assurer, en association à Jason-2, la continuité du service actuellement rendu par la charge utile altimétrique d'Envisat et par Jason-1,
- De répondre au besoin exprimé par les programmes mondiaux d'étude de l'océan et du climat, et contribuer à la mise en place d'un système mondial d'observation des océans.

La charge utile proposée est constituée :

- de l'altimètre haute résolution AltiKa, qui intègre une fonction radiométrique bi-fréquence,
- du système d'orbitographie précise DORIS, associé à un rétro réflecteur laser (LRA).

1.3.2 HY-2

HY-2 (HaiYang signifie "océan" en langue chinoise) est une série de satellites océanographiques dont le lancement était prévu par la Chine au cours de l'année 2009 (HY-2A (2009 ?), HY-2B (2012), HY-2C (2015), HY-2D (2019)). HY-2 fait partie d'une série de satellites océanographiques:

- HY-1A et HY1B (respectivement lancés en Mai 2002 et Avril 2007) mesurent la couleur et la température de l'océan grâce à des capteurs dans le visible et l'infrarouge,
- HY-2 s'intéresse à l'environnement dynamique marin,
- HY-3 associera des capteurs dans le visible, l'infrarouge et micro-ondes.

L'objectif de HY-2 est de suivre la dynamique océanique grâce à des capteurs micro-ondes pour détecter les champs de vent à la surface océanique, la hauteur de la surface océanique ainsi que la température de surface. Le satellite comprendra un altimètre bi-fréquence en bandes Ku et C, un diffusiomètre et un imageur micro-ondes. Il comprendra également un instrument DORIS pour l'orbitographie.

1.3.3 Sentinel-3

Le satellite Sentinel-3 s'inscrit dans le programme GMES, fondé en coopération entre l'Esa et la Commission Européenne. Dédié à la surveillance de la Terre et des océans, son lancement est prévu en 2012. Ce programme est la réponse européenne aux besoins toujours grandissants en matière de gestion de l'environnement.

Sentinel-3 appartient à une série de 5 satellites :

- Sentinel-1 assurera la continuité des mesures radars SAR recueillies par les satellites ERS et Envisat,
- Sentinel-2 sera un satellite optique conçu pour des observations en mode spectral,
- Sentinel-3 sera consacré à la surveillance de la Terre et à l'océanographie opérationnelle,
- Sentinel-4 sera dédié à l'étude de la pollution atmosphérique en orbite géostationnaire,
- Sentinel-5 sera destiné à l'étude de la chimie atmosphérique en orbite basse.

La charge utile de Sentinel-3 devrait être composée d'un radar altimètre performant, d'un imageur optique multi-canaux (visible, infrarouge), de composants appropriés pour une mesure très précise de la vapeur d'eau atmosphérique, des aérosols et des corrections ionosphériques, et enfin d'un système de localisation pour la détermination précise de l'orbite (instrument DORIS notamment).

L'altimètre sera capable de fonctionner selon deux modes opératoires : un mode basse résolution pour des surfaces homogènes comme l'océan et un mode haute résolution pour les glaces de mer ou les applications océaniques à méso-échelle.

Les caractéristiques principales de l'orbite répondent aux exigences scientifiques : une forte inclinaison de l'orbite (polaire ou quasi-polaire), une orbite héliosynchrone et une couverture globale en 1 à 3 jours compatibles avec les instruments optiques.

Les objectifs de la mission s'appliquent à l'océan, aux surfaces continentales et à la cryosphère. Les variables mesurées pour chacun de ces domaines seraient : la hauteur de la surface des océans (SSH), la température de surface (SST), la couleur de l'océan (OC), la couleur des sols (LC), le niveau de la surface des rivières et des lacs, le niveau et l'épaisseur des glaces de mer flottantes.

1.3.4 Jason-3

Pour assurer la pérennité des mesures au-delà de la mission Jason-2, le CNES, Eumetsat et la NOAA ont confirmé leur engagement pour la mission Jason-3 pour les années 2013-2014. Pour minimiser le coût et les risques de cette mission, le modèle de Jason-2 devrait être reproduit en grande partie. Toutefois, les choix d'une orbite et des instruments appropriés demeurent toujours en discussion.

1.3.5 Swot

Le satellite Swot (Surface Water Ocean Topography) est envisagé pour 2016 avec un partenariat comprenant la NASA et le CNES. Il associerait les concepts de deux satellites, encore aujourd'hui à l'état de projet, en une seule mission : WaTER (Water and Terrestrial Elevation Recovery) et Hydrosphere Mapper. Le principal objectif de Swot est de réunir les besoins des communautés hydrologiques et océanographiques en un seul satellite. La technologie retenue pour ce satellite serait une bande Ka Radar INterféromètre (KaRIN, 0,86 cm de longueur d'onde).

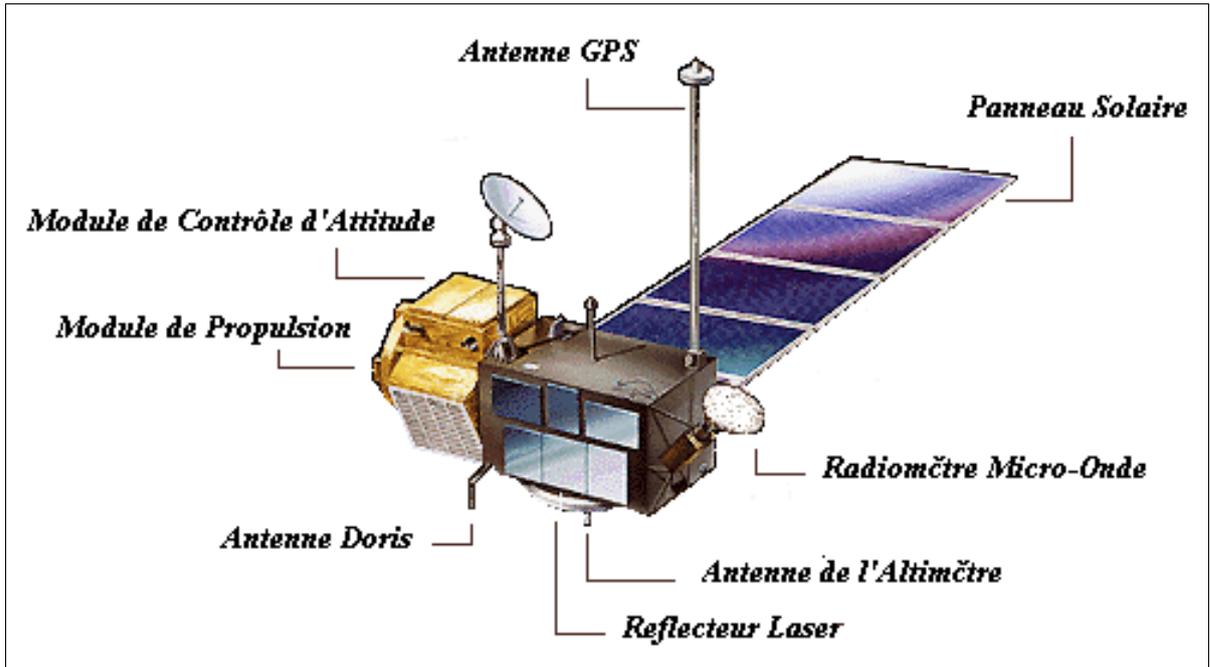


Figure 1.3 : Le satellite Topex/Poseidon - Source d'image : Aviso Altimetry.

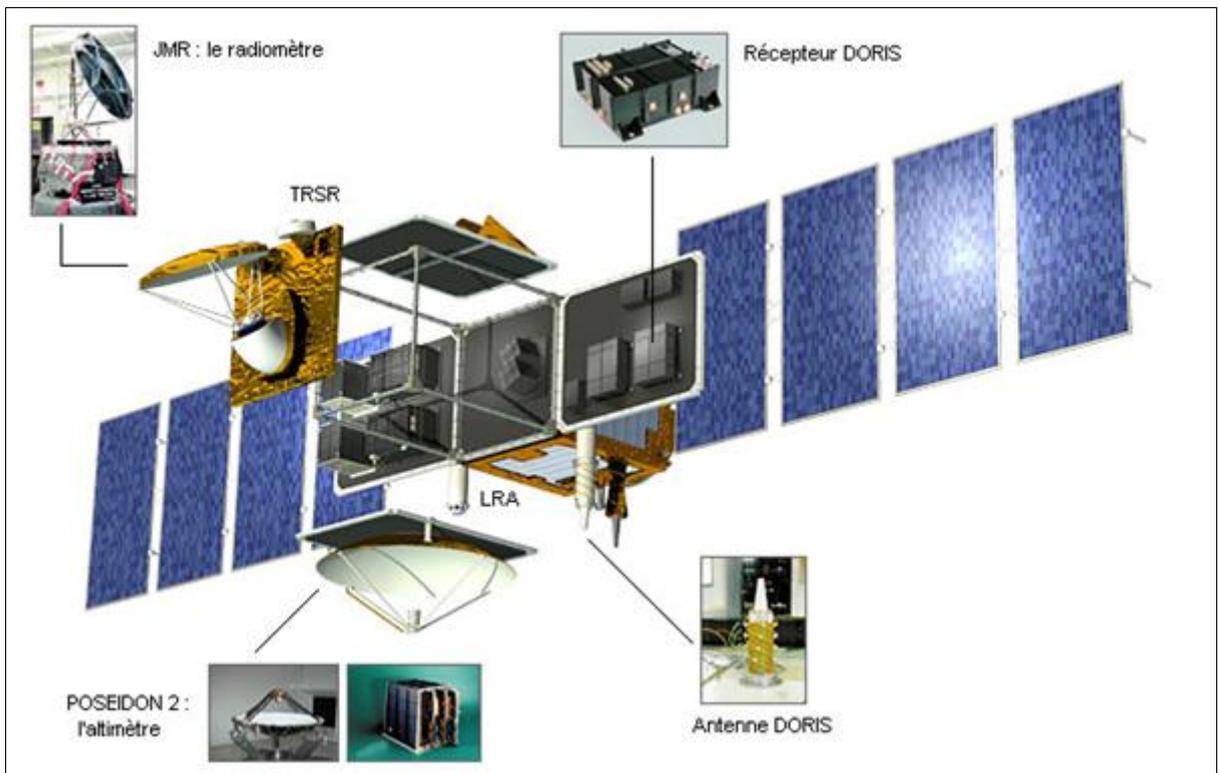


Figure 1.4 : Le satellite Jason-1 - Source d'image : Aviso Altimetry.

La mesure altimétrique

Ce chapitre présente le principe de la mesure altimétrique et définit la matière première du traitement que nous utilisons par la suite. Après une brève description de l'écho altimétrique tel qu'il est acquis par le radar, nous présentons les paramètres environnementaux et géophysiques qui affectent la mesure altimétrique. La modélisation détaillée de ces paramètres, qui sera utilisée par la suite, est proposée.

2.1 Principe de la mesure altimétrique

2.1.1 Distance satellite-océan

Un radar altimètre embarqué à bord d'un satellite émet un signal à très haute fréquence (plus de 1700 impulsions par seconde) à la verticale de celui-ci en direction du sol et reçoit en retour l'écho réfléchi par la surface de la mer. L'analyse de l'écho permet d'extraire une mesure très précise du temps de trajet aller-retour entre le satellite et la surface de la mer. Ce temps est ensuite transformé en distance par simple multiplication par la vitesse de la lumière, vitesse à laquelle se propagent les ondes électromagnétiques émises. En moyennant sur une seconde les distances estimées, on obtient une mesure très précise de la distance satellite-océan. Cette distance, noté R sur la figure 2.1, vaut : $R = \Delta_t c / 2$ avec Δ_t le temps de trajet aller-retour et c la célérité.

Deux autres paramètres sont également estimés, la hauteur des vagues et la vitesse du vent, d'après respectivement la forme et la puissance de l'écho retour. La figure 2.1 résume le principe de la mesure de la hauteur brute, avant que celle-ci ne soit corrigée de différents effets perturbateurs.

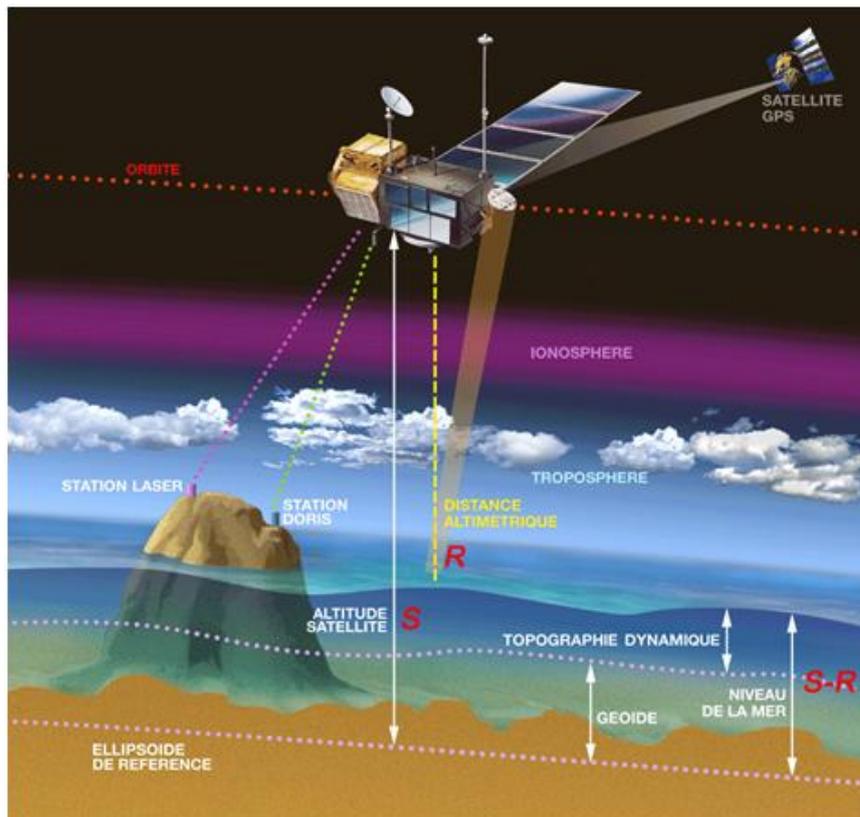


Figure 2.1 : Principe géométrique de l'altimétrie. (Source d'image: Aviso Altimetry)

La forme du signal reçu par l'altimètre a des caractéristiques très précises. L'onde émise se propage selon une calotte sphérique (figure 2.2-a). L'aire de l'intersection de cette onde avec la surface de la mer croît jusqu'à une valeur constante, en conséquence la puissance de l'impulsion retour reçue croît également jusqu'à un palier (temps 3, figure 2.2-a à droite). Le milieu du front de montée de l'écho retour (temps 2, figure 2.2-a) correspond à la hauteur de mer altimétrique mesurée.

La forme de l'impulsion retour est fonction de la rugosité de la surface réfléchissante c'est à dire de l'état de mer. La pente de l'écho-retour permet donc d'estimer la hauteur moyenne des vagues, $H_{1/3}$ (Moyenne du tiers des vagues les plus hautes). En effet, cette pente est abrupte en cas de mer plate alors qu'elle est plus douce lorsque la mer est agitée. La vitesse du vent se détermine à partir de la puissance de l'écho retour (voir figure 2.2-b).

L'écho retour d'une impulsion unique est fortement bruité par les multiples réflexions des différentes facettes qui forment la surface de la mer. Il faut donc moyenner sur un à deux milliers d'échos pour avoir un écho retour moyen exploitable (figure 2.2-c).

L'ensemble des traitements précédemment décrits, permettant de passer d'une forme d'onde brute à une hauteur de mer altimétrique R , se nomme « analyse de la forme d'onde » (Retracking).

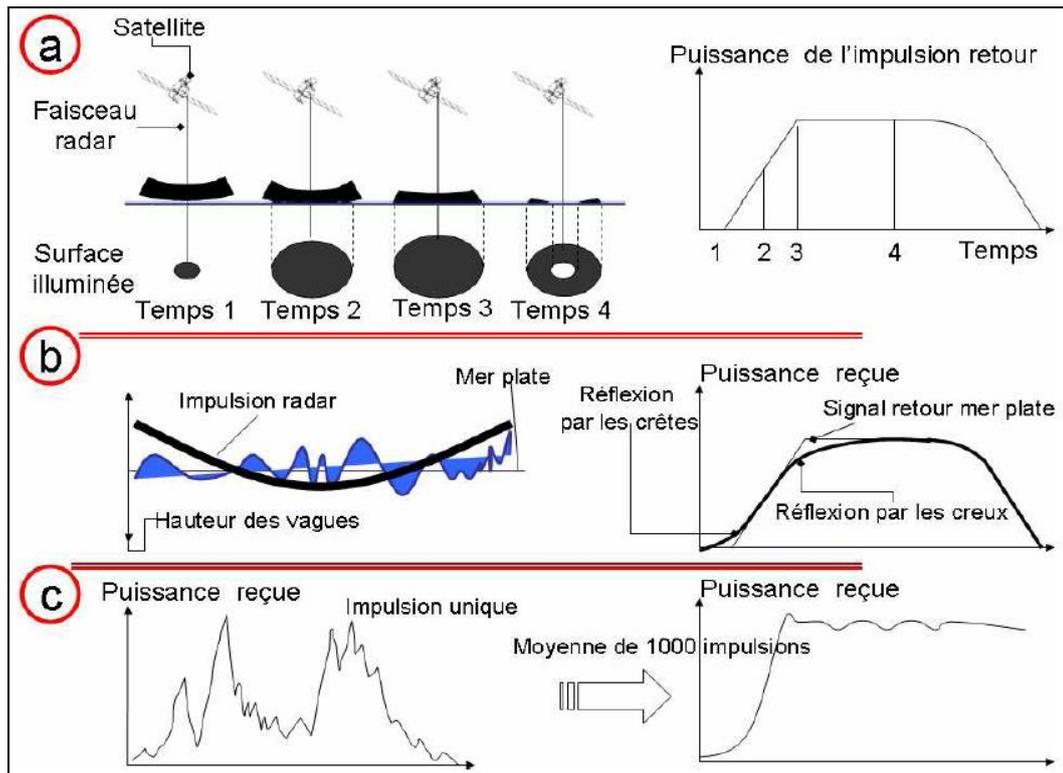


Figure 2.2 : Principe de l'analyse de la forme d'onde [Bouffard, 2007].

2.1.2 Orbite du satellite et localisation

La mesure de distance entre le satellite et la surface de l'océan n'est pas directement exploitable par l'océanographe. L'objectif final étant de mesurer le niveau de la mer par rapport à un référentiel lié à la terre, il est nécessaire de connaître de manière indépendante la trajectoire du satellite sur son orbite, c'est-à-dire sa position en latitude, longitude, et son altitude S exacte à chaque instant (voir figure 2.1).

Avoir une bonne estimation de l'orbite d'un satellite signifie connaître sa position et la vitesse de son centre de masse par rapport à un référentiel (ellipsoïde de référence). L'orbite du satellite par rapport à ce référentiel est connue précisément grâce à des systèmes de poursuite comme le système français DORIS. En complément, les systèmes de positionnement GPS et laser sont également utilisés.

2.1.3 Comment mesure-t-on le niveau de la mer ?

Le niveau des océans ou hauteur de la mer (*Sea Surface Height*) correspond à la mesure du niveau des océans à un instant donné par rapport à un ellipsoïde de référence. Le niveau des océans s'obtient par simple différence entre l'orbite du satellite et la distance altimétrique: $SSH = S - R$.

Toutefois, le signal émis par l'altimètre traverse les différentes couches de l'atmosphère qui ont chacune leurs propres caractéristiques. Ces couches ralentissent la vitesse de l'onde ce qui entraîne des erreurs systématiques sur les hauteurs calculées. Aussi, la mesure altimétrique est sensible aux effets géophysiques. Il faut corriger en conséquence la distance altimétrique R . Dans ce qui suit, nous présentons les différentes corrections à apporter à la distance altimétrique.

2.2 Corrections altimétriques

2.2.1 Corrections environnementales

Le temps de propagation du signal émis par l'altimètre doit être connu au mieux. Or celui-ci traverse les différentes couches de l'atmosphère qui ont chacune leurs propres caractéristiques. Ces couches ralentissent la vitesse de l'onde ce qui entraîne des erreurs systématiques sur les hauteurs calculées. Il faut corriger en conséquence les mesures des effets environnementaux :

La correction de la troposphère sèche (la plus influente sur la mesure) : Les gaz permanents de l'atmosphère (oxygène, azote), ralentissent l'onde radar, provoquant une erreur sur la mesure altimétrique de l'ordre de 2.30 m. La valeur de la correction est déterminée en fonction de la pression atmosphérique, fournie par un modèle météorologique [Rummel, 1993] :

$$Dry_{Corr} = 2.227 \cdot 10^5 (1 + 0.0026 \cos(2\varphi)) P_S \quad (2.1)$$

où : φ est la latitude et P_S est la pression au niveau de la mer en Pascal.

La correction de troposphère humide : l'humidité présente dans l'atmosphère (vapeur d'eau) ralentit l'onde radar. Cet effet peut provoquer des erreurs de l'ordre de 15 cm en moyenne sur la mesure altimétrique. La valeur de la correction à appliquer est déterminée en utilisant les mesures du radiomètre présent à bord du satellite. La valeur de la correction est donnée par [Rummel, 1993] :

$$Wet_{Corr} = 2.227 \cdot 10^5 \left(\frac{1255}{T_S} + 0.05 \right) E_S \quad (2.2)$$

où : E_S est la pression partielle de la vapeur d'eau et T_S est la température en ° Kelvin.

La correction de réfraction ionosphérique : La traversée de l'ionosphère perturbe l'onde radar de l'altimètre. Les électrons libres la ralentissent, provoquant une erreur sur la mesure altimétrique de l'ordre de 0 à 30 cm. La valeur de cette correction est déterminée par combinaison des distances altimétriques mesurées à deux fréquences différentes (cas des altimètres Topex/Poseidon et Jason1), car elle est inversement proportionnelle au carré de la fréquence.

L'expression générale de la correction ionosphérique est donnée comme suit [Rummel, 1993] :

$$Iono_{Corr} = - \frac{40.2}{f^2} E \quad (2.3)$$

avec : E le contenu total d'électrons sur le trajet et f la fréquence.

Pour un altimètre bi-fréquence, cette correction est donnée comme suit [Rummel, 1993] :

$$Iono_{Corr} = \frac{f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \frac{40.2 E}{f_1^2} - \frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} \frac{40.2 E}{f_2^2} \quad (2.4)$$

où : f_1 et f_2 les fréquences.

2.2.2 Corrections géophysiques

Les mesures altimétriques sont sensibles aux variations à très hautes fréquences (<1 jour) du niveau de la mer qui correspondent au signal dominant en terme de variabilité. En connaissant les fréquences des composantes principales de ces phénomènes, il devient possible de les discriminer du signal altimétrique. Pour étudier les signaux plus basse fréquence que sont par exemple le signal saisonnier ou meso-échelle, il est donc nécessaire de retrancher à la mesure altimétrique les signaux haute fréquence que sont la variation de pression et les marées :

Réponse de l'océan aux variations de pression : La variation de pression atmosphérique modifie l'élévation de la surface de l'océan. Classiquement dans les données altimétriques Topex/Poseidon et Jason-1 (GDR), cette réponse de l'océan est modélisée par l'approximation simpliste du baromètre inverse (IB). Cette correction instantanée est calculée à partir de la pression au niveau de la mer qui est obtenue indirectement via la correction Troposphérique sèche [Aviso User Handbook, 1996], [Aviso and Podaac User Handbook, 2003]:

$$P_{atm} = Dry_{Corr} / [-2.277(1 + (0.0026 \cos(2Lat_{Tra} - 1.10^6 \pi/180.0)))] \quad (2.5)$$

où : P_{atm} est la pression au niveau de la mer en mbar, Dry_{Corr} est la correction Troposphérique sèche en mm et Lat_{Tra} représente la latitude géodésique.

La correction barométrique inverse est alors:

$$Inv_{Bar} = -9.948 (P_{atm} - 1013.3), \text{ en mm.} \quad (2.6)$$

Marée océanique : Par l'action gravitationnelle du soleil et de la lune on observe un déplacement important de masses d'eau. Ce dernier se traduit par une variation du niveau de la mer et par l'apparition de courant de marée dont l'intensité dépend de la rotation et de la position de la Terre sur son orbite, du soleil et de la lune. (Intensité élevée quand le soleil et la lune sont alignés par rapport à la Terre). Dans l'océan les variations ne dépassent rarement 2 mètres alors que près des côtes elles peuvent atteindre 10 m. Grâce à l'altimétrie ces dernières sont connues en plein océan avec une précision de 1 cm mais près des côtes les erreurs, dues à des contributions non linéaires mal connues, peuvent atteindre plusieurs centimètres [Bouffard, 2007].

Notons ici que pour Topex/Poseidon, la correction de marée océanique est donnée d'après deux modèles globaux: le CSR 3.0 de l'Université du Texas, USA et le FES 95.2 de l'Université de Grenoble, France [Aviso User Handbook, 1996]. Pour Jason-1, elle est donnée d'après deux modèles globaux : le GOT 99.2 du Goddard Space Flight Center, USA et le FES 99 [Aviso and Podaac User Handbook, 2003].

Marée solide (ou terrestre) : Les marées terrestres sont les déformations élastiques de l'écorce terrestre due à l'action des forces gravitationnelles de la lune et du soleil. L'effet des autres astres étant apparemment négligeable au niveau sous-millimétrique. La variation temporelle suscitée à la surface de la terre par ce phénomène est périodique, en accord avec les mouvements des astres considérés et de leurs effets conjugués. Notant toutefois qu'il existe un terme permanent dépendant de la latitude. Typiquement, l'amplitude du déplacement périodique n'excède pas quelques dizaines de centimètres. Elle dépend de la situation géographique de la station, en raison notamment de la forme elliptique de la terre et de sa rotation [Wahr, 1985].

Il est relativement aisé de réduire l'effet des marées sur les mesures Topex/Poeidon et Jason-1 en utilisant les modèles de Cartwright and Taylor (1971) et Cartwright and Edden (1973). Ces modèles font intervenir les nombres de Love pour prendre en compte l'élasticité de la terre.

Marée polaire : L'axe de rotation de la Terre n'est pas fixe dans le temps, or il se confond avec l'axe de l'ellipsoïde qui lui est fixe. On assiste donc à un déplacement vertical de la croûte terrestre par rapport à son ellipsoïde (l'axe de l'ellipsoïde correspond à l'axe moyen de rotation de la Terre). La marée polaire a une amplitude de 2 cm sur quelques mois. Le calcul de l'effet de marée polaire est aisément effectué en connaissant la position du pôle [Wahr, 1985] :

$$H_{P\delta le} = -69.435 \sin(2Lat_{Tra}) \left((x_{P\delta le} - x_{P\delta le_{avg}}) \cos Lon_{Tra} - (y_{P\delta le} - y_{P\delta le_{avg}}) \sin Lon_{Tra} \right) \quad (2.7)$$

où: $H_{P\delta le}$: marée polaire en mm, Lon_{Tra} , Lat_{Tra} : longitude et latitude géodésiques du point de mesure, $x_{P\delta le}$, $y_{P\delta le}$: position du pôle, $x_{P\delta le_{avg}} = 0.042 \text{ arc sec}$ et $y_{P\delta le_{avg}} = 0.293 \text{ arc sec}$.

2.2.3 Biais électromagnétique (SSB)

La surface d'eau, sur laquelle se réfléchit le signal, est constituée d'une multitude de microfacettes dont chacune agit comme un miroir. Compte tenu des mouvements de la surface, seule une petite partie de ces facettes contribue au retour du signal vers le satellite. De plus, leur répartition n'est pas uniforme : ainsi le creux des vagues renvoie plus d'énergie que la crête. L'altimètre voit alors une distance plus grande que la réalité. Ces biais sont difficiles à estimer car ils sont liés à l'état de mer qui a une grande variabilité spatiale et temporelle. Il existe cependant des modèles de correction de ce biais qui sont fonction de la hauteur des vagues et de la vitesse du vent (ce sont effectivement ces paramètres physiques qui modifient la structure et la répartition des facettes spéculaires). L'erreur d'estimation est de l'ordre de 1% de $H_{1/3}$ ($H_{1/3}$ étant la hauteur moyenne du tiers des vagues les plus hautes). L'estimation du biais électromagnétique en bande Ku est effectuée selon le modèle empirique $BM4$ [Gaspar et al., 1994 et Chelton, 1994] :

$$SSB_{[Ku]} = SWH_{[Ku]} (a_1 + a_2 U + a_3 U^2 + a_4 SWH_{[Ku]}) \quad (\text{Bande } Ku : 13.6 \text{ GHz}) \quad (2.8)$$

où $SSB_{[Ku]}$ est le biais de l'état de la mer en mètres (*Bande Ku*), U est la vitesse du vent, en m/s, (*Bande Ku*) et $SWH_{[Ku]}$ est la hauteur significative des vagues, en mètre (*Bande Ku*).

Les valeurs des paramètres a_i pour les altimètres Topex/Poseidon et Jason-1, sont données dans le tableau suivant [Gaspar et al., 2002] :

	a_1	a_2	a_3	a_4
Topex	-0.0203	-0.00369	0.000149	0.00265
Poseidon	-0.0539	-0.00225	0.000097	0.00183
Jason-1	-0.021	-0.0035	0.00014	0.0027

Tableau 2.1: Estimation des paramètres a_i pour le calcul du biais électromagnétique.

Le modèle fonctionnel de calcul de la vitesse du vent est donné par [Witter and Chelton, 1991] :

$$U = \sum_{n=0}^4 a_n (\sigma_{ob})^n \quad (2.9)$$

avec : U la vitesse du vent en m/s,

σ_{ob} le coefficient de dispersion biaisé (*biased backscatter coefficient*): $\sigma_{ob} = \sigma_o + d\sigma$ en décibels

σ_o le coefficient de dispersion (*backscatter coefficient*)

$d\sigma$ le biais qui est ajouté pour adapter les données Geosat. La valeur du biais est la même pour les altimètres Topex et Poseidon. $d\sigma = -0.63 \text{ dB}$

a_0, a_1, a_2, a_3 et a_4 sont les coefficients polynomiaux définis comme suit :

U limites	σ_{ob} limites	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4
$U > 7.30$	$\sigma_{ob} < 10.8$	51.045307042	-10.982804379	1.895708416	-0.174827728	0.005438225
$0.01 \leq U \leq 7.30$	$10.8 \leq \sigma_{ob} \leq 19.6$	317.474299469	-73.507895088	6.411978035	-0.248668296	0.003607894
$U = 0$	$19.6 < \sigma_{ob}$	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Tableau 2.2 : Coefficients polynomiaux pour le calcul de la vitesse du vent.

Notons que la hauteur significative de la vague SWH est calculée le modèle défini par [Gaspar et Florens, 1998]:

$$SWH = 2c \sqrt{\sigma_c^2 - \sigma_p^2} \quad (2.10)$$

où c est la célérité, σ_c (en seconds) représente le délai du à la tache de l'écho sur la mer et σ_p (en secondes) est la longueur d'onde de l'écho.

2.3 Niveau de référence et anomalie du niveau de la mer (SLA)

Comme nous avons vu précédemment, le radar altimétrique fournit la mesure de distance R entre le satellite et la surface de la mer. L'orbite du satellite fournit l'altitude S du satellite par rapport à un ellipsoïde de référence. La différence corrigée entre ces deux quantités donne la topographique de surface des océans.

La surface topographique révèle notamment le relief de la mer créé par les inhomogénéités du champ de gravité terrestre. Ce relief h_g est appelé Géoïde, correspond à l'équipotentiel des champs de gravité terrestre. Il s'agit de la forme hypothétique, qu'adopterait la surface de la mer en l'absence de toute perturbation dynamique (marées, vent, courant, etc.).

La topographie de surface mesurée par altimétrie intègre également le relief de la " topographie dynamique " h_d de l'océan, qui traduit la présence des courants, la densité inhomogène des masses d'eau et leur mouvement. On a ainsi :

$$h - h_T - h_a = h_g + h_d \quad 2.11$$

avec :

h : hauteur de mer altimétrique corrigée des perturbations environnementales, instrumentales et du biais d'état de la mer,

h_T : correction de marées,

h_a : correction de réponse haute fréquence de l'océan aux forçages atmosphériques,

h_g : hauteur du Géoïde,

h_d : topographie dynamique.

On définit alors la variable spatio-temporelle de hauteur de la mer altimétrique $SSH_{ALT}(x, y, t)$ par :

$$SSH_{ALT}(x, y, t) = h - h_T - h_a = h_g + h_d \quad 2.12$$

Le signal h_a , qui intéresse particulièrement les océanographes, est cependant plus faible que le signal dû au géoïde; il est en moyenne inférieur au mètre avec des longueurs d'ondes supérieures à 30 km. Par exemple, en mer Méditerranée, la topographie dynamique de surface est d'environ 5 à 10 cm en moyenne.

Or, si le géoïde est connu avec une précision centimétrique pour les grandes longueurs d'ondes (quelques milliers de kilomètres), celle-ci se dégrade rapidement pour les petites échelles; l'erreur pouvant atteindre plusieurs dizaines de centimètres dans certaines régions, notamment près des côtes (Duquenne et al., 2003).

Ainsi, à défaut de disposer d'un géoïde de bonne qualité pour extraire la totalité du signal lié à la dynamique océanique, on peut utiliser le niveau moyen de la hauteur de mer altimétrique corrigée comme niveau de référence des mesures. Le niveau moyen $\overline{SSH_{ALT}(x, y, t)}$ est calculé le long des traces du satellite en moyennant les mesures altimétriques instantanées sur le nombre de passages répétés du satellite au dessus des mêmes points. En soustrayant ce profil moyen le long de chaque mesure altimétrique, on obtient l'anomalie de hauteur altimétrique appelée $SLA_{ALT}(x, y, t)$. On a ainsi :

$$SLA_{ALT}(x, y, t) = SSH_{ALT}(x, y, t) - \overline{SSH_{ALT}(x, y, t)} \quad 2.13$$

La SLA, composante variable en temps et en espace du signal océanique, traduit donc la variabilité de la topographie de surface liée à la circulation des masses d'eau.

Les marées et les instruments de mesures marégraphiques

Parmi les phénomènes de la nature, la marée est l'un des plus surprenants par son ampleur et par sa puissance. C'est ainsi que non seulement il s'est imposé à l'attention des navigateurs mais encore qu'il ait suscité les recherches des savants les plus émérites qui ont proposé des théories pour expliquer l'origine du phénomène. Dans ce qui suit, on présente les différentes théories des marées, les instruments de mesures marégraphiques les plus utilisés et le service permanent du niveau moyen des mers (PSMSL). Les différentes exploitations possibles des observations du niveau de la mer par la marégraphie ainsi que l'apport de l'altimétrie spatiale à la définition des modèles de marées globaux s'en suivent.

3.1 Théories des marées

Depuis très longtemps, les marées océaniques sont observées sur notre planète. Nous nous proposons de présenter dans cette partie un bref aperçu historique de l'explication scientifique et de la modélisation générale de ces marées [Lefevre, 2000] :

3.1.1 Théorie statique

Le savant anglais Newton (1642-1727) proposa en 1687 sa théorie de la gravitation dans son ouvrage 'Philosophae naturalis principia mathematica'. Il posa les bases de toutes les études ultérieures faites sur les marées. Il énonça que la Lune par sa proximité, et le Soleil par sa masse, sont les deux seuls astres perturbateurs engendrant les marées. Ils exercent une force d'attraction sur toutes les particules qui composent l'eau des océans. La différence de cette force avec l'attraction qu'ils exercent au centre de la Terre est la force génératrice des marées.

En considérant un système à trois corps, Newton parvint à donner l'expression de cette force pour toutes les particules liquides de la Terre en fonction de leur position par rapport aux deux astres perturbateurs. Enfin, il relia la force génératrice des marées aux variations du niveau des océans en développant la théorie statique des marées qui suppose qu'à tout instant la surface des océans est dans une position d'équilibre dépendant de la position des astres.

Cependant, seule, cette dernière théorie s'avérera incomplète pour expliquer le phénomène des marées. En effet, elle ne tient pas compte de la rapidité de mouvement des astres ainsi que de l'inertie des masses liquides déplacées par la force génératrice. Mais son approche a le grand mérite d'expliquer la périodicité semi-diurne de la force génératrice avec des inégalités diurnes, caractéristiques qui se retrouvent dans la périodicité des marées.

3.1.2 Théorie dynamique

En 1775, le mathématicien français Laplace (1749-1827) proposa une explication correcte de la génération des marées avec son traité 'La Mécanique Céleste' et sa théorie dynamique. En effet, il établit une relation entre l'élévation du niveau des océans et l'angle horaire, la déclinaison de la Lune et les distances aux astres perturbateurs (formule de Laplace). La réponse des océans à l'excitation de la force génératrice prend la forme d'ondes qui se propagent sur toute la surface maritime. Ces ondes se déplacent plus ou moins rapidement suivant que le fond des océans est respectivement profond ou non.

Elles sont, comme toutes les ondes, réfléchies, réfractées ou dissipées suivant le milieu. En outre, Laplace montra que la marée réelle est proportionnelle à la marée théorique définie par la marée statique et qu'elle est déphasée, en calculant des coefficients caractéristiques de ces phénomènes. Ces coefficients proportionnels et ces déphasages sont fonctions du lieu c'est-à-dire qu'ils sont dépendants du profil hydraulique et donc de la forme du fond marin et des côtes. Laplace arriva à les déterminer expérimentalement pour chaque port.

Les formules de détermination de la marée s'appuient sur l'hypothèse de linéarité reposant sur deux principes de la théorie ondulatoire :

- Principes des oscillations forcées : sous l'influence d'une force perturbatrice de l'équilibre et si cette force est rigoureusement périodique, le mouvement de la mer est périodique et de même période que l'astre.
- Principe de superposition des petits mouvements : le mouvement total d'un système soumis à de très petites forces est la somme des mouvements partiels que chaque force lui imprime. Il correspond à chacun d'eux une marée partielle de même période et la somme de ces mouvements représente la marée.

Même si ces principes ne sont pas rigoureusement applicables au cas des marées, ils en donnent une représentation telle que les formules vont permettre à Laplace de donner jour aux premières prédictions de marées. En effet, grâce aux observations marégraphiques (en particulier celles du marégraphe de Brest, le premier mis en place au monde), le premier 'Annuaire des marées, ports de France' paraît en 1839 grâce à l'instigation de l'ingénieur hydrographe français Chazallon.

3.1.3 Analyse harmonique

La formule de Laplace fournit une bonne représentation de la marée semi-diurne, mais se prête mal aux prédictions des marées à forte inégalité diurne. Pour résoudre ce problème, lord Kelvin, en 1870, décomposa le potentiel de la force génératrice de la marée en une somme de termes périodiques, ainsi une analyse harmonique est nécessaire pour trouver les composantes de la marée, qui sont classées en quatre grands groupes :

- Composantes semi-diurnes : elles sont de période voisine de 12 heures, les principales ondes sont désignées par M2 et S2. Elles sont dues à la lune moyenne et au soleil moyen (astres fictifs animés d'un mouvement uniforme sur une orbite circulaire située dans le plan de l'équateur et ayant la même période de révolution que la lune réelle ou le soleil réel).
- Composantes diurnes : elles ont une période voisine de 24 heures. Les principales composantes sont K1 due à la déclinaison de la lune et du soleil et O1 due à la déclinaison de la lune.
- Composantes de longues périodes : elles sont bimensuelles, mensuelles, semestrielles, annuelles ou plus, avec une période de 14 jours pour l'onde issue de la lune et de six mois pour celle due à la rotation autour du soleil.
- Composantes supérieures : elles sont de types quart-diurne, tier-diurne ou plus.

Les ondes diurnes et semi-diurnes sont généralement les plus importantes. Elles génèrent la forme générale de la marée en un lieu et déterminent le type de la marée. Toutefois, dans les zones de faibles profondeurs, les ondes supérieures et composées peuvent devenir très importantes. Les ondes à longues périodes ont des amplitudes faibles et peuvent être considérées comme des variations du niveau moyen. Le tableau 3.1 représente les principales ondes de marée:

Type de l'onde	Nom	Composante	Période	Origine
Semi-diurnes	M2	Lunaire moyenne	12h 25mn	Mouvement moyen de la Lune
	S2	Solaire moyenne	12 h	Mouvement apparent du Soleil
	K2	Déclinationnelle luni-solaire	11h 59mn	Inclinaisons orbite lunaire, écliptique
	N2	Elliptique majeure lunaire	12h 39mn	Effets d'excentricité
	L2	Elliptique mineure lunaire	12h 11mn	Idem
	2N2	Elliptique du 2 ^{ème} ordre lunaire	12h 54mn	Idem
Diurnes	K1	Déclinationnelle luni-solaire	23h 56mn	Déclination luni-solaire
	O1	Lunaire principale	25h 49mn	Déclination de la lune
	P1	Solaire principale	24h 03mn	Déclination du soleil
	Q1	Elliptique majeure lunaire	26h 56mn	Effets d'excentricité
Longues périodes	Mf	Lunaire bimensuelle	13,661 jrs	Déclinaison lunaire semi-mensuelle
	Mm	Lunaire mensuelle	27,555 jrs	Lunaire moyenne mensuelle
	Ssa	Solaire semi-annuelle	182,621 jrs	Déclinaison solaire semi-annuelle
	Sa	Solaire annuelle	365,24 jrs	Variation longitudinale du Soleil

Tableau 3.1 : Principales ondes de marée [Lefevre, 2000].

Pour tout lecteur qui voudrait approfondir l'histoire des marées océaniques au cours des siècles, nous lui laissons le soin de se reporter à l'ouvrage unique et très complet de D.E. Cartwright [1999].

3.2 Prédiction et analyse harmonique

La méthode harmonique permet de fournir une approche pratique et précise de l'analyse et de prédiction de marée. La formule harmonique s'appuie sur des paramètres (constantes harmoniques de la marée) à déterminer expérimentalement à partir d'observations marégraphiques. L'obtention d'une bonne précision nécessite des observations de bonne qualité et il faut noter que les résultats sont uniquement valables là où les observations ont eu lieu.

La formule harmonique de la hauteur de marée $h(t)$ à l'instant t peut s'exprimer de la manière suivante [Simon, 2003] :

$$h(t) = Z_0 + \sum_i h_i \cos(V_{0i} + q_i t - G_i) \quad (4.1)$$

avec : Z_0 le niveau moyen autour duquel oscille le niveau de l'eau, h_i l'amplitude de l'onde i , V_{0i} l'argument astronomique à $t = 0$ de la composante i (en $^\circ$), q_i la vitesse angulaire de la composante i (en $^\circ$ par heure), G_i la situation géographique de la composante i (en $^\circ$).

Les amplitudes h_i et les situations G_i sont les constantes harmoniques de la marée.

Pour plus de détails sur l'expression de la formule harmonique, se rapporter à [Dars, 1971], [Foreman, 1977, 2004] ou [Simon, 2003].

3.3 Instruments de mesures marégraphiques

Parmi tous les moyens d'observation de l'océan, la mesure marégraphique est l'une des techniques majeures de l'océanographie. Les applications scientifiques liées à la mesure marégraphique couvrent largement le spectre temporel et spatial des variations de la surface océanique : établissement des annuaires des marées, estimation de l'élévation globale du niveau des mers, études de la circulation océanique, validation des résultats de l'altimétrie radar satellitaire, etc.

Quel que 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. Parmi les marégraphes les plus utilisés, on cite [Manuel des hydrographes édité par le SHOM] :

3.3.1 Marégraphes analogiques

Ce sont essentiellement des marégraphes à flotteur. La méthode d'enregistrement la plus répandue est le graphe de la hauteur en fonction du temps, appelé marégramme.

Un flotteur placé dans un tube vertical ou dans un puits de tranquillisation en communication avec la mer, subit les variations du niveau de la mer dues à la marée. Les trous de communication avec l'extérieur sont assez étroits pour filtrer les effets de la houle et du clapot mais assez grands pour s'assurer que le niveau est le même à l'intérieur et à l'extérieur du puits ou du tube.

Les variations de hauteur subies par le flotteur sont transmises via un système de câbles et de poulies, et transformées en déplacement vertical d'un stylet sur un marégramme enroulé sur un tambour tournant entraîné par un système d'horlogerie (un tour en un jour ou un tour en une semaine). Le marégramme est donc rapporté à un axe horizontal des abscisses gradué en heures et un axe vertical des ordonnées gradué en mètres.

Cette technologie déjà ancienne est bien maîtrisée. Elle a été longtemps utilisée dans les missions comme le seul moyen qui permettait d'avoir une mesure de la marée qui puisse être lue directement en continu.

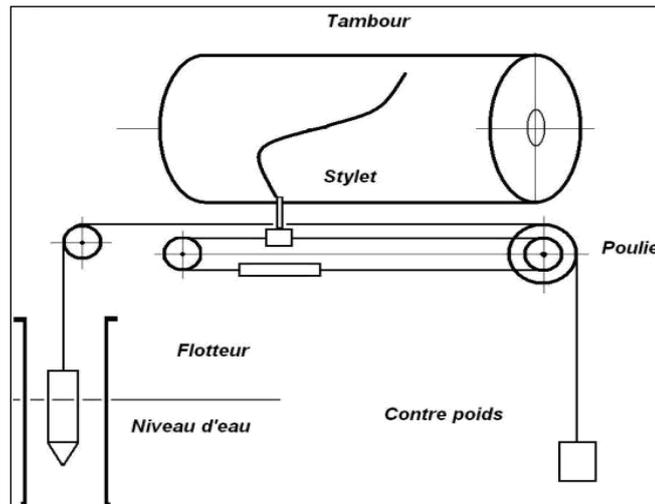


Figure 3.1 : Principe du marégraphe analogique.

3.3.2 Marégraphes numériques à capteur de pression

Le marégraphe de ce type est un appareil immergé, en général placé au fond de l'eau dans une cage lestée. Le capteur de pression est constitué d'un quartz dont la fréquence propre, par effet piézo-électrique, varie en fonction de la pression qui s'exerce sur lui et de la température interne du marégraphe. La variation entre la fréquence nominale et la fréquence enregistrée correspond donc à une variation de pression et de température.

La pression subie par le capteur est la somme de la pression atmosphérique et de la pression due à la colonne d'eau au-dessus du capteur. La variation de la colonne d'eau correspond à la marée observée. La valeur de fréquence émise par le quartz est traduite en une valeur de pression.

Selon un procédé classique en électronique, la pression est mesurée en échantillonnant le signal de fréquence émis par le quartz, puis à la fin de la série de mesures appelée période d'intégration, la valeur moyenne est archivée dans la mémoire interne de l'appareil. Les séquences de mesures sont pilotées par une horloge interne à quartz. On corrige les pressions acquises par le marégraphe numérique en éliminant la pression atmosphérique et en reliant la pression restante à la hauteur de la colonne d'eau (connaissance de la densité moyenne de l'eau).

Les marégraphes à capteur de pression, associés aux techniques numériques, permettent d'éviter des infrastructures trop importantes et de réaliser des mesures au large. Ils ont une large autonomie tant en capacité de mémoire qu'en autonomie électrique.

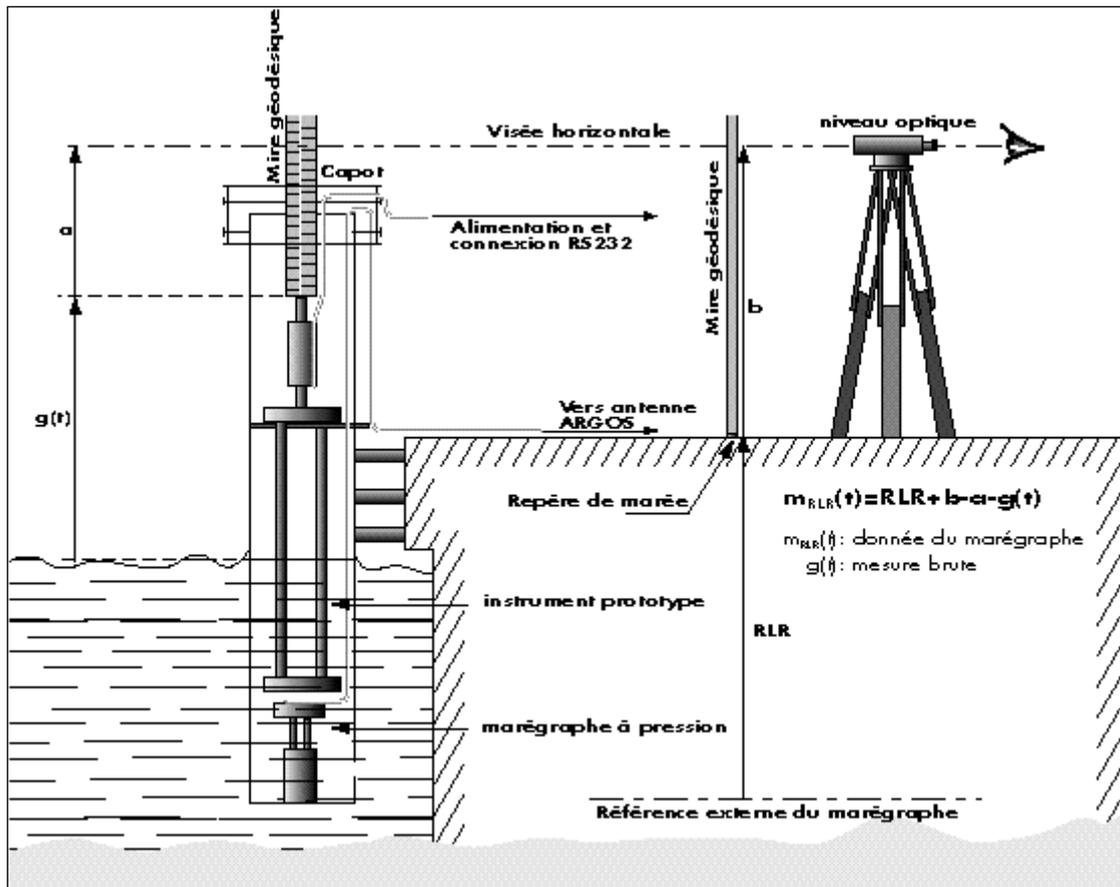


Figure 3.2 : Principe du marégraphique à capteur de pression.

3.3.3 Marégraphes Côtiers Numériques (MCN)

Les MCN sont des marégraphes à capteur ultra-sonore installés dans certains observatoires permanents. Le MCN est équipé d'un transducteur ultra-sonore. Ce transducteur, placé au-dessus de la surface de l'eau, émet un court train d'impulsions ultrasonores (40-50 kHz) et détecte le signal réfléchi. Le temps écoulé entre l'émission et la réception du signal est traduit en hauteur d'eau ; la variation de cette hauteur d'eau est liée directement à la marée. Le transducteur est placé dans un puits de tranquillisation permettant de filtrer la houle et le clapot extérieurs. Le puits de tranquillisation sert par ailleurs de guide d'onde et empêche l'onde ultrasonore d'être perturbée par les flux d'air (vent). Globalement le transducteur perd 50% de sa portée hors puits ou conduit.

Le MCN enregistre une mesure périodiquement. Cette mesure est une moyenne effectuée sur une série continue de mesures réalisées durant une période fixée par l'opérateur, appelée période d'intégration.

3.3.4 Instruments d'observations ponctuelles

Ces méthodes simples et peu coûteuses permettent de mettre en évidence le phénomène de marée. Les instruments de mesure utilisés sont :

- L'échelle de marée : c'est une mire graduée en bois ou en plastique placée verticalement, la graduation est formée de deux bandes de carreaux de 10 cm de côté alternativement rouges et noirs. Le niveau de l'eau est lu au centimètre près en interpolant à vue dans le carreau et en moyennant sur quelques secondes la hauteur observée.
- Le décimètre ruban : c'est un ruban au bout duquel est fixée une sonde, enroulé sur un touret et déroulé le long du quai. Lorsque la sonde est en contact avec l'eau, une ampoule s'allume sur le touret. On lit alors la graduation sur le ruban.



Figure 3.3 : Observatoire de marée : échelle et marégraphe (à gauche), sonde lumineuse (à droite).

3.3.5 Effets perturbateurs sur le signal marégraphique

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. Le signal enregistré par un marégraphe est complexe, notamment en raison de la variété des effets qui sont susceptibles d'affecter celui-ci [Wöppelmann, 1997]:

- Effets perturbateurs internes à l'instrument :
 - Le changement de repère de marée donnera une autre référence du marégraphe ; nous allons avoir des sauts instantanés dans le signal.
 - L'effet de séisme peu détruire le repère et ainsi la référence change.
 - La distorsion de l'instrument fournira des séries incomplètes et incorrectes.

- Effets perturbateurs externes à l'instrument :
 - Effet des marées terrestres dues à l'action des forces gravitationnelles de la lune et du soleil.
 - Effets tectoniques : déplacements verticaux de l'écorce terrestre qui ont une liaison avec la dérive des plaques tectoniques. Les mouvements continus engendrés sont de l'ordre de quelques millimètres à quelques centimètres par an.
 - Effets du volcanisme : les volcans engendrent un déplacement vertical de l'écorce terrestre du au gonflement du sol par la remontée lente du magma, ensuite le phénomène de charge dû à l'apport de masse qui constitue de fait le volcan lui même.
 - Effets des nappes d'eau souterraine : les variations de niveaux des nappes d'eau souterraines produisent des effets de gonflement et de dégonflement qui déforment l'écorce terrestre. Cet effet n'est pas facile à évaluer puisque il exige la connaissance de la perméabilité des roches, le contenu en eau souterraine, et leurs variations.
 - Effets anthropiques : action de l'homme sur la stabilité verticale de la cote est variée, par exemple ; l'exploitation des richesses souterraines, l'effet de charge dû à l'aménagement du littoral par la construction des ports, d'usines, le tassement des fondations du support du marégraphe : bâtiments, quai ou port.

3.4 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 (Conseil international pour la science) et de l'AIPO (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 côte 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 marégraphe sont alors exprimées dans une autre référence locale, désignée par RLR selon le jargon PSMSL, qui est à 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.

Le PSMSL dénombre plus de 1900 stations marégraphe à travers le monde. 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 marégraphe côtiers permanents. Le constat s'applique particulièrement aux pays de la rive sud de la méditerranée (figure 3.4).

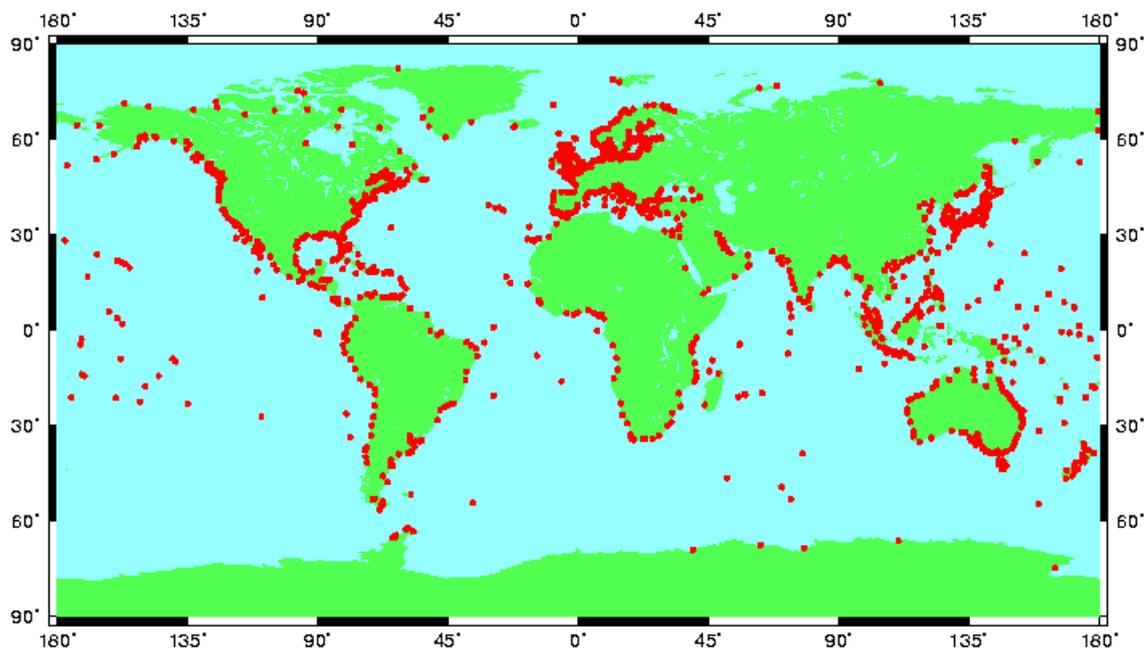


Figure 3.4 : Stations du PSMSL.

Quoiqu'il en soit, le PSMSL demeure la source de données marégraphe 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 (World Ocean Circulation Experiment), GLOSS (Global Sea-Level Observing System)... 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.

3.5 Utilisations et utilisateurs des marégraphes

Les marégraphes sont largement employés pour la navigation près des côtes, mais leurs données sont de plus en plus utilisées dans de nombreuses autres applications, ayant pour objet l'étude de notre environnement et des mécanismes physiques qui le gouvernent, et l'aménagement du littoral. Parmi les exploitations possibles des observations du niveau de la mer par marégraphie, mentionnons :

- l'étude de l'évolution séculaire du niveau moyen des océans. A cet égard, la COI (Commission océanographique intergouvernementale de l'UNESCO) s'attache, depuis le milieu des années 80, à mettre en œuvre un réseau mondial de marégraphes, le réseau GLOSS (Global Sea-Level Observing System) adapté aux exigences du problème ;
- la compréhension des processus physiques qui engendrent les variations du niveau moyen de la mer en un lieu (tectonique, subsidence artificielle, hydrodynamique, etc.) ;
- la validation des modèles climatiques en confrontant leurs résultats avec les tendances observées du niveau de la mer ;
- la « calibration » des mesures des altimètres radars embarqués sur satellite (Topex/Poseidon, Envisat, Jason...) et l'évaluation et la validation des résultats d'altimétrie spatiale ;
- l'étude de la fonction de transfert entre le signal observé au large par l'altimétrie spatiale et celui qui est observé sur la côte par un marégraphe ;
- l'unification des réseaux de nivellement. Les surfaces de référence des systèmes d'altitude nationaux sont cohérentes au niveau du mètre seulement. Ce constat s'explique par l'origine de chacune, fixée au niveau moyen de la mer en un point de la côte ;
- l'amélioration des modèles de marée, en particulier dans les zones côtières complexes (bathymétrie, trait de côte,...) ;
- l'influence de la marée sur les écosystèmes littoraux : faune, cultures marines...
- l'étude des événements extrêmes et leurs conséquences : tempêtes, tsunamis, submersions marines...
- l'étude des références verticales et leurs relations (géoïde ; ellipsoïde ; zéro hydrographique ; niveau moyen de la mer ; etc.) ;
- la réduction des sondages bathymétriques. Les profondeurs mesurées sont rapportées à un niveau de référence appelé zéro hydrographique ou zéro des cartes marines. La définition de ce zéro est liée à la référence fondamentale utilisée pour mesurer les hauteurs d'eau.

Enfin, pour clore cette section, nous indiquons ci-dessous les principaux organismes nationaux, intéressés par les observations marégraphiques :

- le Service Hydrographique des Forces Navales : outre son objectif primordial de défense maritime, le SHFN assure la gestion des zones côtières, l'exploitation des ressources marines, la protection et gestion de l'environnement, les sciences de la mer, l'infrastructure des données spatiales nationales, la détermination des limites maritimes, le transport et le tourisme maritimes. La réalisation de ces objectifs s'effectue grâce à ses sept bureaux spécialisés (bureaux levés, information nautique, carte marine, météorologie marine, océanographie, navigation et soutien). Le SHFN dispose d'un réseau de marégraphes à flotteur à enregistrement analogique et c'est à son niveau que sont calculées les prédictions de marée pour nombre de ports des côtes d'Algérie. Les annuaires des marées donnent, pour chaque jour, les horaires et les hauteurs des pleines et basses mers.
- l'Institut National de Cartographie et de Télédétection : il a pour rôle l'établissement, la mise à jour et la publication des cartes topographiques de base. Pour l'entretien de son réseau de nivellement, l'INCT a installé en mai 2003 un nouveau prototype de marégraphe à acquisition numérique dans le port d'Alger. Il prévoit également, l'installation dans un proche avenir de 3 marégraphes professionnels à acquisition automatique.
- l'Ecole Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral : les objectifs fixés par L'ENSSMAL s'inscrivent dans une large perspective de développement des sciences de la mer et des applications qui en découlent en Algérie.

3.6 Les modèles globaux de marée et l'altimétrie spatiale

L'introduction de méthodes numériques et l'apparition des ordinateurs après la seconde guerre mondiale a permis d'envisager de nouveaux moyens scientifiques pour calculer la marée à l'échelle globale. Cependant, les premiers modèles comme ceux de Bogdanov et Magarik (1967), Pekeris et Accad (1969), Hendershott (1972) Zahel (1977) et Parke [1972; 1980] fournissaient des solutions très différentes les unes des autres. Ces différences montrent qu'il faut prendre en compte des paramètres jusque-là négligés (comme la marée terrestre) et améliorer les paramètres d'entrée des modèles (comme la bathymétrie ou le frottement). En 1980, Schwiderski proposa le premier modèle hydrodynamique numérique de marée à l'échelle du degré qui fournit des solutions à l'échelle mondiale pour les composantes principales du spectre de marée.

A partir de 1975, plusieurs satellites ayant à leur bord des altimètres, sont mis en orbite autour de la Terre : Geos-3, Seasat, Geosat, ERS-1, Topex/Poseidon, ERS-2, ... Leurs mesures sont d'une qualité et d'une couverture sans précédent et ont permis à de nouveaux types de calcul de solutions de marée de voir le jour. Ainsi, Mazzega (1985), Cartwright et Ray (1989) et Francis et Mazzega (1990) ont utilisé les données des missions Seasat et Geosat pour calculer leurs solutions. En 1994, Le Provost proposa un modèle global hydrodynamique de grande précision indépendant de la mesure altimétrique. Mais ce sont surtout les données du satellite Topex/Poseidon qui ont été majoritairement utilisées par la communauté scientifique comme nouveaux éléments de mesures. De nombreux modèles globaux de marée ont été alors développés, tels ceux de Eanes (CSR3.0), Ray (RSC94) et Egbert (TPXO.2) en 1994, Desai et Wahr (DW95.1), Kantha (KAN95), Matsumoto (ORI95), Schrama et Ray (SR95), Le Provost (FES95.2) en 1995 et ceux de Ray (GOT99.2, GOT00.2) et Le Provost (FES99) en 1999 et Le Provost (FES2004) en 2004.

La Mer Méditerranée : Description et caractéristiques générales

Dans ce chapitre nous présenterons les caractéristiques de notre zone d'étude : la mer Méditerranée. Après avoir décrit sa géométrie, les conditions climatiques et les processus de la circulation de surface, nous présenterons la variabilité de surface à l'échelle du bassin à partir de produits Ssalto/Duacs.

4.1 Géométrie de la Méditerranée

La Méditerranée, du latin *Medius Terra*, qui signifie "au milieu des terres", est un bassin semi fermé. En effet, elle est enserrée dans des reliefs accidentés, dont les seules liaisons sont le détroit de Gibraltar avec l'océan Atlantique, les détroits des Dardanelles et du Bosphore, avec la mer Noire, et le canal de Suez, ouverture artificielle et récente, vers la mer Rouge.

Elle couvre d'Est en Ouest une longueur de 3800 kilomètres. Sa largeur maximale est de 1600 kilomètres, et sa surface est évaluée à 2 511 000 kilomètres carrés, soit 0,8% de la surface totale des océans. Son volume est de 3 700 000 kilomètres cube. Elle est alimentée par quelques grands fleuves, dont les plus importants sont le Pô (Italie), le Rhône (France), l'Ebre (Espagne), et le Nil (Égypte). La Méditerranée est une mer profonde. Sa profondeur moyenne est de 1500 mètres. Ses abysses côtoient un littoral souvent abrupt où certains sommets alpins enneigés dépassent les 3000 mètres d'altitude, à moins de 50 kilomètres du rivage.

Elle est formée de plusieurs mers ou sous-bassins, dont les principaux sont : la mer Adriatique, la mer Égée, la mer Tyrrhénienne, les bassins Algéro-Provençal ionien et levantin (voir figure 4.1). Elle est délimitée par un littoral qui se déroule sur environ 46000 kilomètres. On distingue des îles ayant une surface et un relief important comme la Corse, la Sicile, les Baléares, la Crète, Chypre ou Rhodes. Chacune d'elle constitue un véritable petit continent, avec son climat, sa faune et sa flore spécifiques.

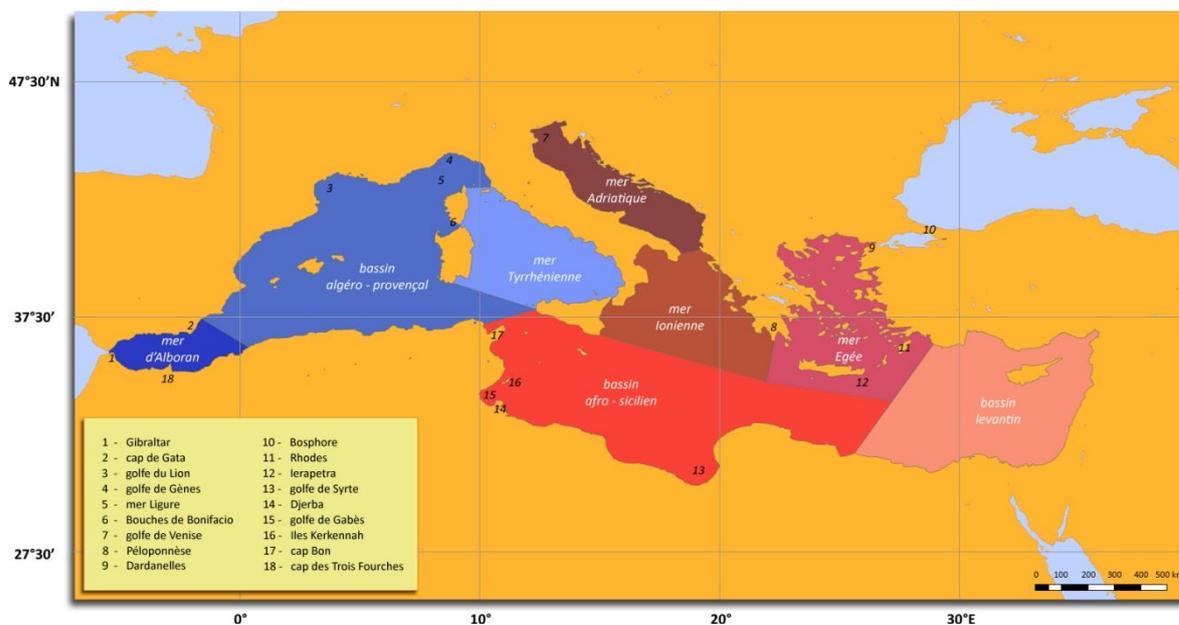


Figure 4.1 : Bassins et sous bassins de la mer Méditerranée.

4.2 Fonds marins de la Méditerranée

La mer Méditerranée se loge dans une entaille de l'écorce terrestre. Sous la surface de ses eaux, le relief l'illustre parfaitement. En effet, les fonds marins présentent un aspect semblable aux terres actuellement émergées, dont les reliefs sont complexes et contrastés. Ainsi, ils sont composés de bassins d'effondrement profonds, séparés par des seuils élevés. S'étirant d'ouest en est, il est ouvert à l'ouest, au sud de l'Espagne, par le détroit de Gibraltar, peu profond (moins de 320 mètres) et il relie la mer Noire, à l'est, par les détroits des Dardanelles (moins de 200 mètres) et du Bosphore (moins de 50 mètres). Deux bassins principaux apparaissent, le bassin occidental et le bassin oriental :

Le bassin occidental : Il se compose au sud de l'Espagne de la Mer d'Alboran, qui représente le début de la grande plaine abyssale qui occupe tout le centre de la mer Méditerranée et de la Mer Tyrrhénienne, dont les fonds en certains points, dépassent 3500 mètres. C'est la présence de grandes profondeurs qui caractérisent le bassin occidental, souvent supérieures à 2500 mètres, très proches des côtes, comme le long les côtes algériennes, provençale, Alpes-Maritimes et le long de la Corse.

Le bassin oriental : Il est plus étiré et plus profond. La profondeur maximale de la Méditerranée atteint 5121 mètres dans la fosse de Matapan, en mer Ionienne, au sud du Péloponnèse (cette profondeur est même supérieure à celle des failles de l'océan Atlantique). Le bassin oriental possède une plate-forme continentale plus étendue que le bassin occidental, principalement en mer Adriatique et une mer Egée. Le plus grand bassin (Levantins) est bordé au sud-est par le plateau continental qui s'étend au large de l'embouchure du Nil, au nord de l'Égypte.

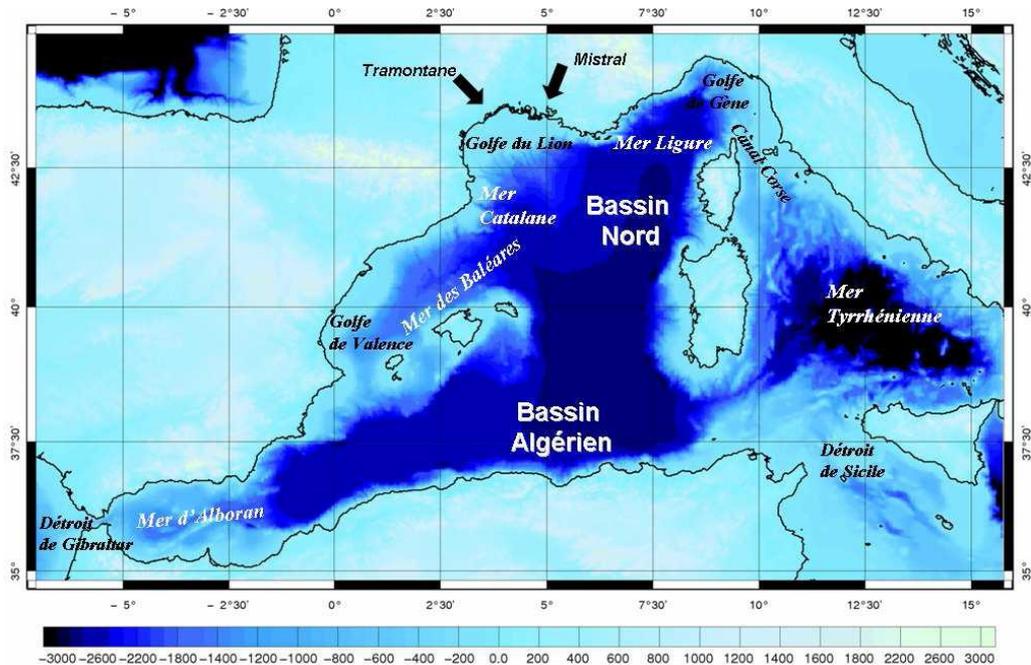


Figure 4.2 : Situation et bathymétrie du bassin méditerranéen occidental.

4.3 Conditions climatiques

Le système climatique est principalement caractérisé par des étés chauds et secs et des hivers relativement doux et humides, à l'exception de diverses régions du sud et sud-est soumises à un climat aride, voire désertique.

L'effet des vents se conjugue avec l'aridité du climat pour générer une évaporation intense, qui crée, en moyenne sur le bassin, un déficit d'eau que l'apport par les pluies et par les fleuves ne suffit pas à compenser. On dit que la Méditerranée est un « bassin d'évaporation ». C'est le flux d'eau atlantique, entrant par le détroit de Gibraltar qui permet de maintenir la masse d'eau constante. Si on fermait ce détroit, le niveau de la mer diminuerait de 0.5-1 m par an [Doglioli, 2009]. De plus, l'évaporation entraîne un excès de sel et c'est une veine d'eau salée sortant en profondeur de la Méditerranée par Gibraltar qui assure le maintien d'une teneur en sel constante dans le bassin.

4.4 Circulation océanique en Méditerranée

La circulation en Méditerranée est relativement complexe de par la géométrie du bassin, divisé en plusieurs petites mers et sa géomorphologie sous marine accidentée, composée de bassins d'effondrement. Cette circulation a fait l'objet de nombreuses études, nous citerons entre autre les travaux de Wald (1980, 1985), de Robinson et al., 2001, ceux de Le Vourch et al., 1992, et enfin les nombreux travaux menés par Millot et Taupier-Letage, (Millot, 1999, Millot and Taupier-Letage, 2005, Taupier-Letage, 2008).

Très schématiquement, la circulation de surface en Méditerranée suit une boucle anticyclonique. L'eau atlantique peu salée pénètre en surface par le détroit de Gibraltar. Au cours de son cheminement dans le bassin, elle est transformée en eau méditerranéenne plus dense qui ressort à son tour par Gibraltar, avec un temps de renouvellement qui en moyenne varie de 50 à 100 ans [Millot and Taupier-Letage, 2005]. Les courants de surface influencés par la météorologie et les

saisons présentent des variabilités temporelles allant de la journée à la saison et suivent des trajectoires tortueuses (voir figure 4.3 montrant la circulation en Méditerranée). Ils peuvent former de grands tourbillons de quelques centaines de kilomètres, dont la durée de vie varie de quelques mois à quelques années. Certaines de ces structures sont bien connues à l'instar du tourbillon Ierapetra que l'on peut observer au sud-est de la Crète.

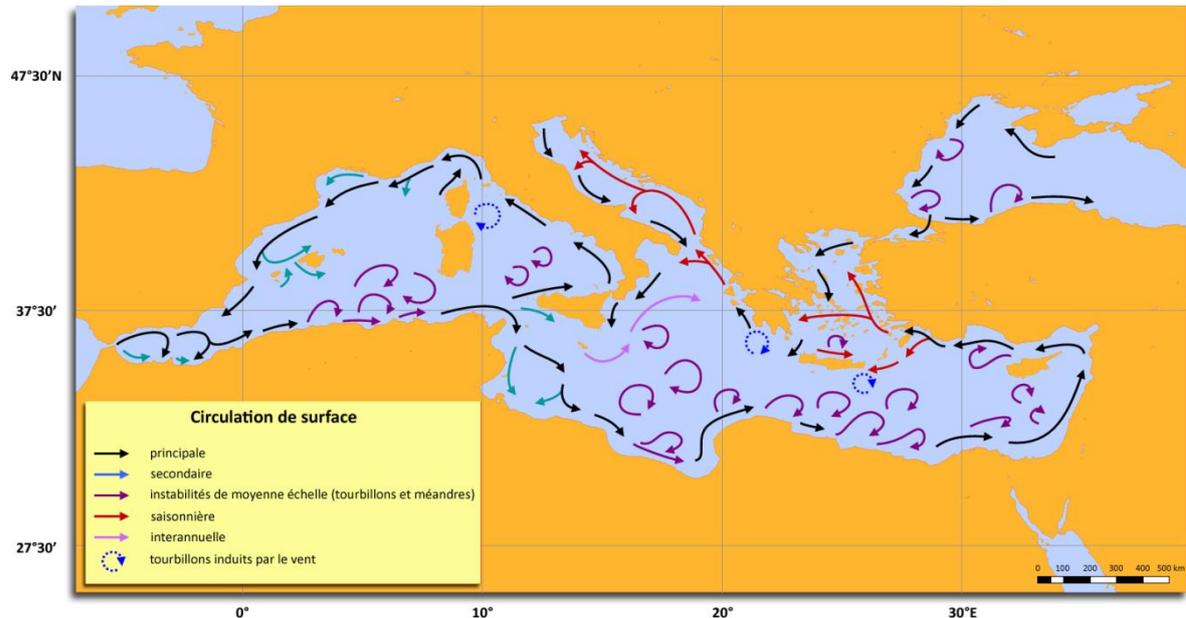


Figure 4.3 : Circulation générale de surface dans la mer Méditerranée (d'après Millot and Taupier-Letage, 2005).

4.4.1 Schémas de circulation

L'eau atlantique qui pénètre en surface à Gibraltar s'écoule le long de l'Afrique, formant le courant algérien, sur une profondeur de 100 à 200 mètres. Ce courant est très instable ; il génère des méandres qui eux-mêmes forment des tourbillons. Au niveau du détroit de Sicile, la veine d'eau se divise en deux branches. L'une d'elles bifurque vers le Nord et pénètre en mer Tyrrhénienne le long des côtes italiennes. Elle poursuit son trajet vers la mer Ligure où elle forme le courant liguro-provençal. Celui-ci suit les côtes italiennes, les côtes françaises au large de Nice, le golfe du Lion puis les côtes catalanes et pénètre en Mer des Baléares, où il devient instable. L'autre branche qui franchit le détroit de Sicile vers l'est, traverse le bassin Ionien puis pénètre dans le bassin Levantin. Dans ce dernier, l'aridité du climat conduit à une très forte augmentation de la salinité. L'eau, qui devient plus dense donc plus lourde, est entraînée vers le fond. Au détroit de Sicile, cette masse d'eau levantine intermédiaire bifurque en Mer Tyrrhénienne et suit ainsi les côtes italiennes, puis françaises et espagnoles jusque vers Gibraltar. Bien sûr, au cours de son trajet, ses propriétés se modifient par mélange avec les eaux environnantes. Ainsi, la salinité élevée (environ 39 grammes par litre) qu'elle acquiert dans sa région de formation, diminue progressivement [OCA/CNES, 2000].

La veine d'eau profonde dans le bassin Est est constituée d'un mélange d'eaux profondes formées en Adriatique et en Mer Egée. Elle est caractérisée par une température à 14°C. En mer Ligure et dans le Golfe du Lion, elle se mélange avec une masse d'eau très dense qui se forme pendant l'hiver sous l'action de refroidissement atmosphérique et du mistral qui entraînent une forte évaporation, donc une augmentation de la salinité de surface. Les masses d'eau très denses qui sont ainsi formées sont appelées eaux profondes de la Méditerranée Occidentale. Elles ont

une température et une salinité voisines respectivement de 12.5°C et 38.4 grammes par litre. C'est un mélange d'eaux profondes et d'eaux Levantine Intermédiaires qui franchit en profondeur le détroit de Gibraltar. Leurs caractéristiques en salinité permettent de suivre la dispersion de ces masses d'eau dans l'Atlantique Nord. On a montré que le trajet principal de la veine d'eau méditerranéenne remontait le long des côtes du Portugal. De plus, l'apport de sel par les masses d'eau en Méditerranée a une influence sur la circulation dans l'Atlantique [OCA/CNES, 2000].

Pour plus de détail sur la circulation en Méditerranée, nous laissons au lecteur le soin de se reporter au document « Notes du Cours Circulation Générale en Méditerranée » de A.M. Doglioli [2009].

4.4.2 Variabilité temporelle des courants

Ces variations peuvent avoir des échelles de temps allant de la semaine, de la saison à plusieurs années, et peuvent entraîner des écarts considérables par rapport à la circulation décrite ci-dessus. Ainsi, selon la rudesse des hivers, la quantité d'eaux profondes formées est variable. De même, la trajectoire de certains courants de surface varie en fonction de la saison. Par ailleurs, on observe dans tout le bassin méditerranéen le développement de gros tourbillons ou de cellules de circulation, dont le diamètre est de quelques centaines de kilomètres et s'étendent de la surface sur quelques centaines de mètres de profondeur. Certains d'entre eux ont une durée de vie de quelques mois alors que d'autres persistent d'une année à sur l'autre. Ce type de structure abonde dans le bassin Levantin et en particulier, un tourbillon très intense est observé depuis plusieurs années au sud-est de la Crète. On l'a nommé le tourbillon "Tourbillon Ierapetra" en référence à la ville crétoise du même nom au large duquel il se développe [OCA/CNES, 2000].

4.5 Variabilité de surface à l'échelle du bassin à partir de produits Ssalto/Duacs

Le système opérationnel Ssalto/Duacs propose des ensembles de données (hauteurs de mer, vents/vagues, etc.) permettant l'observation de processus méso-échelles comme les tourbillons ou les fronts océaniques mais également utiles pour estimer la variabilité de signaux océaniques de plus grandes échelles. Ces ensembles de données, facilement exploitables, résultent de l'homogénéisation et de la combinaison de multiples données altimétriques acquises et produites par différentes missions spatiales. On retrouve depuis 2004 quatre missions principales : Jason-1, Envisat, Topex/Poseidon et GFO et on distingue trois types de données : en temps réel, quasi-réel et différées. Ces données sont distribuées par AVISO de façon hebdomadaire et couvrent la période 14/10/1992 - présent). Dans ce qui suit, nous présentons les résultats de l'étude de la variabilité de surface de la Méditerranée à partir des produits d'anomalies de hauteur de la mer (SLA) « grillés » Ssalto/Duacs, menée par Cipollini et al (2007).

4.5.1 L'écart-type

La figure 4.4 représente l'écart-type de la variabilité de surface (sur la période 1993-2004) issue des données altimétriques multi-missions d'anomalies de hauteur de la mer grillées Ssalto/Duacs. Cette carte montre que certaines zones sont marquées par une variabilité de surface plus importante, comme par exemple le Gyre d'Alboran, le Bassin Algérien et le Bassin Ionien. D'autres zones, comme la côte nord du bassin occidental, montrent un minimum.

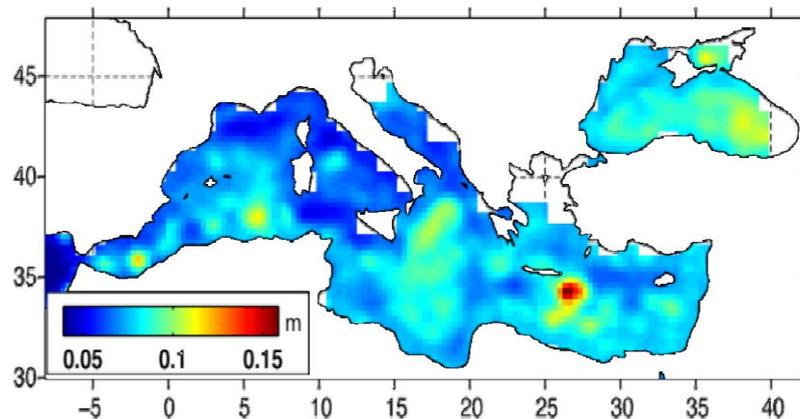


Figure 4.4 : Ecart type de la variabilité de surface à partir des SLA multi-missions Ssalto/Duacs (1993-2004), extrait de Cipollini et al (2007).

L'interprétation de la circulation à partir d'une carte d'écart-type de la variabilité de surface n'a pas réellement de sens. En effet, cette carte intègre différentes échelles spatiales et temporelles de variabilité qui se mélangent. De ce fait, la contribution des différents processus océaniques est difficile à discerner.

A l'échelle globale, la composante la plus importante en terme de variabilité basse fréquence du niveau de la mer est due à « l'effet stérique ». Cette dilatation/contraction (liée essentiellement à l'apport du flux thermique solaire) est un processus océanique de tout premier ordre qui se rajoute aux variations saisonnières et interannuelles dues à la circulation océanique locale. De ce fait, ce signal dominant a tendance à masquer les composantes dynamiques de plus fine échelle comme par exemple les courants côtiers. Cipollini et al. (2007) a donc décomposé le signal altimétrique en plusieurs bandes de fréquences pour illustrer la contribution de chaque harmonique dans la variabilité de surface du bassin méditerranéen.

4.5.2 Décomposition harmonique du signal

La figure 4.5 montre une décomposition par transformée de Fourier de l'anomalie de hauteur de la mer en différentes bandes spectrales. La composante basse fréquence est essentiellement marquée en Mer Ionienne, où une forte tendance de baisse des eaux a été détectée (variabilité inter-annuelle déjà mise en évidence par Larnicol et al., 2002). La carte du signal inter-annuel de surface montre des « pics » (avec une amplitude supérieure à 15 cm) au niveau du Gyre de Ierapetra, une région étroite qui est également fortement énergétique pour les périodes supérieures à un an. Ailleurs, le signal inter-annuel est presque uniforme avec quelques petits pics isolés dans le Gyre Est de la Mer d'Alboran et une exception notable en Mer Noire qui affiche une variabilité plus importante à des fréquences autres que le mode annuel.

Lorsque l'on s'intéresse à la composante annuelle, la signature de surface est essentiellement dominée par le signal stérique évoqué précédemment. On peut constater en figure 4.5-b que l'amplitude du signal annuel est quasiment uniforme sur l'ensemble du bassin (8-10 cm), hormis sur quelques zones bien identifiées. L'amplitude le long des côtes nord du Bassin Occidental méditerranéen est très faible entre le Canal Corse et le Golfe du Lion. Le même comportement est observé en Mer Adriatique ainsi qu'au sud de la Sardaigne. A l'opposé une signature de surface de forte amplitude se distingue dans le bassin ionien.

Nous pensons que ces zones particulières sont le siège de processus dynamiques marqués par une variabilité annuelle intrinsèque. Ainsi, même si le signal stérique de surface est quasiment le même sur l'ensemble du bassin, celui-ci pourrait se combiner avec une signature saisonnière locale en phase (dans le Bassin Ionien) ou en opposition de phase (côte nord du Bassin Occidental, Adriatique, sud de la Sardaigne). Dans le premier cas le signal résultant est amplifié, dans le deuxième cas il diminue.

À côté des échelles de variabilité annuelles et interannuelles, on distingue également des échelles à plus haute fréquence (Fig. 4.5-c, 4.5-d et 4.5-e) qui mettent en lumière plusieurs zones connues pour leur activité mésoéchelle intense, particulièrement en Mer d'Alboran et dans le Bassin Algérien où apparaissent des pics à 1.5-4.5 mois. Des signaux de période $T < 1.5$ mois, en figure 4.5-f apparaissent généralement confinés sur une bande côtière étroite ce qui laisse supposer la nécessité d'une meilleure résolution temporelle pour la capture de la dynamique côtière.

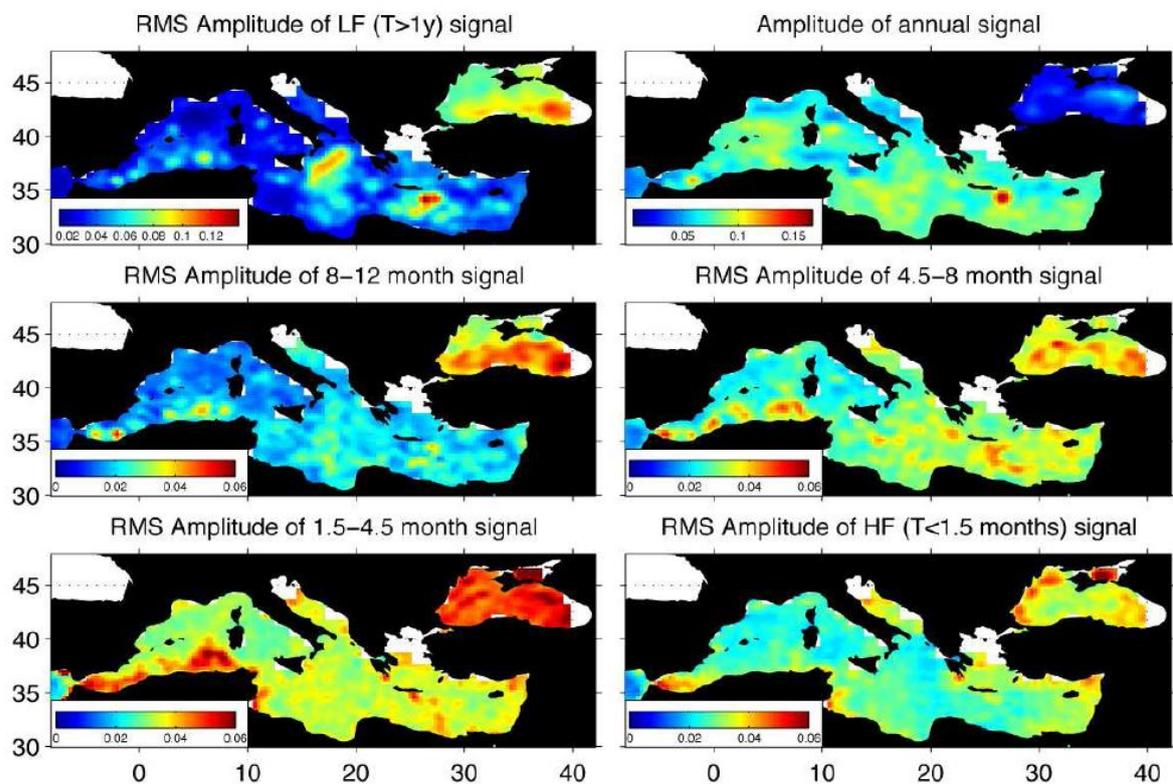


Figure 4.5 : Décomposition du signal SLA en bandes spectrales (m). De Haut en bas et de gauche à droite : a) écart-type de l'amplitude du signal basse fréquence (signaux de période $T > 1$ an) ; b) amplitude de la composante du seul signal annuel ; c) écart-type de l'amplitude des signaux compris entre 8 mois et 1 an ; d) écart-type de l'amplitude des signaux compris entre 4.5 et 8 mois ; e) écart-type de l'amplitude des signaux compris entre 1.5 et 4.5 mois ; f) écart-type de l'amplitude des signaux hautes fréquences (signaux de période $T < 1.5$ mois), extrait de Cipollini et al (2007).

Dans le chapitre suivant, la variabilité du niveau moyen de la mer Méditerranée est étudiée à partir d'une série temporelle d'anomalies moyennes de hauteur de la mer (SLA multi-missions *Ssalto/Duacs*) couvrant la période du 1993 au 2009, et ce en utilisant la technique sophistiquée d'analyse de série temporelle « l'Analyse Spectrale Singulière (SSA) ».

Etude de la variabilité du niveau moyen de la mer Méditerranée par la technique de l'Analyse Spectrale Singulière (SSA)

Les mesures altimétriques, couplées aux mesures des marégraphes in-situ aident à connaître l'évolution du niveau de la mer. Ces deux types de mesures sont complémentaires pour couvrir les surfaces océaniques de la terre tout aussi bien que celles des zones côtières.

Au niveau de ce chapitre, nous étudierons la variabilité du niveau moyen de surface de la Méditerranée à partir de la série temporelle d'anomalies moyennes de hauteur de la mer couvrant la période du 1993 au 2009 (soit 17 ans) et échantillonnée à 7 jours. Cette série est obtenue en moyennant les valeurs des cartes (grilles) hebdomadaires de SLA Ssalto/Duacs (Maps of Sea Level Anomaly - MSLA), produites à l'échelle de la Méditerranée (30°N-46°N, 5°W-36°E) à une résolution de $1/8^\circ \times 1/8^\circ$. Pour rappel, ces cartes de SLA Ssalto/Duacs résultent de l'homogénéisation et de la combinaison de multiples données altimétriques acquises et produites par différentes missions spatiales. Pour mener cette étude, nous avons utilisé la technique d'Analyse Spectrale Singulière (Singular Spectrum Analysis - SSA). D'une manière générale, la SSA fournit une décomposition d'une série temporelle, en une somme de plusieurs composantes indépendantes et interprétables, représentant la composante principale de la tendance, la composante de saisonnalité ou l'oscillation et la composante bruit.

Nous allons présenter dans un premier temps les multiples applications de l'analyse des séries temporelles ainsi que la modélisation mathématique de la technique SSA que nous allons utiliser pour notre analyse. Les principaux résultats de la variabilité du niveau moyen de la Méditerranée sont ensuite présentés. La tendance de la variation du niveau de la Méditerranée révélée par la série temporelle d'anomalies moyennes de hauteur de la mer, est comparée à celle obtenue à partir de l'analyse des séries temporelles enregistrées par les marégraphes du service permanent du niveau moyen des mers (PSMSL).

5.1 Analyse des séries temporelles : définition et objectifs

Appelées encore séries temporelles (“time series” en anglais), les séries chronologiques, c’est-à-dire les collections de mesures ordonnées dans le temps, constituent une branche de l’économétrie dont l’objet est l’étude des variables au cours du temps. L’étude de telles séries de mesures s’est développée depuis quelques années. En conséquence, elles intéressent beaucoup de gens différents ; différents par la nature des phénomènes qu’ils étudient et par les buts qu’ils se fixent dans leur étude.

Parmi les multiples applications de l’analyse des séries temporelles, il est possible d’en distinguer huit principales [César and Richard, 2006]:

- *Prévoir* : La fonction première pour laquelle il est intéressant d’observer l’historique d’une variable vise à en découvrir certaines régularités afin de pouvoir établir une prévision. Il s’agit ici de supposer que les mêmes causes produisent les mêmes effets. Avec une analyse fine, il est même possible d’établir des prévisions “robustes” vis-à-vis de ruptures brusques et de changements non anticipables.
- *Relier les variables* : Il s’agit ici de créer des liens entre des variables, afin d’établir des comparaisons ainsi que des corrélations. Ainsi, on va pouvoir écarter certaines relations qui ne présentent aucun sens avec la série, ou au contraire associer d’autres relations qui interagissent avec la série observée.
- *Déterminer la causalité* : Pour qu’un mouvement provoque un autre, il est nécessaire qu’il le précède. Ainsi deux événements similaires révèlent l’existence probable d’une source commune. L’utilisation de retards d’une variable, va permettre à partir des valeurs aux périodes précédentes de deviner la durée de transmission entre une source et son effet.
- *Etudier des anticipations des agents* : L’idée que l’on se fait de l’avenir peut intervenir dans certaines équations. Il faut donc dans certaines équations faire intervenir des valeurs avancées des variables, en utilisant la manière dont elles ont été formées dans le passé.
- *Repérer les tendances et cycles* : Grâce aux tendances et aux cycles, il est ainsi possible d’analyser les interactions entre diverses variables, afin d’atteindre un équilibre.
- *Corriger des variations saisonnières* : En comparant le niveau saisonnier entre deux années par exemple, on va pouvoir en déduire un comportement. Celui-ci apportera des informations supplémentaires indispensables afin d’affiner les valeurs saisonnières, et appréhender leurs évolutions.
- *Détecter les chocs structurels* : Un choc structurel est défini comme une modification permanente ou temporaire de la façon dont est générée une variable. Ils sont fréquents, souvent non anticipables et difficiles à mesurer. Cependant il est nécessaire de savoir qu’une rupture a eu lieu, car sa présence change les interactions et les équilibres.
- *Contrôler les processus* : Il est indispensable de dresser une carte des variables ayant une forte influence sur le reste de l’économie, afin d’anticiper les évolutions possibles.

5.2 Extraction de la tendance et des termes périodiques d'un signal

Les techniques les plus utilisées pour l'extraction de la tendance et des termes périodiques d'un signal (ou série chronologique) sont [Le Bail, 2006] :

5.2.1 Spectre de Fourier

La technique la plus utilisée est le calcul des coefficients de la transformée de Fourier de la série considérée. Ces coefficients sont donnés par la formule suivante :

$$X(k) = \sum_{j \in I} x(j) \left(e^{-\frac{2\pi i}{\text{card}(I)} j} \right)^{(J-1)(k-1)}$$

où $x(j)$ sont les termes de la série et I l'intervalle sur lequel s'étend la série.

La transformée de Fourier est généralement représentée sur un graphique (périodogramme) avec la période en abscisse (ici, des semaines). Les pics représentent les périodes présentes dans la série et leur amplitude. Appliquée à la série des anomalies moyennes de hauteur de mer (SLA) en mer méditerranée, cette méthode donne les résultats de la figure 5.4 (ci-après).

5.2.2 Singular Spectrum Analysis (SSA)

Appelée Analyse Spectrale Singulière (Singular Spectrum Analysis), Cette dernière méthode représente une nouvelle technique d'analyse des séries temporelles. En fait, elle inclut en même temps les éléments classiques de l'analyse des séries, les statistiques multivariées, la géométrie multivariée, les systèmes dynamiques non linéaires, des éléments du processus de signal, l'algèbre linéaire, l'équation à différence finie et l'analyse fonctionnelle [Hassani, 2007]. Selon Hassani (2007), les domaines d'application de la SSA sont divers : les mathématiques, les physiques, l'économie, les mathématiques financières, la météorologie, l'océanologie, en passant par les sciences sociales et la recherche en marketing.

La SSA est un outil pratique dans la résolution de plusieurs problèmes. Notamment, elle est utile pour la détermination de la tendance de résolutions différentes, le lissage, l'extraction de la composante de saisonnalité, l'extraction simultanée avec de petites et larges périodes, l'extraction de la périodicité avec des amplitudes différentes, l'extraction simultanée de la tendance et de la périodicité, et pour trouver les structures des courtes séries et la détection des points de changements [Hassani, 2007]. Nous ne sommes pas obligés de connaître les modèles paramétriques relatifs à la série en question pour la traiter. La SSA est une méthode non paramétrique.

Il faut souligner que les séries réelles peuvent contenir des valeurs manquantes (missing values), ce qui risque d'induire en erreur l'analyse et réduire la précision des résultats. Afin de contourner ce problème et d'améliorer la qualité de l'analyse, les chercheurs ont déterminé plusieurs algorithmes SSA, pour remplacer ces valeurs manquantes (Schoellhamer, 2001; Kondrashov et al. 2005, Golyandina et Osipov, 2007; Kondrashov et Ghil, 2006).

Les points de changement détectés dans la série, représentent généralement des indicateurs de changements de comportement. En fait, ces derniers changements se manifestent à un moment donné et pour une cause déterminée. La méthode de détection des points de changement, décrite par Moskvina et Zhiglavasky (2003), est basée sur deux étapes. La première consiste à

l'application séquentielle de la technique SSA à des sous-séries, provenant de la série d'origine. La seconde sert à surveiller et contrôler la qualité de l'approximation des autres parties de la série, en utilisant des approximations souhaitables.

Il faut mentionner aussi que les chercheurs ont développé des méthodes automatiques d'identification de la composante principale des séries temporelles, en utilisant le logiciel SSA (Alexandrov et Golyandina, 2004a et Alexandrov et Golyandina, 2004b).

La formulation mathématique de la technique SSA se base sur le calcul des vecteurs propres de la matrice d'auto-covariance, voir (Golyandina et al., 2001 et Hassani, 2007). On décompose son procédé en trois étapes :

Étape 1. Choix d'un retard de covariance M (covariance-lag M): C'est l'étape la plus délicate puisque cela revient en fait à tester une certaine périodicité et donc à bien connaître les effets liés à la série étudiée (de taille N). Une fois M choisi, on découpe le signal en morceaux de longueur M de sorte que :

$$D = \begin{bmatrix} x(1) & x(2) & \cdots & x(M) \\ x(2) & x(3) & \cdots & x(M+1) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x(N-M+1) & x(N-M+2) & \cdots & x(N) \end{bmatrix}$$

La matrice d'auto-covariance C est de taille (M, M) et s'écrit : $C = D^t D$.

Étape 2. Étude des valeurs propres de la matrice C : On détermine les M valeurs propres de la matrice C . En les représentant dans un diagramme à barres en ordre décroissant, on identifie immédiatement les valeurs propres isolées et les valeurs propres proches. D'une manière générale, la théorie de la SSA donne :

- valeur propre isolée = tendance,
- deux valeurs propres proches = signal périodique,
- les valeurs propres petites constituent le bruit du signal.

Étape 3. Projection de la série originale sur les vecteurs propres et reconstruction des composantes.

5.3 Analyse de la variabilité du niveau moyen de la mer Méditerranée à partir des cartes SLA Ssalto/Duacs

5.3.1 Données utilisées

Une série temporelle d'anomalies moyennes de hauteur de la mer en Méditerranée a été déterminée pour la période 1993-2009, en calculant la moyenne des valeurs d'anomalies de hauteur de la mer de chaque grille (carte) SLA Ssalto/Duacs, ce qui nous permet d'avoir une valeur moyenne de SLA par semaine. La figure 5.1 représente la série temporelle d'anomalies moyennes de hauteur de la mer en Méditerranée et montre que les amplitudes des variations du niveau moyen de la Méditerranée sont de l'ordre de 20 cm, avec un maximum du niveau observé en octobre/novembre, une descente rapide en janvier/février et un minimum en mars.

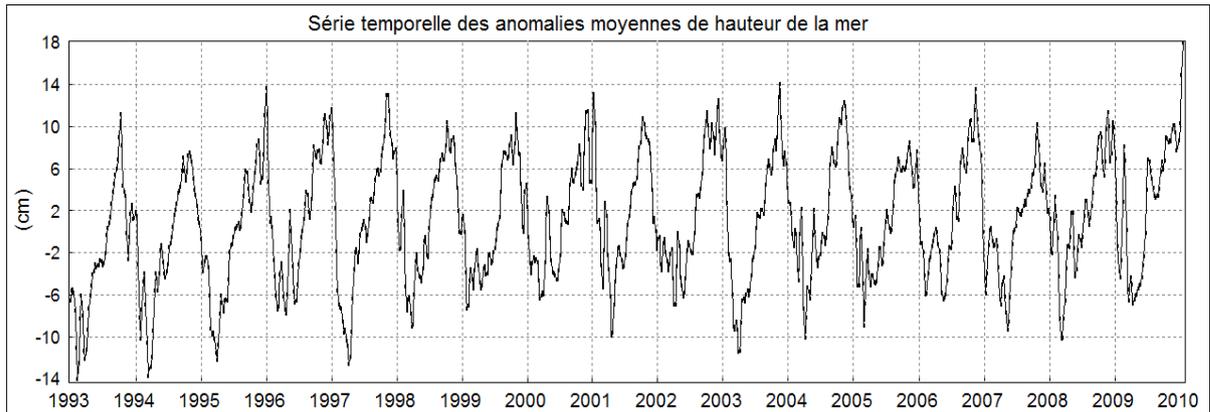


Figure 5.1: Anomalie moyennes de hauteur de la mer (SLA) en Méditerranée.

Afin d'extraire les caractéristiques de la variabilité de la Méditerranée, cette série d'une longueur de $N=887$ points est analysée par la technique SSA. L'objectif est de décomposer cette série initiale en une somme de séries. Tel que chaque composante dans cette somme peu être identifiée comme étant la composante tendance, la composante de saisonnalité et la composante bruit. Cela est suivi par une reconstruction de la série initiale.

La longueur de la fenêtre "covariance-lag M " est le seul paramètre dans l'étape de décomposition. Selon Golyandina et al. (2001), le *covariance-lag* agit comme une fenêtre sur le signal, il doit être suffisamment long pour englober la période du signal recherché (exactement comme en analyse spectrale de Fourier...). Sur cette recommandation, nous avons choisi pour notre application $M = 444$ (soit $N/2$).

5.3.2 Identification des composantes harmoniques

Dans la pratique, deux valeurs propres proches séparées indiquent une composante cyclique, ce qui simplifie l'identification visuelle des composantes harmoniques. Par conséquent, les plateaux explicites dans le spectre des valeurs propres invitent le nombre ordinal des couples de valeurs propres correspondants aux composantes harmoniques.

La figure 5.2 illustre la corrélation entre les 444 composantes reconstruites dans une échelle de 20 niveaux de gris ; du blanc au noir, correspondants à des valeurs de corrélation de 0 à 1. Les valeurs importantes de corrélation entre les composantes reconstruites indiquent qu'elles devraient être éventuellement réunies en un seul groupe et correspondent donc à la même composante dans la décomposition de la SSA.

La figure 5.2 indique que les valeurs zéro de corrélation se produisent autour des 20 premières composantes. Sur la base de cette information, nous sélectionnons les 20 premières valeurs propres pour l'identification des composantes harmoniques et considérons le reste comme signal bruit.

Il ressort bien du diagramme (figure 5.3) des Logarithmes des 20 premières valeurs propres, trois composantes périodiques : les couples de valeurs propres (1-2), (4-5) et (8-9).

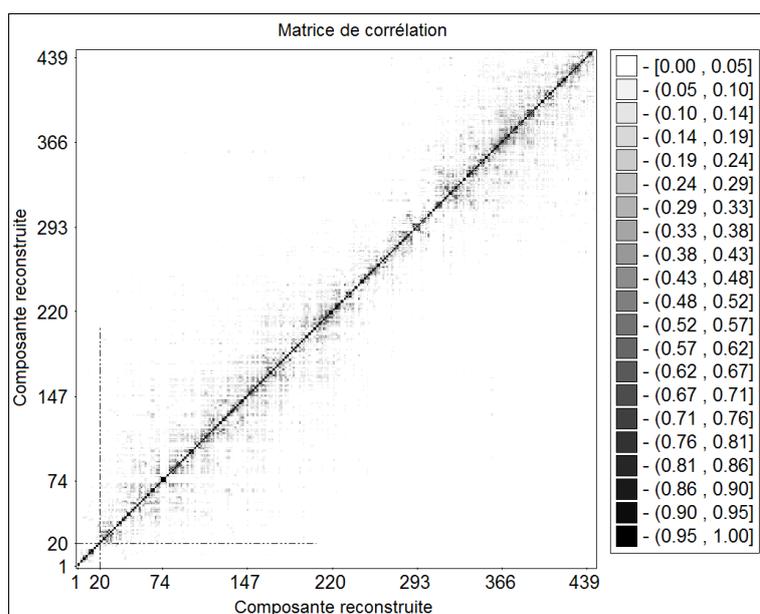


Figure 5.2: Matrice des corrélations des 444 composantes reconstruites.

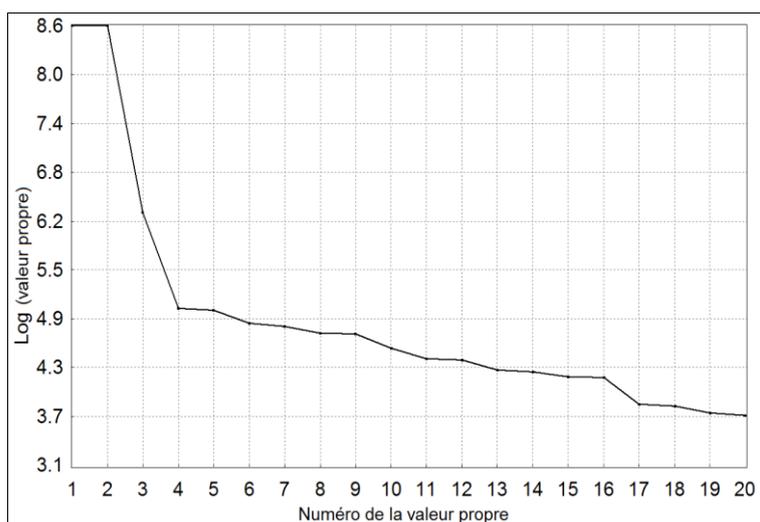


Figure 5.3: Logarithmes des 20 premières valeurs propres.

La figure 5.4 représente les périodogrammes de la série initiale des anomalies moyennes de hauteur de la mer et des trois premières composantes harmoniques dominantes identifiées par la SSA. L'analyse des périodogrammes montre que les fréquences des composantes harmoniques identifiées coïncident bien avec les fréquences de la série initiale des anomalies moyennes de hauteur de la mer. Les trois premières saisonnalités ont des périodicités de 51.99 semaines (signal annuel), 26 semaines (signal semi-annuel) et 31.63 semaines (~ 7.5 mois) respectivement.

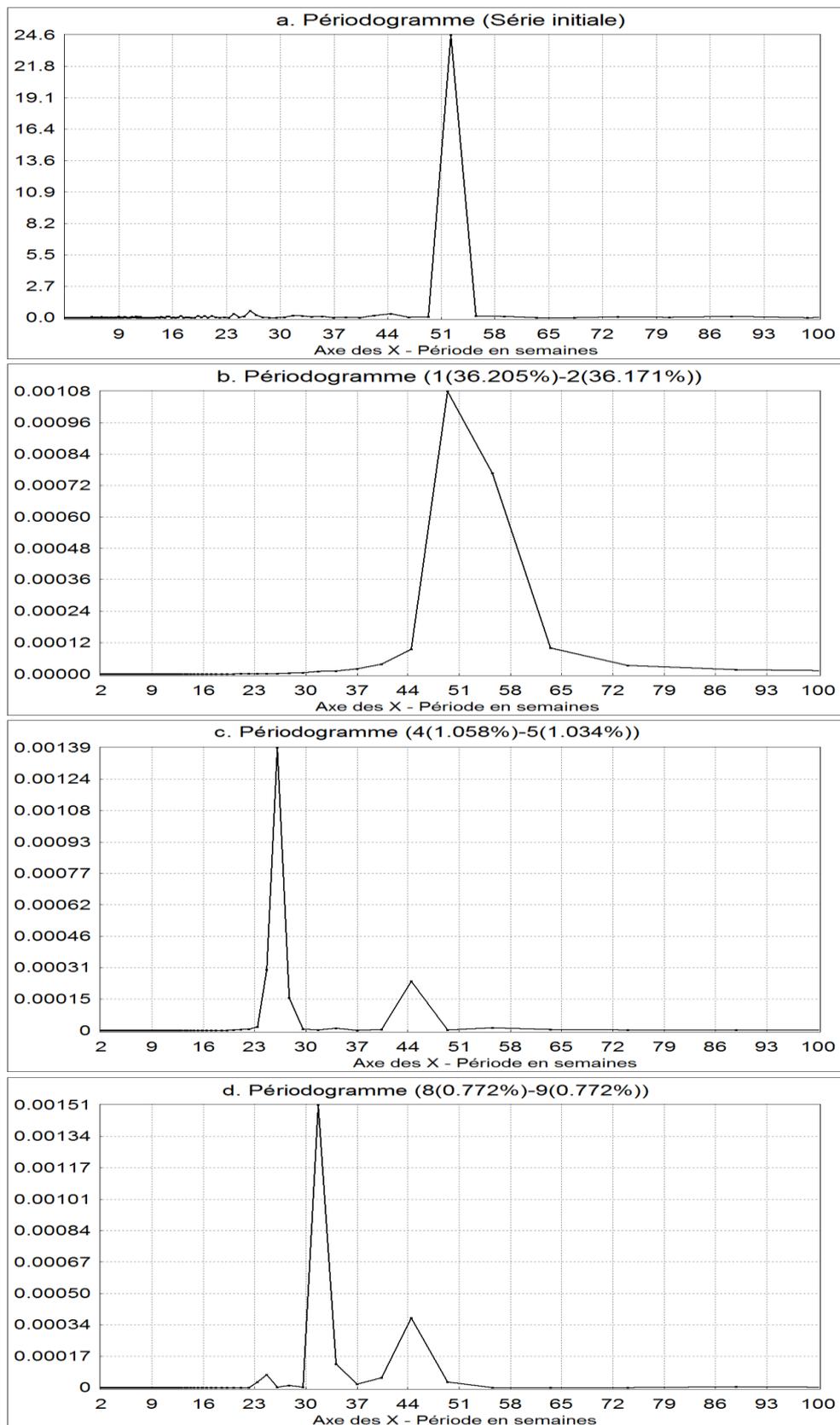


Figure 5.4 : Périodogrammes: (a) série originale, (b), (c) et (d) composantes harmoniques (1-2), (4-5) et (8-9) respectivement.

Les 20 premières composantes principales reconstruites et leur contribution sont représentées dans la figure 5.5.

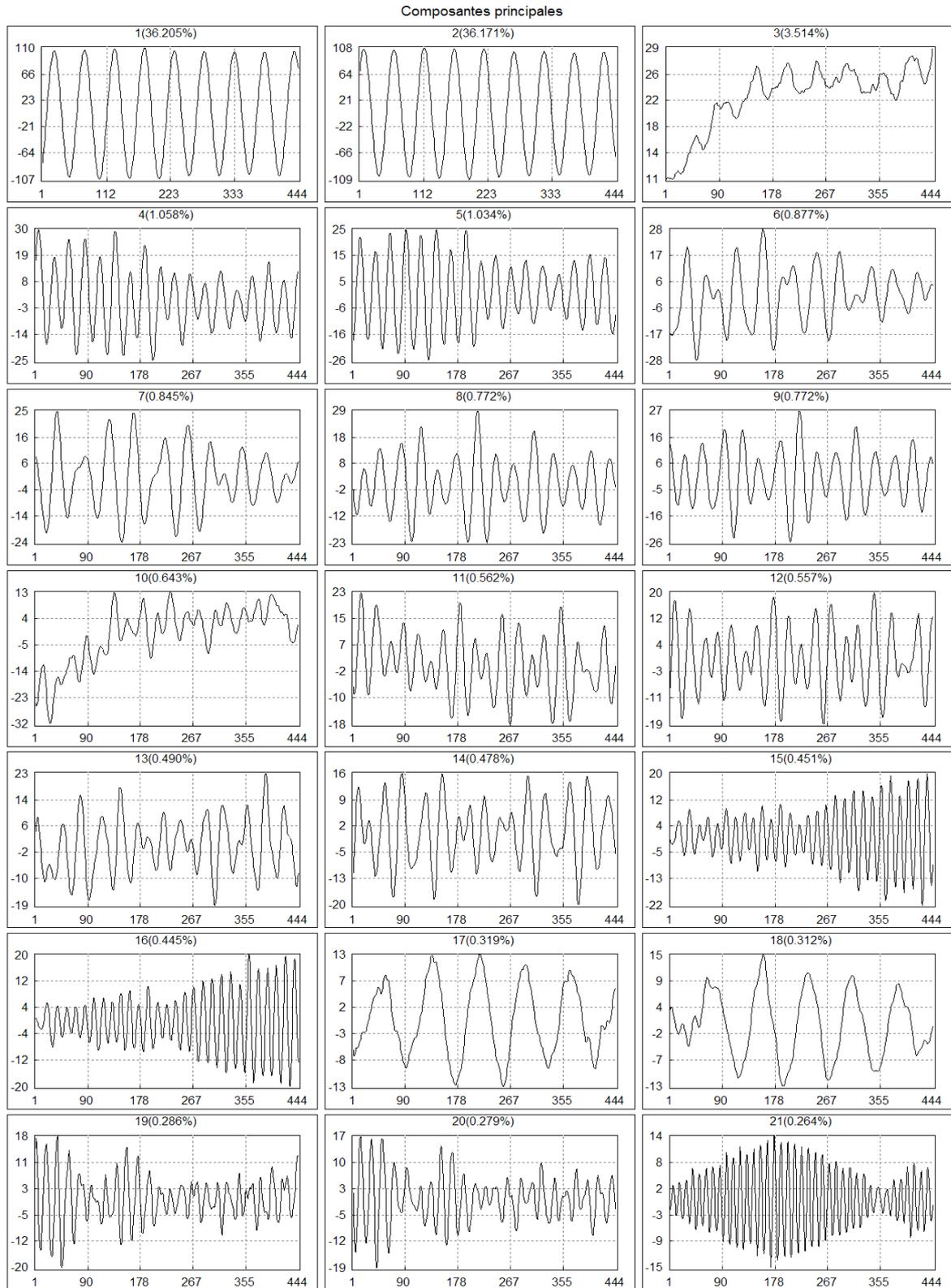


Figure 5.5 : Composantes principales et leurs contributions dans la série initiale.

La reconstruction des trois composantes harmoniques montre que la fréquence du signal annuel est particulièrement forte en mer Méditerranée. La contribution du signal annuel présente 72.38% du signal initial, alors que son amplitude est d'environ 14.5 cm (voir figure 5.6).

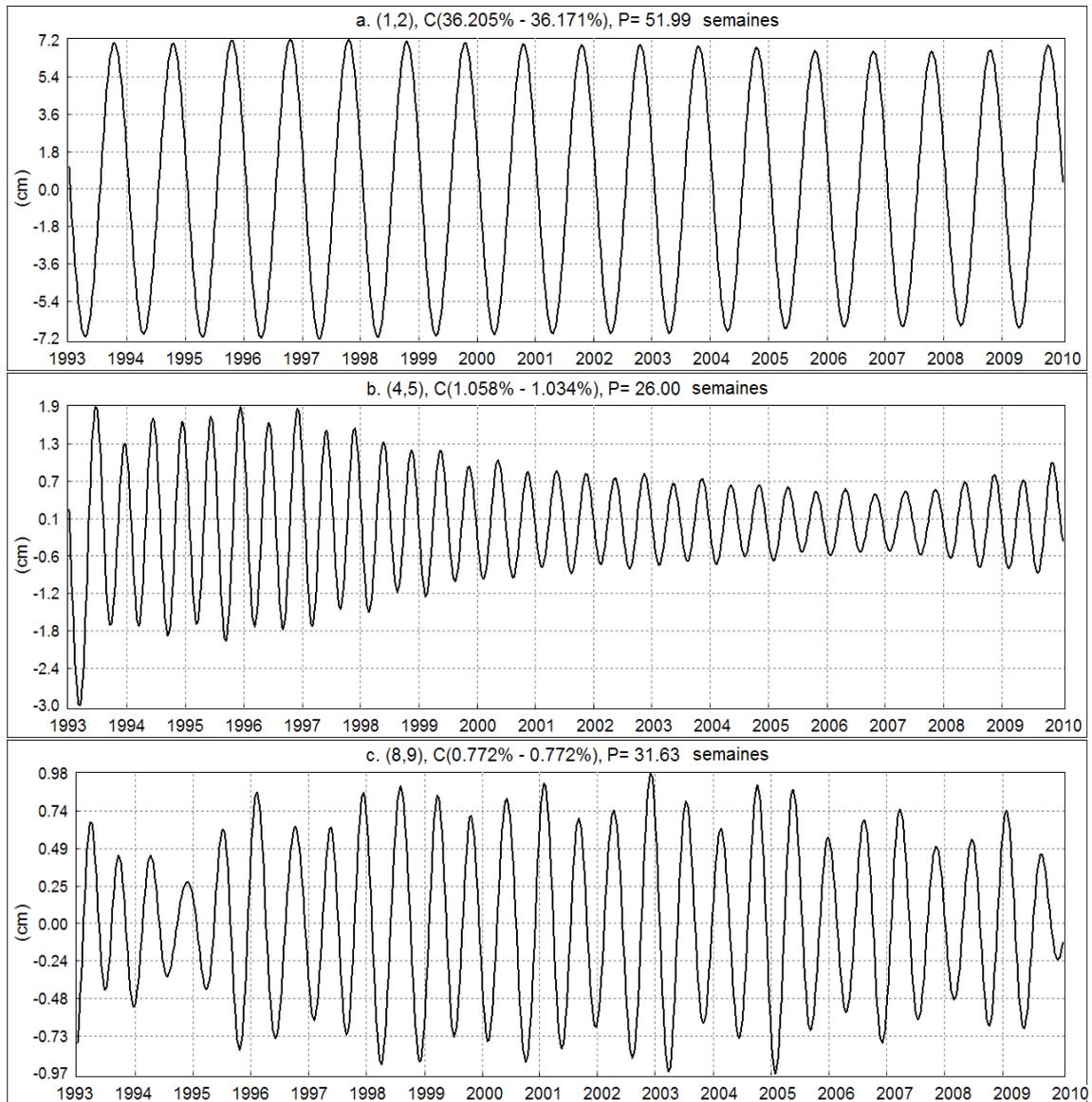


Figure 5.6 : Reconstruction des trois harmoniques dominantes et leur contribution.

5.3.3 Modèle de variabilité et tendance

Un modèle de variabilité océanique est établi à partir des trois premières composantes spectrales identifiées par la SSA. La variabilité totale des trois premières composantes harmoniques dominantes est de 17 cm (voir figure 5.7-a). La tendance à long terme est évaluée par ajustement au sens des moindres carrés des "résidus" obtenus après élimination des composantes harmoniques modélisées (figure 5.7-b). L'analyse montre une élévation du niveau moyen de la Méditerranée de 1.72 mm/an durant la période 1993-2009. Si cette tendance continue, le niveau de la mer Méditerranée pourrait se soulever de 15 cm d'ici la fin de ce siècle, ce qui impliquera des conséquences catastrophiques notamment pour les zones côtières.

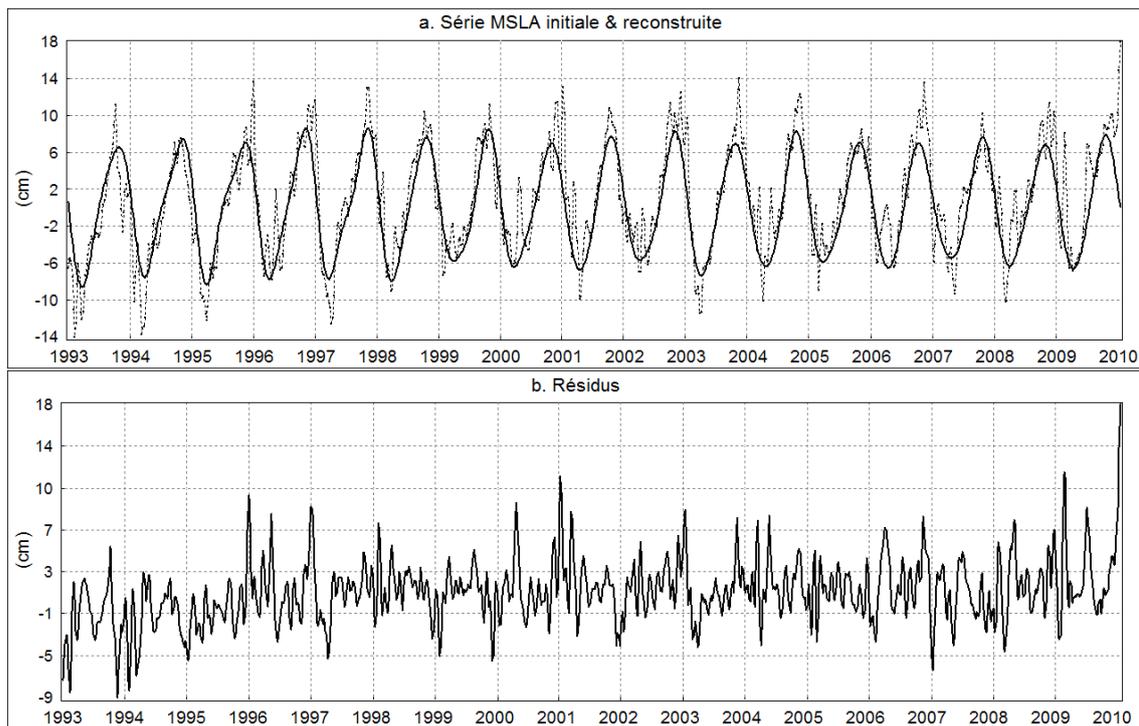


Figure 5.7 : Reconstruction: (a) modèle de variabilité, (b) résidus.

Les résultats, présentés dans cette section, ont fait l'objet d'un article scientifique : *Haddad et al., Investigation of Mediterranean sea level variability by singular spectrum analysis. Journal of Mathematics and Technology 2(1): 45-53*, ci-joint en Annexe A.

5.4 Analyse de la variabilité à long terme du niveau de la mer Méditerranée à partir des séries temporelles enregistrées par les marégraphes

L'étude de la tendance ne requiert pas nécessairement la manipulation directe des données marégraphiques horaires. En effet, le mécanisme de calcul de moyenne des données horaires sur un mois ou 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 mensuelles ou annuelles sont par conséquent appropriées à l'étude des variations séculaires du niveau des mers.

Dans le cadre de notre étude et dans le contexte évoqué ci-dessus, nous avons choisi d'analyser les moyennes mensuelles du niveau de la mer Méditerranée qui sont largement diffusées par le PSMSL à la communauté scientifique, en particulier via le réseau informatique Internet. En l'occurrence, nous avons récupéré les données de 82 stations localisées le long des côtes de la Méditerranée sur le site Internet du PSMSL (<http://www.psmsl.org/>). Ces données sont 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. La figure 5.8 représente la situation géographique des 82 stations considérées dans notre étude.

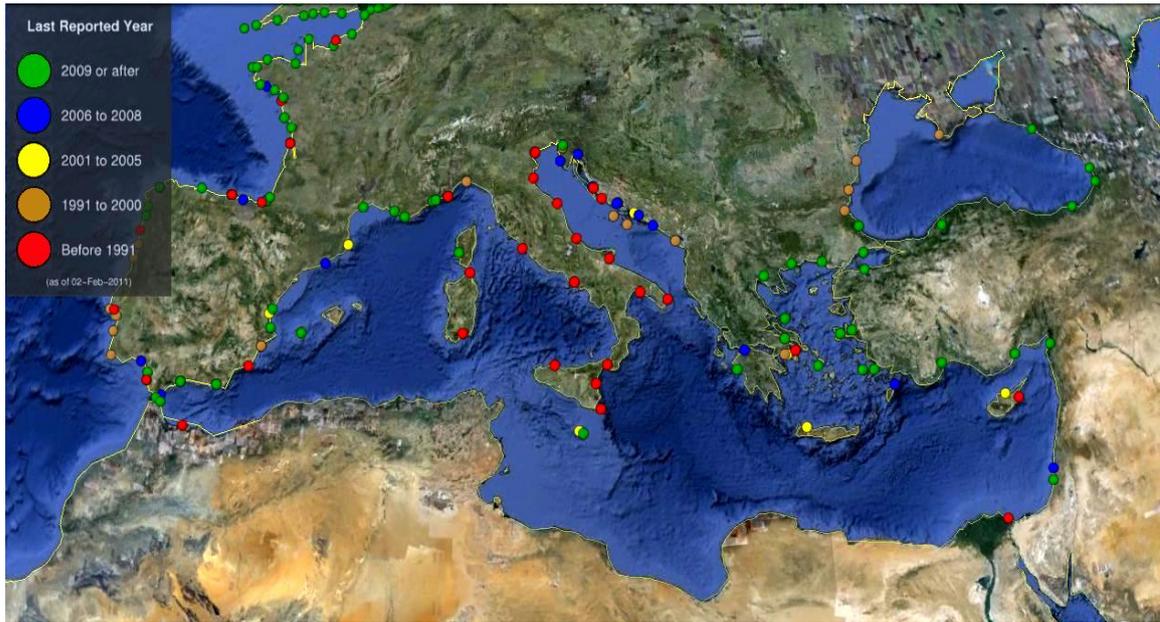


Figure 5.8 : Stations PSMSL en mer Méditerranée.

La tendance de la variation du niveau de la mer a été estimée en chaque station à partir des données RLR mensuelles en utilisant le modèle de régression linéaire simple. Le tableau 5.1 donne les tendances estimées pour les 82 stations situées le long des côtes méditerranéennes. Les colonnes de ce tableau indiquent: le code PSMSL pays/station, le nombre de moyennes mensuelles du niveau de la mer utilisées, la période des données en format décimal, la tendance estimée en mm/an et l'erreur standard, la latitude et la longitude de la station en degré et le nom de la station. Les lignes du tableau sont classées par ordre du code PSMSL pays/station. Cet ordre commence essentiellement dans le détroit de Gibraltar et progresse le long du littoral méditerranéen dans la direction Est.

PSMSL Pays / station	Nombre de données utilisées	Période des données utilisées	Tendance (mm/an)	Std. (mm/an)	Latitude (°)	Longitude (°)	Nom de la station
215/001	369	1961.5416-2008.9584	0.91	0.29	36.133331	-5.350000	Gibraltar
220/011	584	1943.5416-2002.7084	0.37	0.13	36.116669	-5.433333	Algeciras
220/021	734	1943.7084-2008.9584	0.59	0.20	36.000000	-5.600000	Tarifa
220/031	637	1944.0416-2008.9584	0.41	0.15	36.716667	-4.416667	Malaga
220/032	182	1992.5416-2007.9584	4.81	1.05	36.716667	-4.416667	Malaga II
220/041	225	1977.8750-1997.9584	0.32	0.74	36.833332	-2.483333	Almeria
220/046	111	1977.3750-1987.8750	-0.64	1.81	37.599998	-0.966667	Cartagena
220/051	376	1952.0416-1996.9584	-1.13	0.27	38.333332	-0.483333	Alicante I
220/052	442	1960.0416-1997.9584	-0.10	0.30	38.333332	-0.483333	Alicante II
220/056	142	1992.8750-2005.9584	14.16	2.00	39.466667	-0.333333	Valencia
220/061	176	1992.7084-2007.9584	6.05	1.31	41.349998	2.166667	Barcelona
220/081	144	1990.0416-2001.9584	5.58	1.85	42.049999	3.200000	L'Estartit
230/021	132	1996.0416-2008.9584	1.35	2.02	43.400002	3.700000	Sete
230/051	1449	1885.1250-2008.9584	1.20	0.05	43.299999	5.350000	Marseille
230/061	287	1961.0416-2008.9584	0.30	0.24	43.116669	5.916667	Toulon
230/081	321	1978.0416-2008.9584	2.23	0.41	43.700001	7.266667	Nice
232/001	52	2003.0416-2009.9584	10.5	4.92	41.916668	8.766667	Ajaccio
233/011	207	1956.0416-2008.9584	-0.36	0.20	43.733334	7.416667	Monaco (Condamine)
240/001	192	1896.0416-1913.9584	1.29	0.99	41.233334	9.366667	La Maddalena
240/011	433	1896.6250-1934.9584	1.93	0.28	39.200001	9.166667	Cagliari
250/001	309	1896.6250-1922.5416	1.57	0.45	43.866669	8.016667	Porto Maurizio
250/011	1071	1884.0416-1997.9584	1.21	0.06	44.400002	8.900000	Genova
250/031	304	1896.5416-1922.4584	0.71	0.47	42.049999	11.816667	Civitavecchia
250/041	263	1899.0416-1922.4584	2.72	0.52	40.866669	14.266667	Napoli (Arsenale)
250/051	301	1896.4584-1922.4584	2.53	0.47	40.866669	14.266667	Napoli (Mandraccio)
250/061	165	1951.0416-1967.9584	-2.51	1.29	38.099998	15.650000	Reggio Calabria
260/011	294	1896.4584-1922.4584	0.69	0.43	38.133331	13.333333	Palermo
260/028	139	1957.0416-1969.9584	12.32	1.85	36.666668	15.300000	Capo Passero
260/031	144	1960.0416-1971.9584	-2.45	1.59	37.500000	15.133333	Catania
265/001	222	1988.8750-2008.9584	6.12	0.97	35.900002	14.516667	Valletta
265/002	12	2000.2916-2001.2084	10.98	50.31	35.983334	14.350000	Mellieha Bay
270/006	72	1906.0416-1911.9584	-1.01	4.87	40.433334	17.266666	Taranto
270/011	48	1961.0416-1970.9584	-0.18	2.08	40.133331	18.500000	Otranto
270/019	35	1969.0416-1971.9584	-44.44	11.57	41.616669	15.916667	Manfredonia
270/026	75	1960.4584-1972.9584	-0.53	2.2	42.349998	14.400000	Ortona
270/030	62	1966.5416-1972.9584	-9.18	6.62	43.583332	13.483333	Ancona
270/035	45	1969.1250-1972.9584	-6.21	8.30	44.500000	12.283333	Porto Corsini
270/041	287	1889.0416-1913.9584	2.58	0.75	45.416668	12.350000	Venezia (Arsenale)
270/051	576	1872.0416-1920.6250	2.64	0.28	45.416668	12.333333	Venezia (S.Stefano)
270/054	1039	1909.0416-2000.9584	2.44	0.10	45.433334	12.333333	Venezia (Punta Della Salute)
270/061	1188	1905.0416-2009.9584	1.21	0.08	45.650002	13.750000	Trieste
279/002	344	1962.0416-1991.9584	-0.04	0.48	45.566666	13.750000	Koper
279/003	132	1992.0416-2003.9584	-0.20	2.42	45.566666	13.750000	Luka Koper
280/006	628	1955.4584-2007.9584	0.50	0.21	45.083332	13.633333	Rovinj
280/011	804	1930.0416-2007.9584	0.92	0.14	45.299999	14.533333	Bakar
280/013	161	1994.4584-2007.9584	0.72	1.55	44.116669	15.233333	Zadar
280/014	72	1983.0416-1988.9584	-0.64	3.99	44.083332	15.266667	Gazenica
280/017	65	1983.0416-1988.3750	6.98	4.74	43.700001	15.666667	Zlarin
280/021	666	1952.3750-2007.9584	0.62	0.18	43.500000	16.383333	Split Rt Marjana
280/031	646	1954.2084-2007.9584	0.41	0.19	43.500000	16.433332	Split Harbour
280/040	97	1983.0416-1991.4584	-6.33	2.59	43.066666	16.200001	Vis-Ceska Vila
280/046	222	1987.0416-2005.7084	5.55	0.97	43.133331	17.200001	Sucuraj
280/056	56	1987.0416-1991.6250	-18.11	6.34	42.750000	16.833332	Ubli
280/075	24	2006.0416-2007.9584	-2.05	19.47	43.049999	17.416668	Ploce

280/081	619	1956.0416-2007.9584	0.92	0.19	42.666668	18.066668	Dubrovnik
281/011	319	1964.5416-1991.0416	1.36	0.52	42.083332	19.083332	Bar
290/014	392	1969.0416-2006.9584	15.97	0.35	38.233334	21.733334	Patrai
290/017	435	1969.0416-2009.9584	1.68	0.27	37.633331	21.316668	Katakolon
290/030	181	1984.0416-2000.8750	2.71	1.26	37.950001	23.500000	North Salaminos
290/031	311	1969.0416-2002.9584	-5.75	0.54	37.933334	23.616667	Piraeus
290/032	46	1986.0416-1989.9584	-3.52	8.70	38.033333	24.000000	Rafina
290/033	233	1977.7084-2001.7084	-2.59	0.79	38.466667	23.600000	Khalkis South
290/034	433	1969.0416-2009.9584	0.02	0.32	38.466667	23.600000	Khalkis North
290/037	96	1999.7084-2009.9584	-2.16	3.36	39.116669	23.733334	Skopelos
290/051	442	1969.0416-2009.9584	3.62	0.30	40.616669	23.033333	Thessaloniki
290/061	406	1969.0416-2009.9584	-6.84	0.54	40.916668	24.416668	Kavalla
290/065	431	1969.0416-2009.9584	1.52	0.30	40.849998	25.883333	Alexandroupolis
290/071	433	1969.0416-2009.9584	3.37	0.28	38.383331	26.150000	Khios
290/081	282	1969.0416-2009.9584	4.13	0.39	37.433334	24.916668	Siros
290/091	388	1969.2916-2009.9584	0.69	0.27	37.083332	26.883333	Leros
290/097	374	1969.0416-2001.9584	-1.14	0.41	35.500000	24.049999	Soudhas
290/110	343	1969.2916-2008.6250	0.05	0.32	36.433334	28.233334	Rodhos
310/042	103	1995.0416-2004.9584	6.07	2.18	38.433334	26.716667	MENTES/IZMIR
310/046	182	1986.0416-2004.9584	3.02	0.99	37.033333	27.416668	Bodrum II
310/052	202	1986.0416-2004.9584	7.72	1.11	36.833332	30.616667	Antalya II
315/001	27	1938.7916-1940.9584	30.91	18.78	35.116669	33.950001	Famagusta
315/010	28	2000.8750-2003.8750	37.03	14.16	35.349998	33.333332	Girne
320/016	174	1992.4584-2008.9584	4.92	1.08	32.466667	34.883331	Hadera
320/019	60	1996.0416-2000.9584	10.55	6.77	32.083332	34.766666	Tel Aviv
330/001	287	1923.0416-1946.9584	5.05	0.71	31.250000	32.299999	Port Said
340/001	750	1944.2084-2008.9584	0.50	0.11	35.900002	-5.316667	Ceuta
340/004	71	1944.0416-1949.8750	5.80	4.73	35.250000	-3.916667	Villa Sanjurjo

Tableau 5.1 : Tendances du niveau moyen de la mer à partir des données PSMSL RLR mensuelles.

La station Manfredonia/Italie exhibe la tendance minimale de -44.44 mm/an, alors qu'une valeur maximale de 37.03 mm/an est observée par la station Girne/Chypres. Ces deux valeurs extrêmes sont incertaines compte tenu de leurs erreurs standards : 11.57 mm/an et 14.16 mm/an, respectivement.

L'importante erreur standard de la station de Girne, ainsi que celle des deux stations Mellieha Bay/Malte (50.31 mm/an) et Ploce/Croatie (19.47 mm/an), sont dues probablement à la courte durée de données utilisées: 27 mois discontinus pour les stations de Girne, 12 mois pour la station Mellieha Bay et 24 mois pour la station de Ploce.

L'analyse des tendances de la variation du niveau de la mer, estimées pour les 82 stations marégraphiques méditerranéennes, montre une élévation moyenne du niveau de la Méditerranée de 1.77 mm/an. Cette valeur est assez proche de la tendance obtenue par l'Analyse Spectrale Singulière de la série temporelle d'anomalies moyennes de hauteur de la mer tirée à partir de produits SLA Ssalto/Duacs, qui pour rappel est de 1.72 mm/an (cf. paragraphe 5.3.3).

5.5 Variabilité du niveau moyen des océans à l'échelle du globe à partir de produits Ssalto/Duacs

Bien que le thème de cette thèse s'oriente sur l'étude de la variabilité océanique à l'échelle du bassin méditerranéen, une expérimentation a été menée pour l'étude de la variabilité du niveau moyen des océans à l'échelle du globe. La SSA appliquée sur la série temporelle des anomalies moyennes de hauteur de la mer issue des cartes hebdomadaires SLA Ssalto/Duacs à l'échelle du globe, de résolution de $1/8^\circ \times 1/8^\circ$ et couvrant la période 1993-2009, montre que le niveau moyen global des océans est caractérisé par une tendance croissante dominante et par les trois composantes harmoniques : un signal annuel, un signal semi-annuel et un signal de 4 mois. La tendance qui représente 91.52 % du signal original, montre une élévation du niveau moyen des océans de 2.8 mm/an entre 1993 et 2009.

La figure 5.9 illustre la tendance extraite du signal étudié, les composantes harmoniques identifiées, la reconstruction du signal par la tendance et les composantes harmoniques, ainsi que les résidus par rapport à la série temporelle initiale :

- La figure 5.9-a montre la tendance extraite (représentée en trait plein) et la série initiale des anomalies moyennes de hauteur de la mer (représentée en pointillés). Le niveau moyen des océans à l'échelle du globe est soumis à une forte hausse, de -0.5 à 4 cm au cours de la période 1993-2009. La tendance présente une pente linéaire de 2.8 mm/an.
- La figure 5.9-b représente le regroupement des trois composantes harmoniques identifiées par la SSA et montre clairement les mêmes variations saisonnières de la série initiale. L'amplitude des composantes saisonnières regroupées varie entre -0.83 et 1.04cm. La valeur maximale est observée en l'automne et l'amplitude minimale en printemps. Ceci est dû au temps nécessaire pour que la température de surface des océans diffuse vers les profondeurs.
- La ligne en pointillés et la ligne continue dans la figure 5.9-c représentent respectivement la série initiale d'anomalies moyennes de hauteurs de la mer et la série reconstruite à partir de la tendance et des trois composantes harmoniques.
- La figure 5.9-d montre les résidus après reconstruction. La composante des résidus représente 0.88% de la série initiale, alors que l'amplitude de ses variations est d'environ 0.8 cm.

Les résultats de l'analyse de la variabilité du niveau moyen des océans à l'échelle du globe ont fait l'objet d'un article scientifique ci-joint en Annexe B : *Haddad et al., Long-term global mean sea level variability revealed by singular spectrum analysis. International Journal of Academic Research 3(2-III): 411-420.*

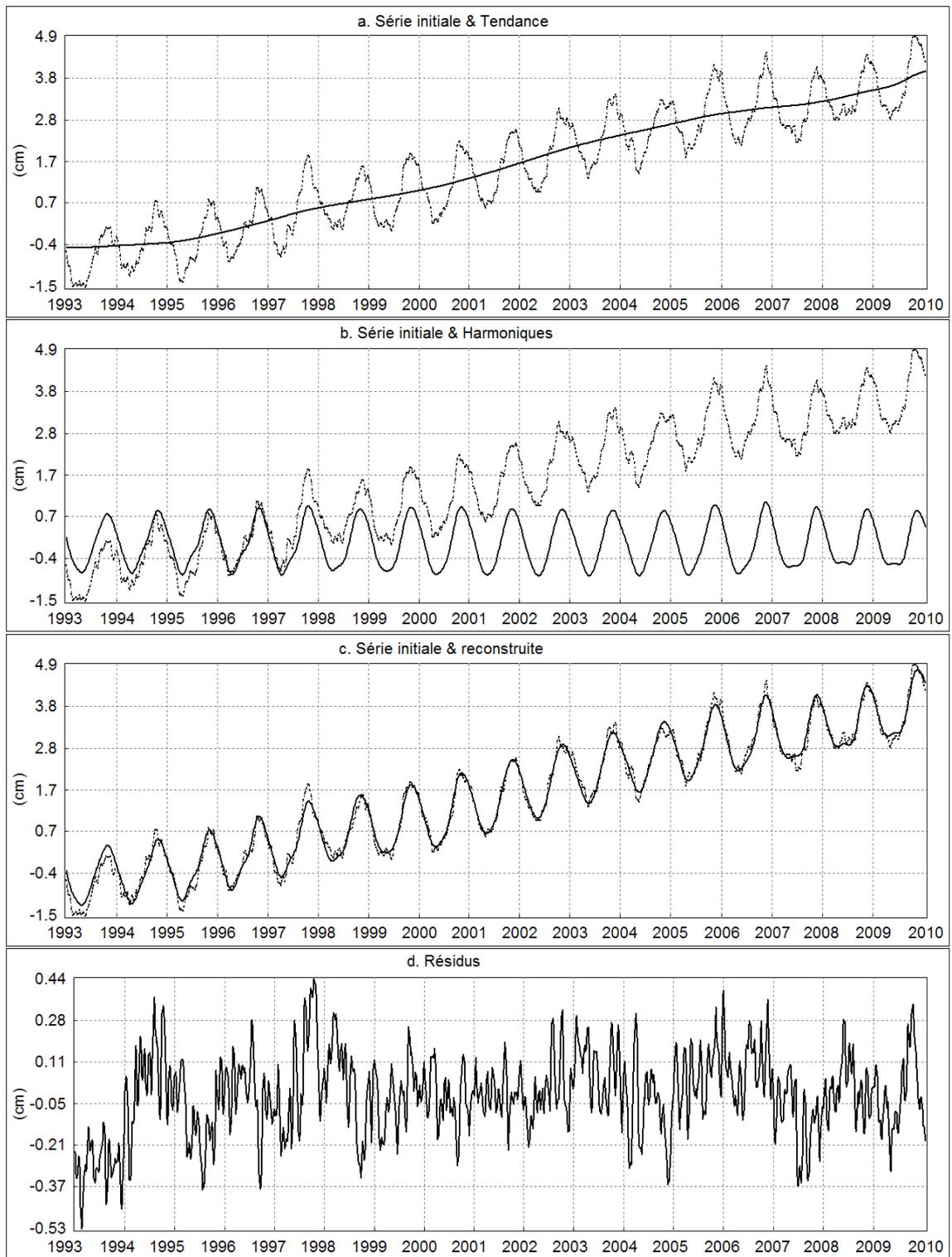


Figure 5.9 : Reconstruction: (a) tendance, (b) harmoniques, (c) reconstruction de la série temporelle, (d) résidus.

Cycle saisonnier du niveau moyen de la mer Méditerranée à partir des données GDR Topex/Poseidon et Jason-1

Au niveau de ce chapitre, nous étudions l'évolution saisonnière du niveau moyen de la mer Méditerranée sur la base des variations des anomalies de hauteur de la mer (SLA) estimées à partir des données GDR de Topex/Poseidon et de Jason-1.

6.1 Données Topex/Poseidon et Jason-1 utilisées

Les données utilisées dans ce chapitre, sont les données géophysiques de niveau "2", fournies par Aviso (Archivage, Validation et Interprétation des données des Satellites Océanographiques) sur DVD : "Jason-1 and Topex/Poseidon GDR products". Les volumes des DVD dont nous disposons contiennent 54 cycles Topex/Poseidon (du cycle 422 au 481 à l'exception des cycles non fournis : 431,432, 442, 476,477 et 478) et 56 cycles Jason-1 (du cycle 79 au 138 à l'exception des cycles non fournis : 83, 133, 134 et 135 (cf. tableau 6.1).

Volume	Date	Cycles	
		Topex/Poseidon	Jason-1
GDR_JA1_TP_a_014_1	27 février 2004 - 27 avril 2004	422-427	79-84
GDR_JA1_TP_a_015_1	27 avril 2004 - 25 juin 2004	428-433	85-90
GDR_JA1_TP_a_016_1	25 juin 2004 - 24 août 2004	435-439	91-96
GDR_JA1_TP_a_017_1	24 août 2004 - 22 octobre 2004	440-445	97-102
GDR_JA1_TP_a_018_1	22 octobre 2004 - 21 décembre 2004	446-451	103-108
GDR_JA1_TP_a_019_1	21 décembre 2004 - 18 février 2005	452-457	109-114
GDR_JA1_TP_a_020_1	18 février 2005 - 19 avril 2005	458-463	115-120
GDR_JA1_TP_a_021_1	19 avril 2005 - 17 juin 2005	464-469	121-126
GDR_JA1_TP_a_022_1	17 juin 2005 - 16 août 2005	470-475	127-132
GDR_JA1_TP_a_023_1	14 septembre 2005 - 14 octobre 2005	479-481	136-138

Tableau 6.1 : Volumes "Jason-1 and Topex/Poseidon GDR products" exploités.

Les données GDR, livrées tous les 10 jours, sont datées, localisées très précisément, et corrigées des différentes corrections d'environnement et sont utilisables avec de bonnes connaissances du domaine d'altimétrie spatiale. Le contenu et la structure des fichiers GDR Topex/Poseidon et Jason-1 sont reproduits dans les Annexes C et D, respectivement.

6.2 Méthodologie

Pour chaque cycle Topex/Poseidon et Jason-1, les anomalies de hauteur de la mer (SLA) ont été calculées le long des passages (traces) altimétriques couvrant la Méditerranée et ce, à partir des mesures instantanées de la hauteur de la mer (Sea Surface Height), corrigées des différents effets de propagation dans l'atmosphère et des effets géophysiques, auxquelles nous avons soustrait le niveau moyen de la mer (Mean Sea Surface) : $SLA = SSH - MSS$. Pour plus de détails sur les corrections apportées à la mesure instantanée de la hauteur de la mer, cf. Chapitre 2.

A titre indicatif, les numéros des passages altimétriques Jason-1 couvrant la Méditerranée sont représentés dans la figure 6.1.

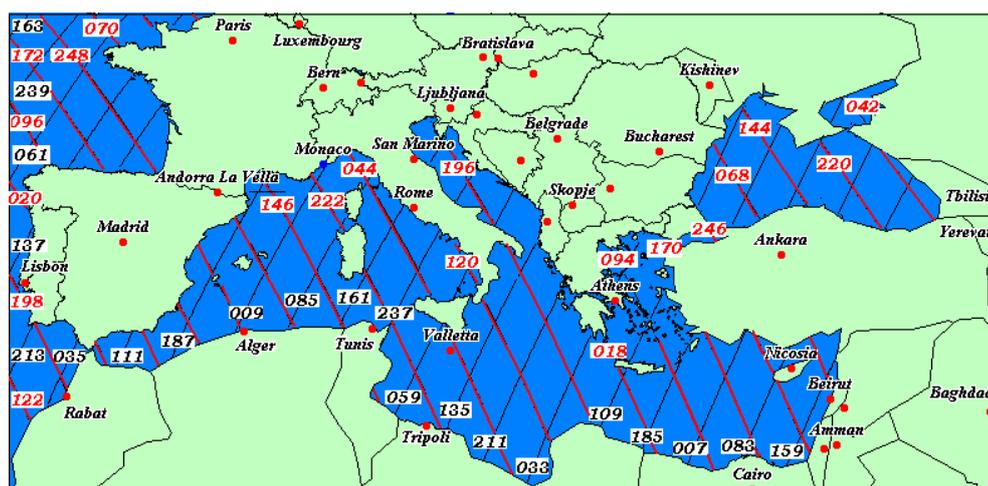


Figure 6.1 : Passages altimétriques Jason-1 en Méditerranée (en rouge : passage descendant, en noir : passage ascendant).

Les champs de données et de corrections utilisés pour le calcul des anomalies de hauteur de la mer ainsi que leur emplacement d'enregistrement dans les fichiers GDR Topex/Poseidon et Jason-1 sont reproduits respectivement dans les tableaux 6.2 et 6.3.

N° de la donnée	Emplacement de l'enregistrement	Mnémonique	Contenu	Unité
7	21	Lat_Tra	Latitude	10 ⁻⁶ deg
8	25	Lon_Tra	Longitude	10 ⁻⁶ deg
9	29	Sat_Alt ⁽¹⁾	Altitude au-dessus de l'ellipsoïde de référence	10 ⁻³ m
33	79	H_Alt	Mesure altimétrique (Ku)	10 ⁻³ m
51	115	Dry_Corr ⁽²⁾	Correction troposphérique sèche	10 ⁻³ m
54	121	Inv_Bar	Correction barométrique inverse	10 ⁻³ m
58	129	Wet_H_Rad	Correction troposphérique humide / radiomètre	10 ⁻³ m
59	131	Iono_Cor ⁽³⁾	correction ionosphérique	10 ⁻³ m
71	150	SSB_Corr_Kl Sea ⁽⁴⁾	Biais électromagnétique (Ku)	10 ⁻³ m
84	173	H_MSS ⁽⁵⁾	Hauteur de la surface moyenne de la mer.	10 ⁻³ m
87	183	H_Eot_FES ⁽⁶⁾	Marée océanique	10 ⁻³ m
89	187	H_Set ⁽⁷⁾	Marée solide	10 ⁻³ m
90	189	H_Pol	Marée polaire	10 ⁻³ m

Tableau 6.2: Champs de données et de corrections Topex/Poseidon utilisés. ⁽¹⁾ calculée par la NASA, ⁽²⁾ la pression de surface utilisée pour le calcul de cet effet est donnée d'après le modèle météorologique ECMWF, ⁽³⁾ correction bifréquence Topex Ku/C, ⁽⁴⁾ calculé d'après le modèle BM4 en bande Ku, ⁽⁵⁾ calculé d'après le modèle de la surface moyenne de la mer OSUMSS95, déterminée à partir des données altimétriques d'une année Topex, une année ERS 135-day, une année Geosat ERM et le premier cycle de ERS1 168-day, ⁽⁶⁾ est donnée d'après le modèle global de marée FES95.2 et ⁽⁷⁾ Cet effet est calculé en utilisant les tables de Cartwright et Taylor.

N° de la donnée	Emplacement de l'enregistrement	Mnémonique	Contenu	Unité
4	13	Latitude	Latitude	μdeg
5	17	Longitude	Longitude	μdeg
16	33	Altitude ⁽¹⁾	Altitude au-dessus de l'ellipsoïde de référence	10 ⁻⁴ m
20	121	Range_Ku	Mesure altimétrique (Ku)	10 ⁻⁴ m
33	313	Model_Dry_Tropo_Corr ⁽²⁾	Correction troposphérique sèche	10 ⁻⁴ m
35	317	Rad_Wet_Tropo_Corr	Correction troposphérique humide / radiomètre	10 ⁻⁴ m
36	319	Iono_Corr_Alt_Ku ⁽³⁾	Correction ionosphérique (Ku)	10 ⁻⁴ m
38	323	Sea_State_Bias_Ku ⁽⁴⁾	Biais électromagnétique (Ku)	10 ⁻⁴ m
70	381	MSS Mean ⁽⁵⁾	Hauteur de la surface moyenne de la mer	10 ⁻⁴ m
74	395	Inv_Bar_Corr	Correction barométrique inverse	10 ⁻⁴ m
77	401	Ocean_Tide_Sol1 ⁽⁶⁾	Marée océanique	10 ⁻⁴ m
83	417	Solid_Earth_Tide ⁽⁷⁾	Marée solide	10 ⁻⁴ m
84	419	Pole_Tide	Marée polaire	10 ⁻⁴ m

Tableau 6.3 : Champs de données et de corrections Jason-1 utilisés. ⁽¹⁾ calculée par la NASA, ⁽²⁾ la pression de surface utilisée pour le calcul de cet effet est donnée d'après le modèle météorologique ECMWF, ⁽³⁾ calculée en bande Ku, ⁽⁴⁾ calculé d'après le modèle BM4 en bande Ku, ⁽⁵⁾ calculé d'après le modèle de la surface moyenne de la mer GSFC00.1, déterminée à partir des données altimétriques de différentes missions qui incluent six ans de données Topex et plusieurs années de ERS 1et 2, ⁽⁶⁾ est donnée d'après le modèle global de marée GOT99.2 et ⁽⁷⁾ Cet effet est calculé en utilisant les tables de Cartwright et Taylor.

Etant donné que la précision de la mesure altimétrique sur des surfaces hétérogènes peut être dégradée, plusieurs filtres ont été appliqués sur les données GDR Topex/Poseidon et Jason-1 afin de garder que les données les plus fiables. Il s'agit des filtres suivants [Aviso and Podaac User Handbook, 2003] et [Aviso User Handbook, 1996] :

$$\begin{aligned} -130 \text{ m} &\leq (\text{altitude du satellite} - \text{distance altimétrique}) \leq 100 \text{ m} \\ -2.5 \text{ m} &\leq \text{correction troposphérique sèche} \leq -1.9 \text{ m} \\ -0.500 \text{ m} &\leq \text{correction troposphérique humide} \leq -0.001 \text{ m} \\ -0.400 \text{ m} &\leq \text{correction ionosphérique} \leq -0.040 \text{ m} \\ -1 \text{ m} &\leq \text{correction de marée solide} \leq 1 \text{ m} \\ -0.150 \text{ m} &\leq \text{correction de marée polaire} \leq 0.150 \text{ m} \\ -5 \text{ m} &\leq \text{correction de marée océanique} \leq 5 \text{ m} \\ \text{et } -0.5 \text{ m} &\leq \text{biais électromagnétique} \leq 0 \text{ m}. \end{aligned}$$

Le calcul des anomalies de hauteur de la mer a été effectué moyennant le logiciel BRAT (Basic Radar Altimetry Toolbox), qui est un ensemble de programmes et de documentations dédié à la lecture, l'utilisation et la visualisation des données altimétriques, depuis ERS-1 jusqu'à Cryosat, et depuis les GDR jusqu'aux données sous forme de grilles. Il inclut également une présentation de l'altimétrie en pages web (et version pdf), avec des 'data use cases', expliquant comment se servir des données altimétriques pour quelques applications. Pour plus d'informations sur les types de calcul offerts par BRAT, se référer au manuel "Radar Altimetry Tutorial" de Rosmorduc, et al, 2009, disponible sur le site <http://www.altimetry.info>.

La technique de cartographie de BRAT nous a permis de combiner par cycle altimétrique les résultats de SLA obtenus le long des traces altimétriques sous forme d'une grille en format binaire NetCDF (Network Common Data Form) avec une résolution spatiale de 0.3333° en latitude et en longitude. Une valeur moyenne de SLA est calculée pour chaque grille de SLA en effectuant une moyenne arithmétique des valeurs de ses cellules. Nous obtenons ainsi une valeur moyenne de SLA pour chaque cycle Topex/Poseidon et Jason-1.

6.3 Résultats obtenus

Les anomalies moyennes de hauteur de la mer par cycle Topex/Poseidon et Jason-1 obtenues à partir des données GDR sur la Méditerranée sont représentées dans la figure 6.2. Bien que les deux séries temporelles des SLA moyennes issues respectivement du traitement des données GDR Topex/Poseidon et Jason-1 indiquent des variations quasi-similaires, un biais systématique de l'ordre de 14 cm est enregistré entre les deux séries.

Notons ici que pour le calcul du niveau moyen des océans sur toute la période altimétrique effectué par Aviso, les 3 missions Topex/Poseidon, Jason-1 et Jason-2 ont été reliées entre elles pendant les phases de "vérification" des missions Jason-1 et Jason-2, afin de calculer très précisément le biais du niveau moyen des océans entre ces missions. Il a été choisi de raccorder Topex/Poseidon et Jason-1 au cycle 11 de Jason-1 (Mai 2002) en appliquant un biais de 8.45 cm sur les mesures de Jason-1. De façon identique le niveau moyen des océans de Jason-2 est raccorder au niveau moyen de Jason-1 au cycle 11 de Jason-2 (Octobre 2008) en appliquant un biais de 7.46 cm sur les mesures de Jason-2 et en ajoutant aussi le biais entre Jason-1 et Topex/Poseidon. Pour plus de détails sur le calcul combiné du niveau moyen à partir de données altimétriques issues de Topex/Poseidon, Jason-1 et Jason-2, se référer à la page internet d'Aviso : "Calcul du niveau moyen à partir de données altimétriques".

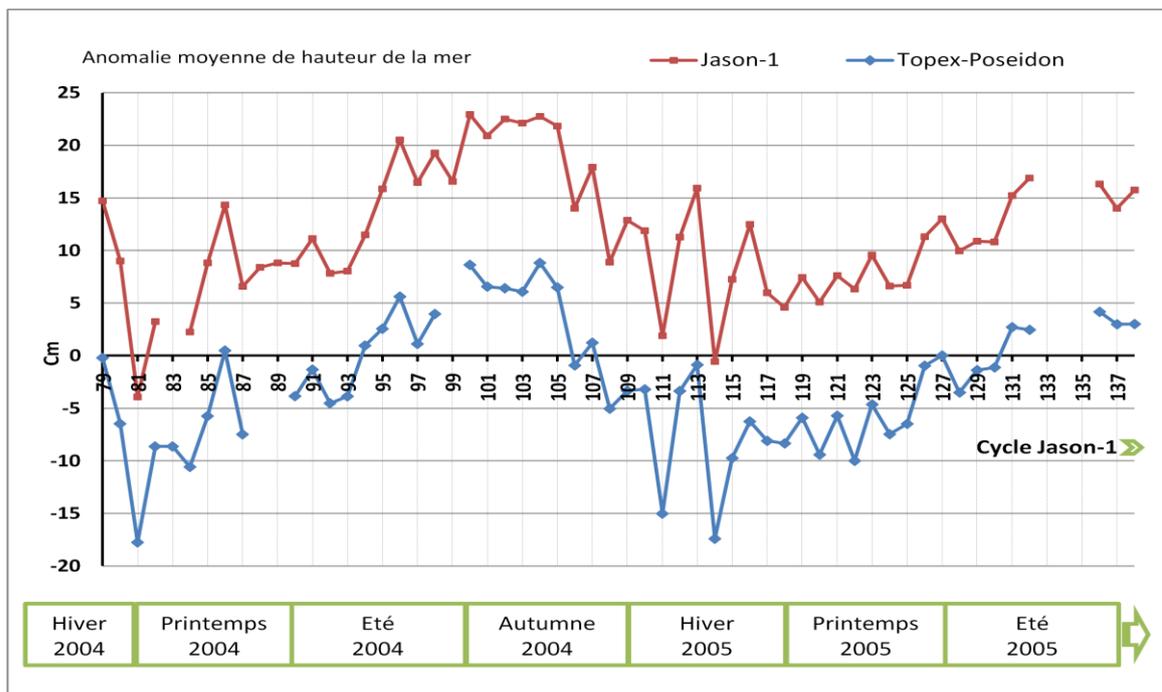


Figure 6.2 : Variations saisonnières du niveau de la mer en Méditerranée.

D'après la figure 6.2, nous constatons que le niveau moyen de la Méditerranée subit des variations d'amplitudes pic à pic d'environ 20 cm, avec un maximum et un minimum respectivement en automne et en hiver : ce phénomène est dû pour une large part à l'effet stérique.

En effet, sous l'effet de la chaleur du rayonnement solaire, la température de l'eau de surface augmente. Puis la chaleur se propage progressivement dans les couches plus profondes. En se réchauffant, l'eau se dilate et donc son volume augmente et inversement, si la température diminue, l'eau se contracte. Le vent et la pluie peuvent provoquer à court terme des changements de température et donc de niveau de la mer, mais l'alternance des saisons reste la principale cause des variations du niveau de la mer au cours d'une année [OCA/CNES, 2000].

Les résultats préliminaires de l'étude de l'évolution saisonnière du niveau moyen de la mer Méditerranée sur à partir des données GDR de Topex/Poseidon et de Jason-1, ont fait l'objet d'une communication internationale : *Haddad et al., "Evolution of the Altimetric Mean Level of the Western Mediterranean sea from Jason-1 Data: Comparison with Analysis of Tidal Gauge Measurements"*. L'article relatif à cette communication est ci-joint en Annexe E.

Nouvelle définition du niveau moyen de la mer au niveau du port d'Alger

Au niveau de cette section, nous nous intéresserons à l'estimation du niveau moyen de la mer au niveau du port d'Alger à partir des données marégraphiques issues des deux marégraphes à acquisition automatique et analogique.

La marégraphie qui était restée inchangée pendant près d'un siècle a fait l'objet depuis quelques années d'un regain d'intérêt, principalement en raison d'un besoin nouveau de mesures de bonne qualité émanant surtout de la communauté scientifique, mais également des services géodésiques et hydrographiques, souvent confrontés à la détérioration de la qualité des mesures issues des appareils traditionnels, les marégraphes à flotteur à enregistrement analogique. Cette perte de qualité doit vraisemblablement être attribuée au caractère désuet de la technique mise en jeu, entraînant le désintérêt des opérateurs pour un travail routinier et fastidieux que pourrait accomplir une machine.

A cet effet et dans la perspective de définir une nouvelle référence pour le Nivellement Général Algérien (figure 7.1) qui est actuellement basée sur le médimarémètre de La Goulette (Tunisie), l'Institut National de Cartographie et de Télédétection (INCT) a installé en mai 2003 un nouveau prototype de marégraphe à acquisition numérique près du marégraphe à flotteur à enregistrement analogique (figure 7.2), installé en 1985 dans le port d'Alger. L'installation du nouveau prototype de marégraphe s'est fait en collaboration de l'Observatoire Royal de Belgique (ORB) représenté par le Dr. Michel Van Ruymbeke, avec le support du Service Hydrographique des Forces Navales (SHFN) qui assure la maintenance de l'ancien marégraphe analogique.

Le marégraphe prototype enregistre toutes les minutes le niveau de la mer sous forme de fréquence engendrée par un capteur. Nous signalons que les différentes composantes de cet appareil prototype de mesure sont un capteur capacitif à base d'une cellule anéroïde, un module d'enregistrement électronique (nDAS), une alimentation électrique et un flotteur (Van Ruymbeke et al., 2003).

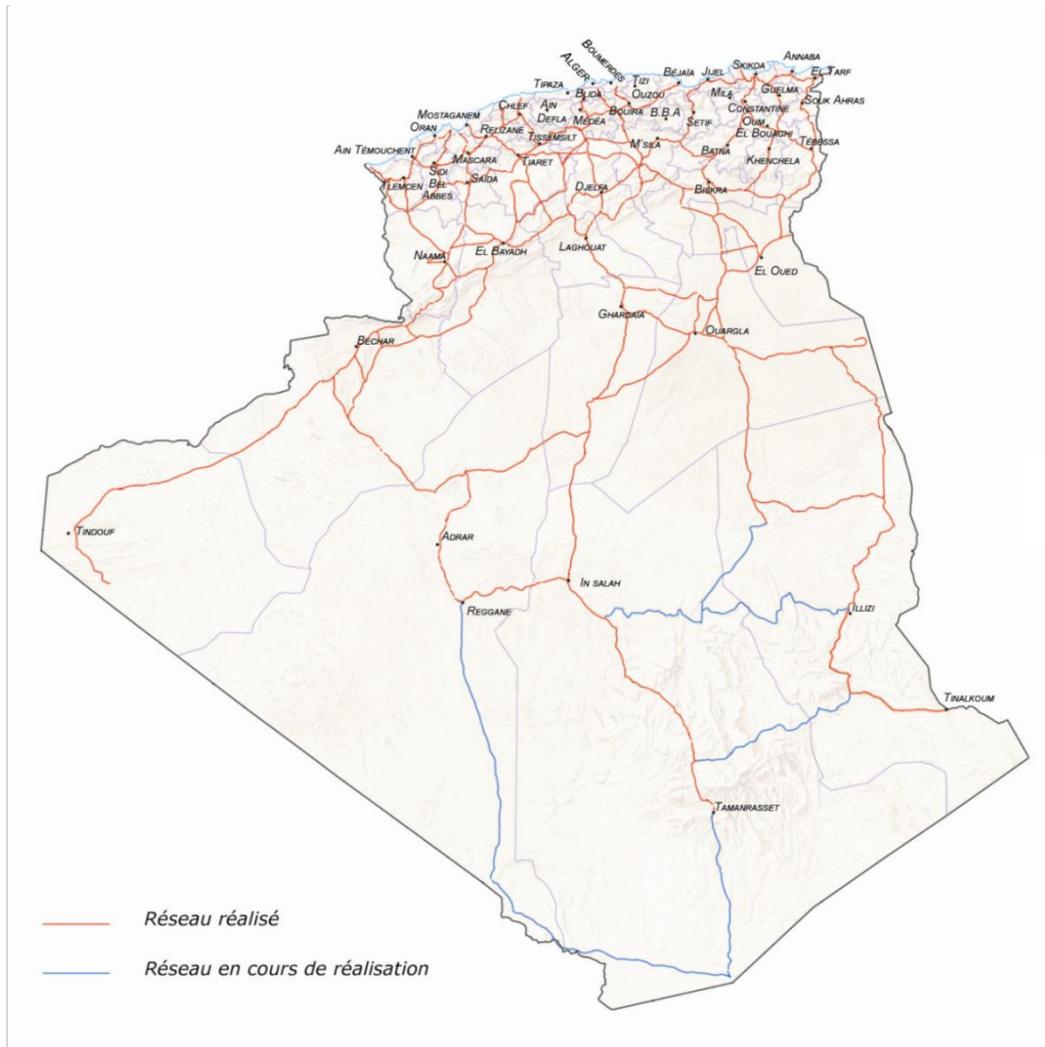


Figure 7.1 : Etat du réseau de nivellement algérien basée sur le médimaremètre de La Goulette, 2009 - Source INCT.

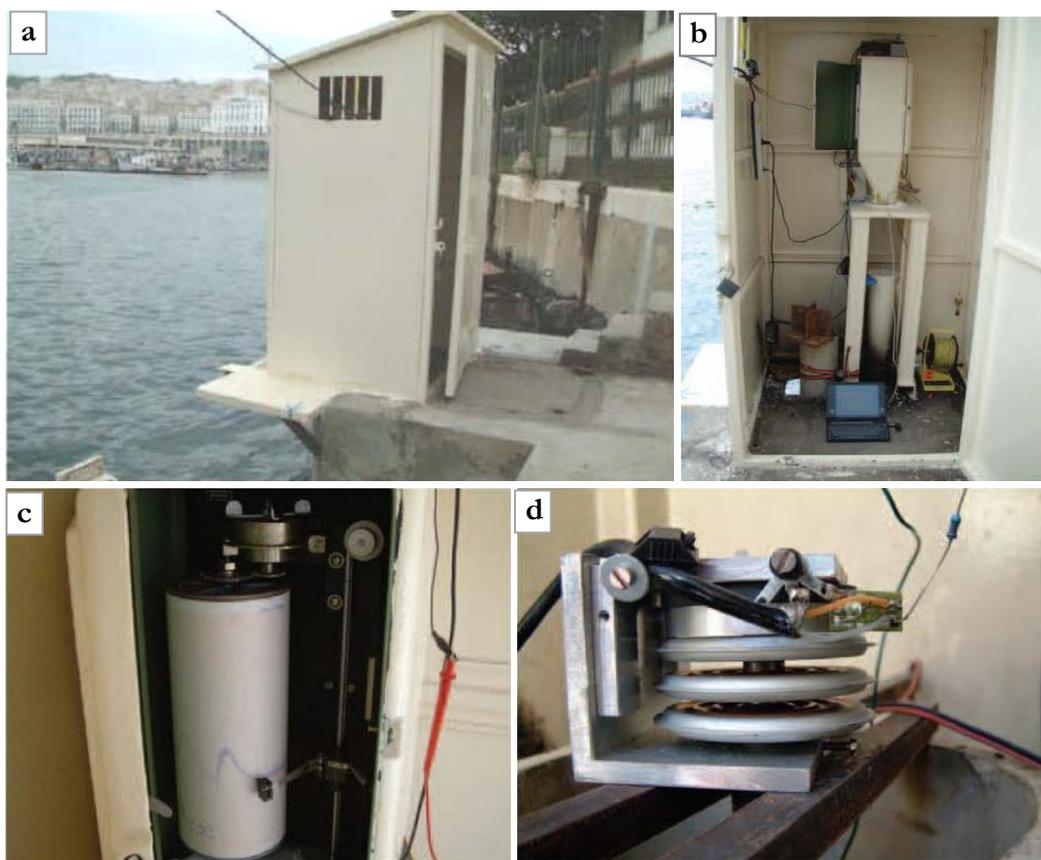


Figure 7.2 : Site marégraphique d'Alger. De haut en bas et de gauche à droite : a) site du marégraphe; b) marégraphes analogique et à acquisition automatique ; c) tambour d'enregistrement du marégraphe analogique ; d) cellule anéroïde du marégraphe à acquisition automatique - Source INCT.

7.1 Données marégraphiques utilisées

Les données marégraphiques utilisées pour cette étude sont celles issues du marégraphe analogique, s'étalant sur la période du 1^{er} janvier 2004 au 21 février 2005 (échantillonnées à 1 heure d'intervalle et exprimées en centimètre par rapport au zéro hydrographique) et celles issues du marégraphe à acquisition automatique du 29 mars 2004 au 27 février 2006 (échantillonnées à 1 minute d'intervalle et exprimées en hertz).

7.2 Prétraitement des enregistrements du marégraphe à acquisition automatique

La méthode de la régression linéaire est utilisée pour étalonner le marégraphe à acquisition automatique par des mesures ponctuelles du niveau de la mer effectuées grâce à une sonde lumineuse. Appliquer la régression linéaire, c'est trouver la droite des moindres carrés : $h = a \cdot f + b$, où : h est la hauteur entre le point marégraphique situé au sommet du puits marégraphique et le niveau de la mer, mesurée moyennant la sonde lumineuse (voir figure 7.3), f est la fréquence enregistrée par le marégraphe (en Hertz), a et b sont les paramètres de la régression linéaire.

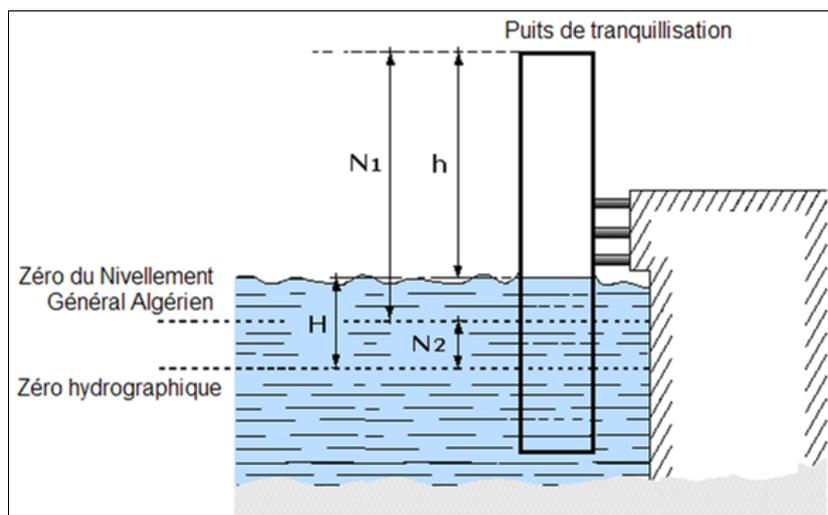


Figure 7.3 : Principe de calibrage des mesures du marégraphique à acquisition automatique.

Les figures 7.4.1, 7.4.2 et 7.4.3 représentent par périodes les fréquences enregistrées par le marégraphe à acquisition automatique et les relations linéaires entre les enregistrements marégraphiques bruts et les mesures de la hauteur entre le point marégraphique et le niveau de la mer effectuées par l'utilisation de la sonde lumineuse.

La figure 7.4.1 montre que la régression linéaire appliquée n'est pas vraiment optimale. Ceci est dû essentiellement à la qualité douteuse des mesures du niveau de la mer (effectuées par l'utilisation de la sonde lumineuse) ayant servi l'étalonnage. La figure 7.4.2 montre une meilleure qualité d'étalonnage, de part la multitude des données ayant servis à cet étalonnage et d'autre part la linéarité des résultats obtenus. La figure 7.4.3 bien qu'elle montre quant à elle, une linéarité parfaite, il est nécessaire de noter que peu de données ont servi à l'étalonnage.

De ces trois figures, il est nécessaire d'insister sur l'importance de multiplier tant que possible les mesures du niveau de la mer moyennant la sonde lumineuse et qui vont servir à l'opération d'étalonnage, et d'autre part il faut veiller au soin particulier et précautions à prendre lors des mesures.

Les paramètres de la régression linéaire obtenus sont exprimés dans le tableau suivant :

Période	a (hertz/cm)	b (hertz)
Mars 2004 - Décembre 2004	188.59398	75892.034
Janvier 2005 - Décembre 2005	252.16857	64741.082
Janvier 2006 - Février 2006	196.96209	81492.744

Tableau 7.1 : Paramètres de la régression linéaire obtenus.

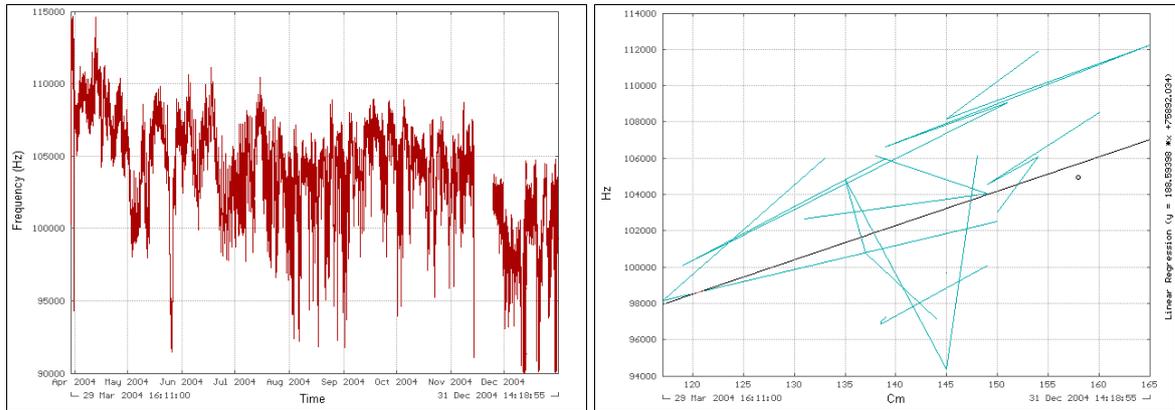


Figure 7.4.1: Enregistrements bruts du marégraphe à acquisition automatique d'Alger et droite de la régression linéaire, Période : mars 2004 - décembre 2004.

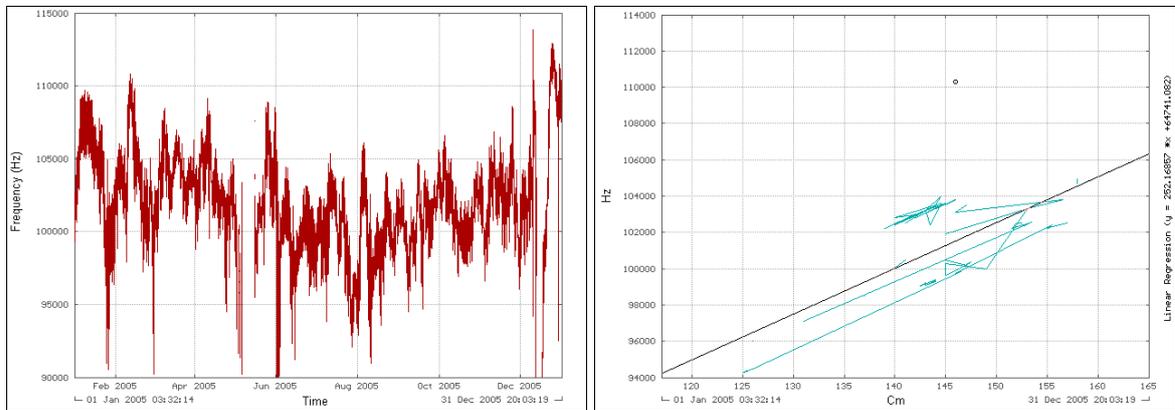


Figure 7.4.2: Enregistrements bruts du marégraphe à acquisition automatique d'Alger et droite de la régression linéaire, Période : janvier 2005 - décembre 2005.

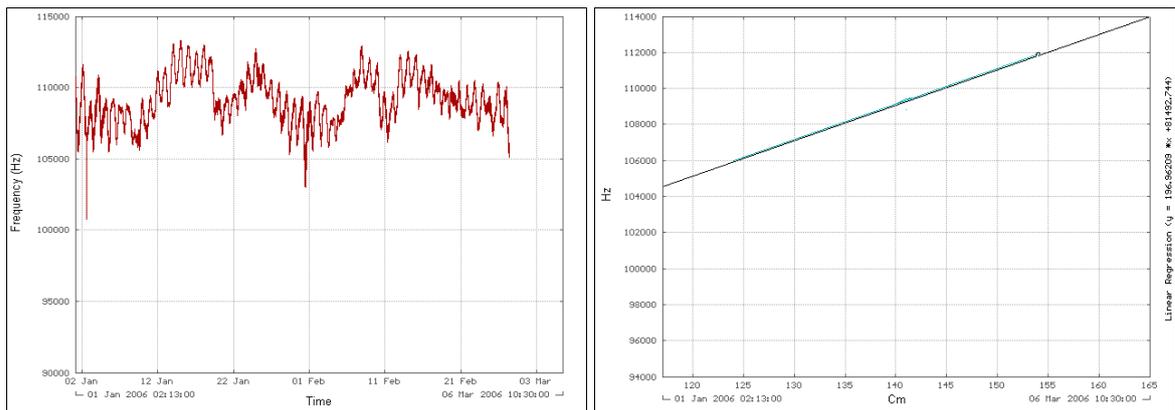


Figure 7.4.3: Enregistrements bruts du marégraphe à acquisition automatique d'Alger et droite de la régression linéaire, Période : janvier 2006 - février 2006.

Une fois les fréquences engendrées par le capteur capacitif calibrées par les paramètres de régression définis précédemment, elles ont été rapportées à la référence du niveau du zéro hydrographique par la relation suivante : $H = N_1 + N_2 - h$ (voir figure 7.3), où : H hauteur de la mer par rapport au zéro hydrographique, h représente la hauteur entre le point marégraphique situé au sommet du puits marégraphique et le niveau de la mer, obtenue par le calibrage des fréquences engendrées par le capteur, N_1 est l'altitude du sommet du puits du marégraphe par rapport à la référence zéro du Nivellement Général Algérien (149.4 cm) et N_2 est l'altitude entre la référence zéro du Nivellement Général Algérien par rapport à la référence zéro hydrographique (34 cm).

Les enregistrements étalonnés et rapportés à la référence zéro hydrographique ont été ensuite filtrés en utilisant un filtre passe-bas à 60 données, soit l'équivalent d'une heure d'observation. Le filtre appliqué élimine les hautes fréquences de variation présentes dans le signal marégraphique et ne garde que les fréquences qui sont susceptibles d'exhiber les variations fiables du niveau de la mer.

7.3 Comparaison des données issues des deux marégraphes du port d'Alger

La figure 7.5 représente les différences entre les mesures issues des deux marégraphes du port d'Alger pour la période d'enregistrement commune du 29 mars 2004 au 21 février 2005. Notons ici, que ces données sont exprimées par rapport à la référence zéro hydrographique.

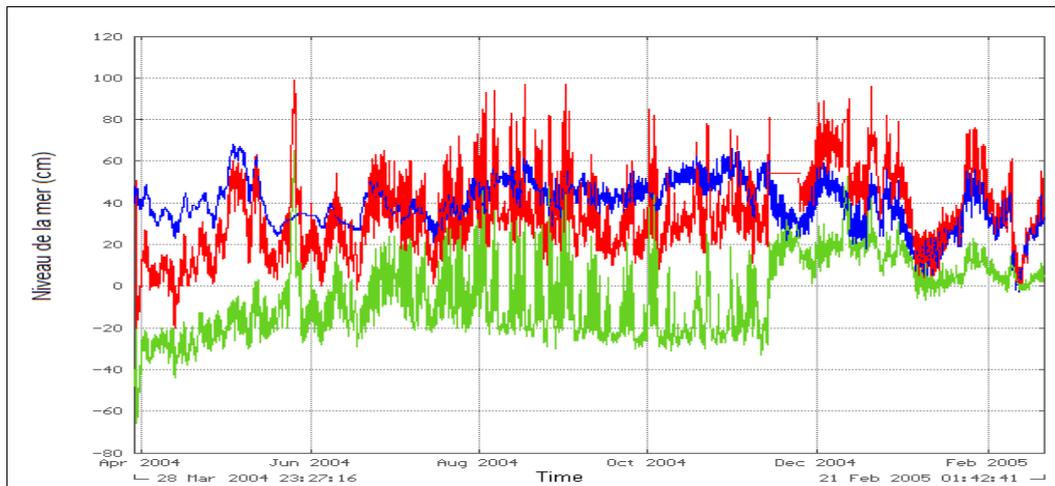


Figure 7.5 : Ecart (en vert) entre les données étalonnées du marégraphe à acquisition automatique (en rouge) et les données issues du marégraphe analogique (en bleu).

Cette comparaison reflète des écarts assez importants entre les données issues des deux marégraphes (de -66 cm à 65 cm avec un écart-type de 18.5 cm) et montre clairement que pour un meilleur étalonnage des données du marégraphe à acquisition automatique, opération d'une grande importance, il est nécessaire de densifier les mesures ponctuelles du niveau de la mer en utilisant la sonde lumineuse et/ou l'échelle de marées. La vérification de la qualité des mesures d'étalonnage doit se faire avec un très grand soin afin d'éviter une propagation d'erreurs sur les résultats.

7.4 Résultats du traitement de données marégraphiques d'Alger

Le Pack T-Tide (Pawlowicz et al., 2002), disponible sur le site du Department of Earth and Ocean Sciences - University of British Columbia : www.eos.ubc.ca, a été utilisé pour estimer le niveau moyen de la mer au port d'Alger et ce, en exploitant les deux jeux de données marégraphiques dont nous disposons.

Basé sur l'algorithme de Foreman (1977), T-Tide estime à partir des mesures marégraphiques les phases/amplitudes des composantes harmoniques de la marée. Dans le cas où les phase/amplitude d'une composante ne peuvent pas être estimées (à cause de la limite de résolution – Rayleigh), T-Tide offre la possibilité de déduire cette composante à partir d'une autre, dont les caractéristiques de fréquences sont proches.

Les résultats obtenus à partir de l'analyse harmonique des données issues des deux marégraphes analogique et à acquisition automatique fait ressortir des décalages assez faibles entre le niveau moyen estimé et la référence actuelle du Nivellement Général Algérien, respectivement de 5.1 cm et 2.1 cm (tableau 7.2).

Marégraphe	Niveau moyen (cm) / zéro hydrographique	Différence (cm) / référence actuelle
Analogique (<i>janvier 2004 - février 2005</i>)	39.1	5.1
Automatique (<i>mars 2004 - février 2006</i>)	36.1	2.1

Tableau 7.2 : Niveau moyen et décalage par rapport à la référence du zéro hydrographique actuelle.

Il y a lieu d'insister ici, que les résultats obtenus ne peuvent être considérés comme définitifs et qu'il est indispensable d'exploiter l'ensemble des données marégraphiques disponibles (depuis 1985 pour le marégraphe analogique). Aussi, l'installation des 3 marégraphes professionnels à acquisition automatique planifiés par l'INCT sera d'un grand apport pour une meilleure définition d'une nouvelle référence altimétrique nationale.

Les résultats préliminaires du niveau moyen de la mer au niveau du port d'Alger à partir des données marégraphiques, ont fait l'objet d'une communication internationale : *Haddad et al., "Determination of the Mean Sea Level at Algiers Harbour From Tidal Data Analysis"*. L'article relatif à cette communication est ci-joint en Annexe F.

Conclusion

L'objectif principal de ce travail de thèse était de tirer profit du potentiel de l'altimétrie spatiale pour le suivi de la variabilité de surface en mer Méditerranée. Pour arriver à ce but, nous avons, tout d'abord, analysé les produits altimétriques d'anomalies de hauteur de la mer, issus de chaînes de traitement opérationnelles Ssalto/Duacs. Ces produits ont l'avantage d'être bien adaptés pour l'étude de la partie variable du signal océanique. Ensuite, grâce au jeu de données d'anomalies moyennes de hauteur de la mer construit à partir des données GDR Topex/Poseidon et Jason-1, nous avons pu suivre de manière assez fine la variabilité saisonnière en mer Méditerranée.

L'analyse par la méthode de l'Analyse Spectrale Singulière (SSA) de la série temporelle d'anomalies moyennes de hauteur de la mer, tirée des produits Ssalto/Duacs, nous a permis de caractériser l'évolution du niveau moyen de la Méditerranée. La SSA montre que la fréquence du signal annuel est particulièrement forte en mer Méditerranée. La contribution du signal annuel présente 72.38% du signal d'origine, alors que son amplitude est d'environ 14.5 cm. Les premières composantes dominantes révélées ont des périodes de 51.99 semaines (signal annuel), 26 semaines (signal semi-annuel) et 31.63 semaines (~7.5 mois). Un modèle de variabilité océanique est établi à partir des trois premières composantes harmoniques identifiées par l'analyse spectrale ; la tendance à long terme est évaluée par ajustement au sens des moindres carrés, des résidus obtenus après élimination des composantes harmoniques modélisées. L'analyse globale montre que le niveau moyen de la Méditerranée augmente depuis 1993 de 1.72 mm/an. Si cette tendance continue, le niveau moyen de la mer Méditerranée pourrait monter de 15 centimètres à la fin du siècle et avoir ainsi des répercussions négatives pour les zones côtières.

L'analyse des données altimétriques GDR en Méditerranée nous a permis de caractériser les évolutions saisonnières du niveau moyen de la Méditerranée. Nous avons construit un jeu de données d'anomalies moyennes de hauteur de la mer à partir des données GDR de Topex/Poséidon et de son successeur Jason-1. L'ensemble des corrections altimétriques ont été appliquées, afin de discriminer du signal altimétrique les composantes hautes fréquences dues à la marée et à la réponse de la mer aux forçages atmosphériques. Les deux séries temporelles d'anomalies moyennes de hauteur de la mer calculées par cycle Topex/Poséidon et Jason-1 ont montré que la variabilité saisonnière de la surface moyenne en Méditerranée peut provoquer des différences de niveau moyen de l'ordre de 20 cm, avec un maximum du niveau en Octobre/Novembre, une descente rapide en Janvier/Février et un minimum en Mars/Avril. Le signal et l'amplitude de l'évolution du niveau moyen en Méditerranée sont dus essentiellement à l'effet de dilatation thermique de la surface de la mer (effet stérique). Ce phénomène est d'autant plus important que la Méditerranée est un bassin presque fermé ce qui contraint l'eau à se dilater principalement dans la direction verticale.

A l'heure actuelle Topex/Poséidon n'est plus en fonctionnement mais le lancement de Jason-2 assure la continuité opérationnelle de la collecte et de la distribution de données de haute précision. Jason-2 est même capable, grâce à un nouvel algorithme de traitement des mesures à bord, de mieux définir les transitions terre/eau et donc de fournir une meilleure précision. En parallèle, vont être associés des travaux sur l'obtention de meilleures corrections de marées océaniques, d'un géoïde marin plus précis même à petite échelle, etc. conditions requises pour améliorer la connaissance de la dynamique des océans, notamment en zone côtières. Par ailleurs, des altimètres basés sur de nouvelles technologies, (p.ex. altimètres à fauchée) permettraient d'obtenir des observations à plus fine résolution spatiale et seraient donc mieux adaptés aux études en zone côtières.

Aussi et dans le cadre de cette thèse, une expérimentation a été menée en vue de la détermination du niveau moyen préliminaire de la mer au niveau du port d'Alger à partir de l'analyse harmonique des données issues des deux marégraphes analogique et à acquisition automatique. L'étalonnage des données issues du marégraphe à acquisition automatique s'est avérée très complexe compte tenu de la rareté des mesures ponctuelles du niveau de la mer. La densification tant que possible des mesures du niveau de la mer en utilisant la sonde lumineuse et/ou l'échelle de marées est indispensable. Aussi, la vérification de la qualité de ces mesures doit se faire avec un très grand soin afin d'éviter une propagation d'erreurs sur les résultats. L'analyse des données des deux marégraphes analogique et à acquisition automatique a fait ressortir des décalages assez faibles par rapport à la référence actuelle du niveau moyen de la mer, respectivement : 5.1 cm et 2.1 cm. Toutefois, ces résultats ne peuvent être guère considérés comme définitifs, compte tenu notamment de la courte durée des observations utilisées.

Nous soulignons ici, l'intérêt de disposer d'un réseau de marégraphes automatiques professionnels le long des côtes algériennes et les applications qui en découleront seront d'un intérêt avéré, notamment pour le suivi du niveau de la mer, la définition d'un nouveau référentiel altimétrique national précis, la prévention des risques de tsunami, etc.

En perspective à cette recherche, et dans le cadre d'une coopération entre l'Institut National de Cartographie et de Télédétection et l'Agence Spatiale Algérienne, il est envisagé de mener un projet portant sur la définition d'un système moderne de référence altimétrique pour l'Algérie. L'objectif global qui sera visé à travers ce projet se compose en deux objectifs intermédiaires : d'une part, la définition d'une nouvelle référence altimétrique à partir de données marégraphiques ; cette référence servira d'origine zéro pour le réseau de Nivellement Général Algérien (NGA). Et d'autre part, l'amélioration de la précision et de la qualité du NGA en appliquant les corrections nécessaires, notamment l'orthométrie.

Les travaux de recherche à effectuer dans le cadre du projet INCT/ASAL donneront lieu à des résultats pratiques : prédiction de la marée, suivi de l'évolution du niveau moyen de la mer, contribution à la mise en place d'un éventuel réseau d'alerte au tsunami sur les côtes algériennes,...

Références bibliographiques

Chapitres 1 & 2 :

- Aviso and PoDaac User Handbook - IGDR and GDR Jason-1 Products. SMM-MU-M5-OP-13184-CN, Edition 2, Avril 2003. Version pdf disponible sur le site <http://www.aviso.oceanobs.com>
- Aviso User Handbook: Merged Topex/Poseidon Products. AVI-NT-02-101-CN, Edition 3.0, July 1996. Version pdf disponible sur le site <http://www.aviso.oceanobs.com>
- Bouffard J. (2007): Amélioration de l'altimétrie côtière appliquée à l'étude de la circulation dans la partie nord du bassin occidental méditerranéen. PhD Thesis under the direction of Y. Ménard and P. De Mey, defended on 23rd November 2007, LEGOS, Toulouse.
- Cartwright, D. E. , R. J. Tayler, "New computations of the tide-generating potential", *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 23, 45-74, 1971.
- Cartwright, D. E., A. C. Edden, "Corrected tables of tidal harmonics", *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 33, 253-264, 1973.
- Chelton, D.B., 1994 : The sea state bias in altimeter estimates of sea level from collinear analysis of TOPEX data. *J. Geophys. Res.*, 99, 24995-25008.
- Duquenne H., A.V. Olesen, R. Forsberg and A. Gidskehaug, 2003. Improvement of the gravity field and geoid around the Corsica by aerial gravimetry. – Gravity and Geoid 2002, IN. Tziavos (Ed). ZITI editions, Tessaloniki, Greece.
- ENVISAT RA2/MWR Product Handbook – European Space Agency, Issue 1.2, 1 September 2004.
- Gaspar, P. and J. Florens. Estimation of the sea state bias in radar altimeter measurements of sea level: Results from a new nonparametric method. *J. of Geophys. Res.* 103: 15803–15814, 1998.
- Gaspar, P., S. Labroue, F. Ogor, G. Lafitte, L. Marchal and M. Rfanel. Improving nonparametric estimates of the sea state bias in radar altimeter measurements of sea level. *J. of Atmospheric and Oceanic Technology.* 19: 1690–1707, 2002.
- Gaspar, P., F. Ogor, P.Y. Le Traon and O.Z. Zanife, Estimating the sea state bias of the TOPEX and POSEIDON altimeters from crossover differences. *J. Geophys. Res.*, 99, 24981-24994, 1994.
- Lettre du CNES, N°139. Lancement de Topex/Poséidon -1992
- OSTM/Jason-2 Products Handbook. SALP-MU-M-OP-15815-CN, Issue: 1 rev 4, August 3, 2009. Version pdf disponible sur le site <http://www.aviso.oceanobs.com>
- Rummel R., Satellite altimetry in geodesy and oceanography, Lecture Notes in Earth Sciences, vol. 50, Springer-Verlag, 453 466, 1993.
- Wahr, J. W., "Deformation of the Earth induced by polar motion", *J. of Geophys. Res. (Solid Earth)*, 90, 9363-9368, 1985.
- Witter, D. L., D. B. Chelton, 1991, "A Geosat altimeter wind speed algorithm development", *J. of Geophys. Res.(oceans)*, 96, 8853-8860, 1991.

Site Internet *Aviso Altimetry* : <http://www.aviso.oceanobs.com>

Chapitre 3 :

- Cartwright, D.E., *Tides: a scientific history*, Cambridge University Press, Cambridge, 1999.
- Dars, Les Marées, Tome I. Ecole Nationale Supérieure Des Techniques Avancées, Département Océanologie Hydrographie (France), 1971.
- Desai, S.D., and J.M. Wahr, Empirical ocean tide models estimated from TOPEX/Poseidon altimetry, *J. Geophys. Res.*, 100 (C12), 25205-25228, 1995.
- Eanes, R.J., and S.V. Bettadpur, The CSR3.0 global ocean tide model, Cent. for Space Res. Univ. of Tex., Austin, 1996.
- Egbert, G.D., A.F. Bennett, and M.G.G. Foreman, TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model, *J. Geophys. Res.*, 99, 24,821-24,852, 1994.
- Foreman, M.G.G., *Manual for tidal heights analysis and prediction*. Pacific Marine Science Report. 77-10. Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay. 58 pp, 1977 (revised 2004).
- Francis, O., and P. Mazzega, Global charts of ocean tide loading effects, *J. Geophys. Res.*, 95, 11,411-11,424, 1990.
- Hendershott, M.C., The effects of solid earth deformation on global ocean tide, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 29, 389-402, 1972.
- Kantha, L.H., Barotropic tides in the global oceans from a nonlinear tidal model assimilating altimetric tides, 1. Model description and results, *J. Geophys. Res.*, 100 (C12), 25283-25308, 1995.
- Kantha, L.H., C. Tierney, J.W. Lopez, S.D. Desai, M.E. Parke, and L. Dexler, Barotropic tides in the global oceans from a nonlinear tidal model assimilating altimetric tides, 2. Altimetric and geophysical implications, *J. Geophys. Res.*, 100 (C12), 25,309-25,317, 1995.
- Le Provost, C., A new in situ reference data set for ocean tides, in AVISO Newsletter, 1994.
- Le Provost, C., *Ocean Tides, Satellite Altimetry and Earth Sciences*, ed. L.L. Fu and A. Cazenave, pp. 267-303, 2001.
- Le Provost C. and P.Vincent, Extensive tests of precision for a finite element model of Ocean Tides, *Journal of Computational Physics*, 65, 273-291, 1986.
- Lefevre, F., *Modélisation des marées océaniques à l'échelle globale : assimilation de données in situ et altimétriques*, Université Toulouse III - Paul Sabatier, 2000.
- Matsumoto, K., M. Ooe, T. Sato, and J. Segawa, Ocean tide model obtained from TOPEX/Poseidon altimetry data, *J. Geophys. Res.*, 100, 25319-25330, 1995.
- Mazzega, P., M2 model of the Global Ocean Tide Drived from SEASAT Altimetry, *Mar. Geod.*, 9 (335-363), 1985.
- Newton, I., *Philosophiae Naturalis Principia Mathematica*, Streater, London, 1687.
- Pekeris, C.L., and Y. Accad, Solution of Laplace's Equations for the M2 Tide in the World Oceans, *Phil. Trans. R. Soc. London*, A265, 413-436, 1969.
- Ray, R. D., A global ocean tide model from TOPEX/POSEIDON altimetry: GOT99.2, NASA Tech. Memorandum 1999-209478, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, 1999.
- Schwiderski, E.W., Ocean Tides, Part I: Global Tidal Equations, *Mar. Geodes.*, 3, 161-217, 1980a.
- Schwiderski, E.W., Ocean Tides, Part II: A Hydrodynamical Interpolation Model, *Mar. Geodes.*, 3, 219-255, 1980b.
- Schwiderski, E.W., On charting global ocean tides, *Rev. Geophys.*, 18, 243-268, 1980c.
- SHOM, *Manuel des hydrographes* édité par le service hydrographique et océanographique de la marine - France.
- Simon, B., *Cours de marée*. SHOM (service hydrographique et océanographique de la marine - France), 2003.

Wöppelman, G., Rattachement géodésique des marégraphes dans un système de référence mondial par techniques de géodésie spatiale, Observatoire de Paris, Paris, 1997.

Site Internet *SHOM*: <http://www.shom.fr>

Chapitre 4:

Cipollini P., S. Vignudelli, F. Lyard and L. Roblou, 2007. 15 Years of Altimetry at Various Scales over the Mediterranean, Remote Sensing of the European Seas, edited by Vittorio Barale and Martin Gade, 295-306.

Doglioli, A.M., Notes du Cours Circulation Générale en Méditerranée, Centre d'Océanologie de Marseille, Université de la Méditerranée, Marseille, France, 2009. http://www.com.univ-mrs.fr/~doglioli/Doglioli_NotesCours09_CirculationGeneraleMediterranee.pdf

Larnicol G., N. Ayoub, and P.-Y. Le Traon, 2002. Major changes in Mediterranean Sea level variability from 7 years of TOPEX/POSEIDON and ERS-1/2 data 2002. *J. Mar. Sys.*, 33-34, 63-89.

Le Vourch, J., Millot, C., Castagné, N., Le Borgne, P. et Olry, J.P. Atlas des fronts thermiques en mer Méditerranée d'après l'imagerie satellitaire. n°16. Mémoires de l'Institut océanographique de Monaco, 1992. 146p.

Millot, C. Circulation in the Western Mediterranean sea. *Journal of Marine System*, 1999, 20, n°1-4, 423 - 442.

Millot, C., Taupier-Letage, I. Circulation in the Mediterranean sea. *Hdb Env Chem*, 2005, Vol. 5, Part K, 29-66.

OCA/CNES. Cédérom "Les Géonaves enquêtent sur les océans", 2000.

Robinson, A.R., Golnaraghi, M., Leslie, W.G., Artegiani, A., Hecht, A., Lazzoni, E., Michelato, A., Sansone, E., Theocharis, A. and Unlüata, U. The eastern Mediterranean general circulation: features, structure and variability. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 1991, 15, 215-240.

Taupier-Letage, I. On the use of thermal infrared images for circulation studies: applications to the eastern Mediterranean basin. In 'Remote Sensing of the European Seas', V. Barale and M. Gade Eds., 2008, 153-164, Springer Verlag.

Wald, L. Utilisation du satellite NOAA 5 à la connaissance de la thermique océanique. Etude de ses variations saisonnières en mer Ligure et de ses variations spatiales en Méditerranée. Thèse de 3ème cycle, 1980. 93p.

Wald, L. Apport de la télédétection spatiale en infrarouge proche et moyen à la connaissance du milieu marin : relations entre le champ de température et le champ de courant, observations de l'état de surface et mesures de la vitesse du vent, la dynamique de la couche superficielle en mer Ligure. Thèse de Doctorat, 1985. 259p.

Chapitre 5:

Alexandrov, T. and Golyandina, N. (2004). The automatic extraction of time series trend and periodical components with the help of the Caterpillar SSA approach. *Exponenta Pro* 3-4, 54-61 (In Russian).

Alexandrov, T. and Golyandina, N. (2004). Thresholds setting for automatic extraction of time series trend and periodical components with the help of the Caterpillar SSA approach. *Proc. IV International Conference SICPRO'05*, 25-28.

- César, E. and Richard, B. (Mars 2006). Les Séries Temporelles. Module XML et Data Mining, Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines.
- Le Bail, K. (2006/1) Évaluation de la qualité des séries temporelles de mesures : signal et bruit. Bulletin d'information scientifique et technique de l'IGN n° 75, 123-132.
- Moskvina, V. G. and Zhigljavsky, A. (2003). An algorithm based on singular spectrum analysis for change-point detection. *Communication in Statistics – Simulation and Computation* 32, 319-352.
- Golyandina, N., V. Nekrutkin, and A. Zhigljavsky, 2001: Analysis of Time Series Structure: SSA and related techniques. Chapman & Hall/CRC.
- Hassani, H., 2007: « Singular Spectrum Analysis: Methodology and Comparison ». "Journal of Data Science". Vol. 2 5: pp. 239-257.
- Hassani, H. and D. Thomakos, A Review on Singular Spectrum Analysis for Economic and Financial Time Series, *Statistics and Its Interface*, 3(3). pp. 377-397, 2010.
- Schoellhamer, D. H. (2001). Singular spectrum analysis for time series with missing data. *Geophys. Res. Lett* 28, 3187-3190.
- Kondrashov, D., Feliks, Y. and Ghil, M. (2005). Oscillatory modes of extended Nile River records (A. D. 622–922), *Geophys. Res. Lett* 32, L10702, doi:10.1029/2004GL022156.
- Golyandina, N. and Osipov, E. (2007). Caterpillar SSA method for analysis of time series with missing values. *Journal of Statistical Planning and Inference*. Volume 137, Issue 8, pp : 2642-2653.
- Kondrashov, D. and Ghil, M. (2006). Spatio-temporal filling of missing points in geophysical data sets. *Nonlin. Processes Geophys* 13, 151-159.

Chapitre 6:

- Aviso and PoDaac User Handbook - IGDR and GDR Jason-1 Products. SMM-MU-M5-OP-13184-CN, Edition 2, Avril 2003. Version pdf disponible sur le site <http://www.aviso.oceanobs.com>
- Aviso User Handbook: Merged Topex/Poseidon Products. AVI-NT-02-101-CN, Edition 3.0, July 1996. Version pdf disponible sur le site <http://www.aviso.oceanobs.com>
- OCA/CNES. Cédérom "Les Géonautes enquêtent sur les océans", 2000.
- Rosmorduc, V., J. Benveniste, O. Lauret, C. Maheu, M. Milagro, N. Picot, Radar Altimetry Tutorial, J. Benveniste and N. Picot Ed., <http://www.altimetry.info>, 2009.

Site Internet *Aviso Altimetry* : <http://www.aviso.oceanobs.com>

Chapitre 7:

- Foreman, M.G.G., Manual for tidal heights analysis and prediction. Pacific Marine Science Report. 77-10. Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay. 58 pp, 1977 (revised 2004).
- Pawlowicz, R., B. Beardsley, and S. Lentz, "Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE", *Computers and Geosciences* 28 (2002), 929-937.
- Van Ruymbeke, M., et al., Enregistrement par un marégraphe prototype, des variations de Niveaux de la mer à Alger durant le séisme du 21 mai 2003, *Bulletin des Sciences Géographiques*, n° 12, [01/10/2003], pp 18-21.

Annexes

Annexe A

Haddad M, Belbachir MF, Kahlouche S, Rami A (2011) Investigation of Mediterranean sea level variability by singular spectrum analysis.
Journal of Mathematics and Technology 2(1): 45-53.

INVESTIGATION OF MEDITERRANEAN SEA LEVEL VARIABILITY BY SINGULAR SPECTRUM ANALYSIS

Mahdi Haddad¹, Mohamed Faouzi Belbachir², Salem Kahlouche¹, Ali Rami¹

¹Centre of Space Techniques,

²University of Science and Technology-Mohamed Boudiaf,

Electrical and Electronics Engineering Faculty, Oran (ALGERIA)

E-mails: haddad_mahdi@yahoo.fr, mf_belbachir@yahoo.fr, s_kahlouche@yahoo.fr, rami_alidz@yahoo.fr

ABSTRACT

The long term sea level change is a crucial indicator of our climate. The spatial sampling offered by satellite altimetry and its continuity during the last 17 years are major assets to provide an improved vision of the Mediterranean mean sea level. In this paper, Singular Spectrum Analysis (SSA) is applied to investigate the seasonal and interannual variability of Mediterranean mean sea level. Considering the averaged Sea Level Anomalies (SLAs) time series that extend back to 1993, the SSA technique shows that the Mediterranean mean sea level is dominated by several harmonics. The first dominant components have periods of about 51.99 weeks (annual signal), 26.00 weeks (semi-annual signal) and 31.63 weeks (~7 months). The annual signal is particularly strong in the Mediterranean Sea and represents 72.38% of the initial signal. The long-term trend of the Mediterranean Sea is estimated to 1.72 mm yr⁻¹.

Key words: Mediterranean Sea level; Satellite altimetry; time series; harmonics and long-term trend; Singular Spectrum analysis (SSA)

INTRODUCTION

Sea level rise is considered to be one of the most interesting impacts of climate change, especially in the Mediterranean where recent studies (Tsimplis, Marcos and Somot, 2008) give projections of a 35 cm rise for the Mediterranean basin by the end of the century, with a clear difference between the West (slight rise) and East Mediterranean (major rise). In addition, satellite monitoring clearly shows an east-west differentiation, with a clear trend towards a greater rise in the Eastern Mediterranean (UNEP/MAP-Plan Bleu, 2009). If present trends continue, it will dramatically impact the land, flora, fauna, mammals and people activities established along the Mediterranean coastline (such as fisheries, industry, agriculture and tourism).

The progression of sea of the Mediterranean Sea indicates that before the 1960s, the relative sea level of the Mediterranean Sea was increasing by about 1.2 mm yr⁻¹, a value within the range of the global trend. Nevertheless between 1960 and 1994 the Mediterranean Sea level trend has reversed sign (Tsimplis and Baker, 2000). After the mid-1990s altimetric measurements suggest rapid rising of sea level in the Eastern Mediterranean Basin of the order of 20 mm yr⁻¹ which have been associated with increases of the sea surface temperature (Cazenave et al., 2001). Changes in the hydraulic conditions at the Strait of Gibraltar may also be important in the observed sea level rise during the recent years (Ross et al., 2000). Important and rapid changes in the deep water formation in the eastern Mediterranean (Roether et al., 1996) as well as decadal scale changes in the deep water characteristics (Rohling and Bryden, 1992; Béthoux et al., 1990; Béthoux and Gentili, 1999; Tsimplis and Baker, 2000) may also be linked with the sea level changes. An analysis of tide gauge records and data from the Topex satellite altimeter indicate that Mediterranean Sea level has been rising by 0.5 to 1 mm yr⁻¹ (Church et al., 2004) and it is expected to continue rising in the next century.

The purpose of this paper is to give a detailed description of the behavior of the Mediterranean Sea level using the Singular Spectrum Analysis (SSA) technique. Thanks to the satellite altimetry, 17 years of homogeneous sea level measurements are now available. This will enable us to examine the behavior of Mediterranean Sea level changes through the Sea Level Anomalies indicator. SLA, define as variations of the sea surface height with respect to the mean sea surface, is generally used as precious and main indicator for development of scientific applications which aims to study the ocean variability (mesoscale circulation, seasonal variation, El Niño...). Thus, the result of the SSA processing is a decomposition of a time series constituted by the averaged weekly SLAs into several components, which can be identified as trend, seasonalities and other oscillatory series, or noise components.

SSA originated between the late 70s and early 80s. In some cases, the names Caterpillar approach, Principal Component Analysis for time series or Karhunen-Loeve decomposition of time series are also used. SSA technique is a powerful technique of time series analysis incorporating the elements of classical time series analysis, multivariate statistics, multivariate geometry, dynamical systems and signal processing. The possible application areas of SSA are diverse: from mathematics and physics to economics and financial mathematics, from meteorology and oceanology to social science and market research. Several book chapters, papers and softwares about SSA technique are available at the SSAwiki website. For variety of the application of SSA see Hassani et. al. (2009, 2010), Ghodsi et al (2009, 2010), Hassani and Zhigljavsky 2009 and Hassani 2007 and references therein.

We are motivated to use SSA because it is a nonparametric technique that works with arbitrary statistical processes, whether linear or nonlinear, stationary or non-stationary, Gaussian or non-Gaussian. Moreover,

contrary to the traditional methods of time series analysis, SSA makes no prior assumptions about the data (Hassani, 2010, Hassani and Thomakos, 2010).

The outline of this paper is as follows. Section 2 presents a brief introduction to singular spectrum analysis. Section 3 describes the altimetric datasets used in our study and presents the variability in Mediterranean Sea level. Section 4 uses the SSA technique to analyze the Mediterranean mean sea level and extract its trend and periodic components. A summary is given in section 5.

DESCRIPTION OF THE SSA

The main idea of SSA is performing a singular value decomposition (SVD) of the trajectory matrix obtained from the original time series with a subsequent reconstruction of the series. The basic version of SSA consists of five steps, which are performed as follows (Golyandina et al., 2001 and Hassani et al. 2010):

Step 1. (Computing the trajectory matrix): this transfers a one-dimensional time series $Y_T = (y_1, \dots, y_T)$ into the multi-dimensional series X_1, \dots, X_K with vectors $X_i = (y_i, \dots, y_{i+L-1})' \in \mathbb{R}^L$, where $K = T - L + 1$. The single parameter of the embedding is the window length L , an integer such that $2 \leq L \leq T$. The result of this step is the trajectory matrix $X = [X_1, \dots, X_K]$:

$$X = (x_{ij})_{i,j=1}^{L,K} = \begin{bmatrix} y_1 & y_2 & y_3 & \dots & y_K \\ y_2 & y_3 & y_4 & \dots & y_{K+1} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ y_L & y_{L+1} & y_{L+2} & \dots & y_T \end{bmatrix}$$

Note that the trajectory matrix X is a Hankel matrix, which means that all the elements along the diagonal $i + j = \text{const}$ are equal.

Step 2. (Constructing a matrix for applying SVD): compute the matrix XX^T .

Step 3. (SVD of the matrix XX^T): compute the eigenvalues and eigenvectors of the matrix XX^T and represent it in the form $XX^T = P\Lambda P^T$. Here $\Lambda = \text{diag}(\lambda_1, \dots, \lambda_L)$ is the diagonal matrix of eigenvalues of XX^T ordered so that $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq \lambda_L \geq 0$ and $P = (P_1, P_2, \dots, P_L)$ is the corresponding orthogonal matrix of eigenvectors of XX^T .

Step 4. (Selection of eigen-vectors): select a group of l ($1 \leq l \leq L$) eigen-vectors $P_{i_1}, P_{i_2}, \dots, P_{i_l}$.

The grouping step corresponds to splitting the elementary matrices X_i into several groups and summing the matrices within each group. Let $I = \{i_1, \dots, i_l\}$ be a group of indices i_1, \dots, i_l . Then the matrix X_I corresponding to the group I is defined as $X_I = X_{i_1} + \dots + X_{i_l}$.

Step 5. (Reconstruction of the one-dimensional series): compute the matrix $\tilde{X} = \|\tilde{x}_{i,j}\| = \sum_{k=1}^l P_{i_k} P_{i_k}^T X$ as an approximation to X . Transition to the one-dimensional series can now be achieved by averaging over the diagonals of the matrix \tilde{X} .

ALTIMETRIC DATA USED

A merged and gridded of Delayed-Time MSLA (Maps of Sea Level Anomaly) produced by AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data) for the Mediterranean Sea are used here. These data are available through the AVISO Data Center URL: <http://www.aviso.oceanobs.com/>. The used datasets go from the beginning of 1993 to the end of 2009, with 1/8 x 1/8 degrees of latitude and longitude resolutions and a sampling rate of seven days (one week). The main input data for the DT processing are the Geophysical Data Records produced by NASA or CNES (T/P, Jason-1, Jason-2), ESA (ERS-1, ERS-2, ENVISAT), or NOAA (GFO, Geosat) which are therefore of the highest quality, notably in terms of orbit determination. All of the standard corrections to the altimeter data were applied including removal of ocean tides and an inverted barometer correction.

Like all seas and oceans over the world, the Mediterranean Sea has a spatial and temporal variability. By representing the MSLAs standard deviation (or rms) over all the available period (1993-2009), strong, medium and low variability areas are described throughout the Mediterranean basin. Figure 1 shows that the variability ranges are between 4.5 and 16 cm rms. Areas with lower variability (<5.5 cm rms) are located in the western basin, along the coasts of France and Italy. On the contrary, the highest variability (> 14 cm rms) is observed on the south-east of Crete (Ierapetra gyre).

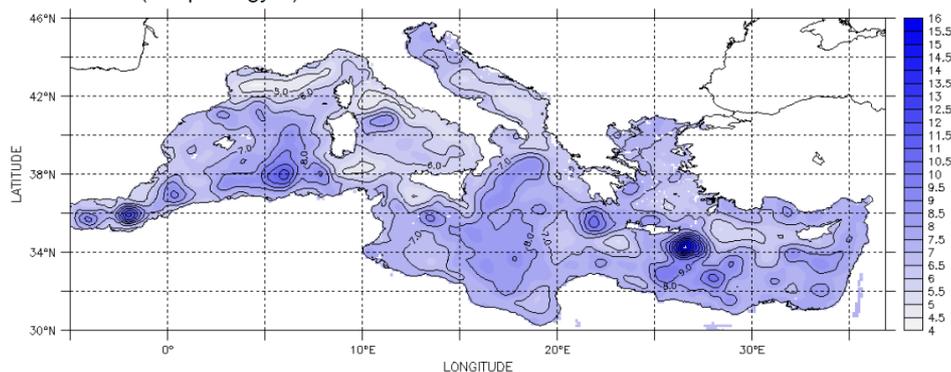


Fig. 1. Merged MSLA rms (in cm) in the Mediterranean Sea over all the available period 1993-2009.

A temporal series of averaged MSLAs (one mean value per week) is directly computed on each individual map from an average of all the grid values. This series with a length of $T = 887$ is used when applying the SSA technique (see, Figure 2). It can be seen from Figure 2 that the mean sea level of the Mediterranean basin is subject to significant seasonal variations. Its amplitudes are about 20 cm, with a maximum level in October and November, a sharp drop in January and February and a minimum in March (see Figure 2).

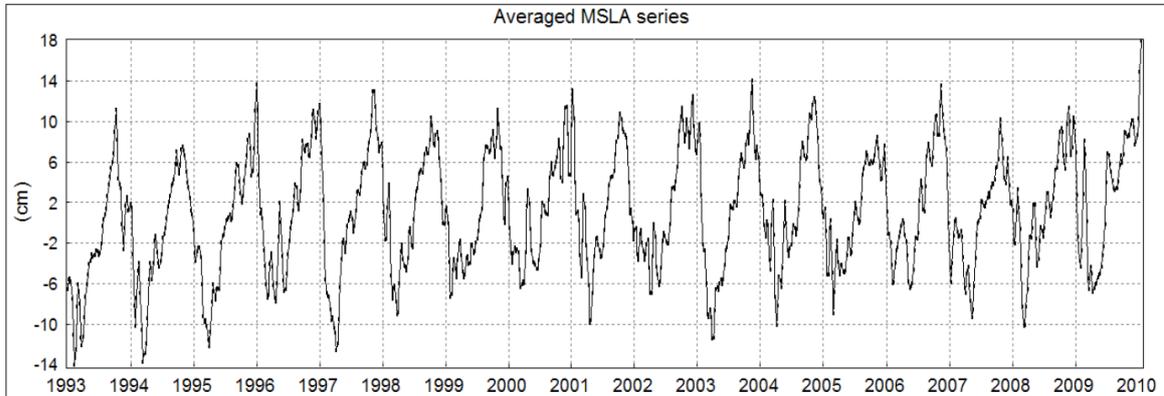


Fig.2. Temporal series of averaged MSLAs in the Mediterranean Sea.

APPLICATION

All of the results and figures in the following application are obtained by means of the CaterpillarSSA 3.40 software available at <http://www.gjstatgroup.com>. This program performs extended analysis, forecasting and change-point detection for one-dimensional time series and analysis/forecast of multi-dimensional time series. All the examples of the book "Analysis of time series structure: SSA and related techniques" (Golyandina et al., 2001) are obtained by means of the program. Therefore, this book can be considered as an additional help to the program.

Decomposition: Window length and SVD

The window length L is the only parameter in the decomposition stage. Selection of the proper window length depends on the problem in hand and on preliminary information about the time series. Theoretical results tell us that L should be large enough but not greater than $T/2$. Using these recommendations, we take $L = 444$. So, based on this window length and on the SVD of the trajectory matrix (444×444), we have 444 eigentriples.

Harmonic components identification

A natural hint for grouping is the matrix of the absolute values of the w -correlations, corresponding to the full decomposition (in this decomposition each group corresponds to only one matrix component of the SVD). If two reconstructed components have zero w -correlation it means that these two components are separable. Large values of w -correlations between reconstructed components indicate that they possibly should be gathered into one group and correspond to the same component in SSA decomposition. Figure 3 shows the w -correlations for the 444 reconstructed components in a 20-grade grey scale from white to black corresponding to the absolute values of correlations from 0 to 1. Here zero w -correlation values occur around component 20. Based on this information, we select the first 20 eigentriples for the identification of the harmonic components. Figure 4 represents the plot of logarithms of the first 20 singular values.

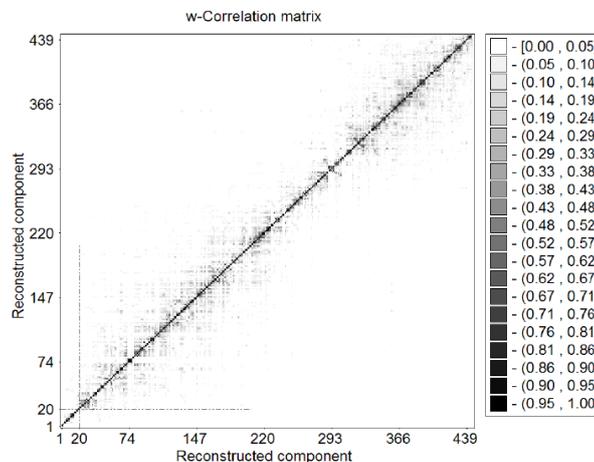


Fig.3. Matrix of w -correlations for the 444 reconstructed components.

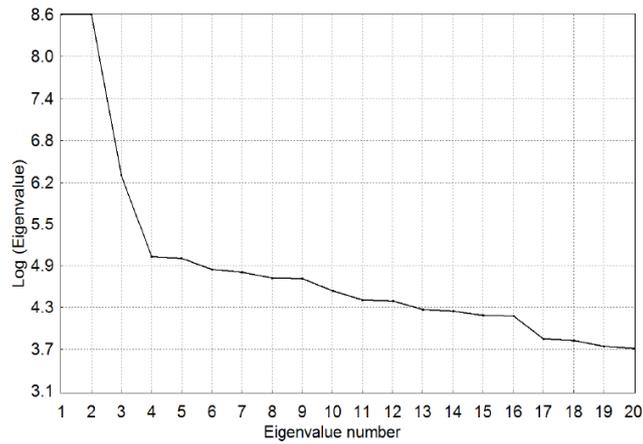


Fig. 4. Logarithms of the first 20 eigenvalues

In practice, the singular values of the two eigentriples of a harmonic series are often very close to each other, and this fact simplifies the visual identification of the harmonic components. Therefore, explicit plateau in the eigenvalue spectra prompts the ordinal numbers of the paired eigentriples of harmonic components. Another way to identify the harmonic components of the series is to examine the pairwise scatterplots of the singular vectors. Pairwise scatterplots like spiral circles, spiral regular polygons or stars determine periodic components of the time series provided these components are separable from the residual component.

Figure 5 and 6 represent the first 20 pairwise scatterplots and the first 21 principal components respectively, ordered by their contribution in the decomposition.

It can be seen from Figures 4 and 5 that there are several paired harmonic eigenvectors. The first three evident paired harmonic eigenvectors are 1-2, 4-5 and 8-9. The contribution these paired harmonic in the original temporal series are: 1(36.205%)-2(36.171%), 4(1.058%)-5(1.034%) and 8(0.772%)-9(0.772%) respectively.

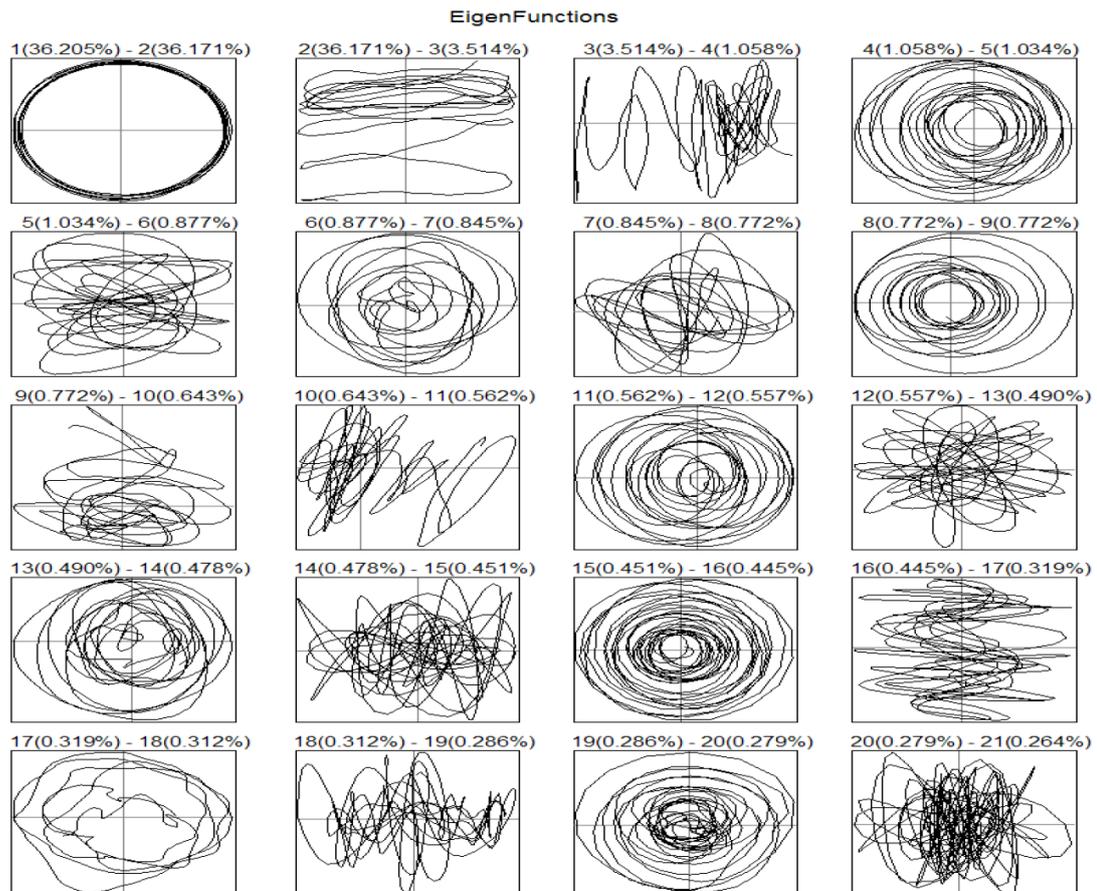


Fig. 5. Scatterplots of the first 20 paired eigenvectors and their contribution.

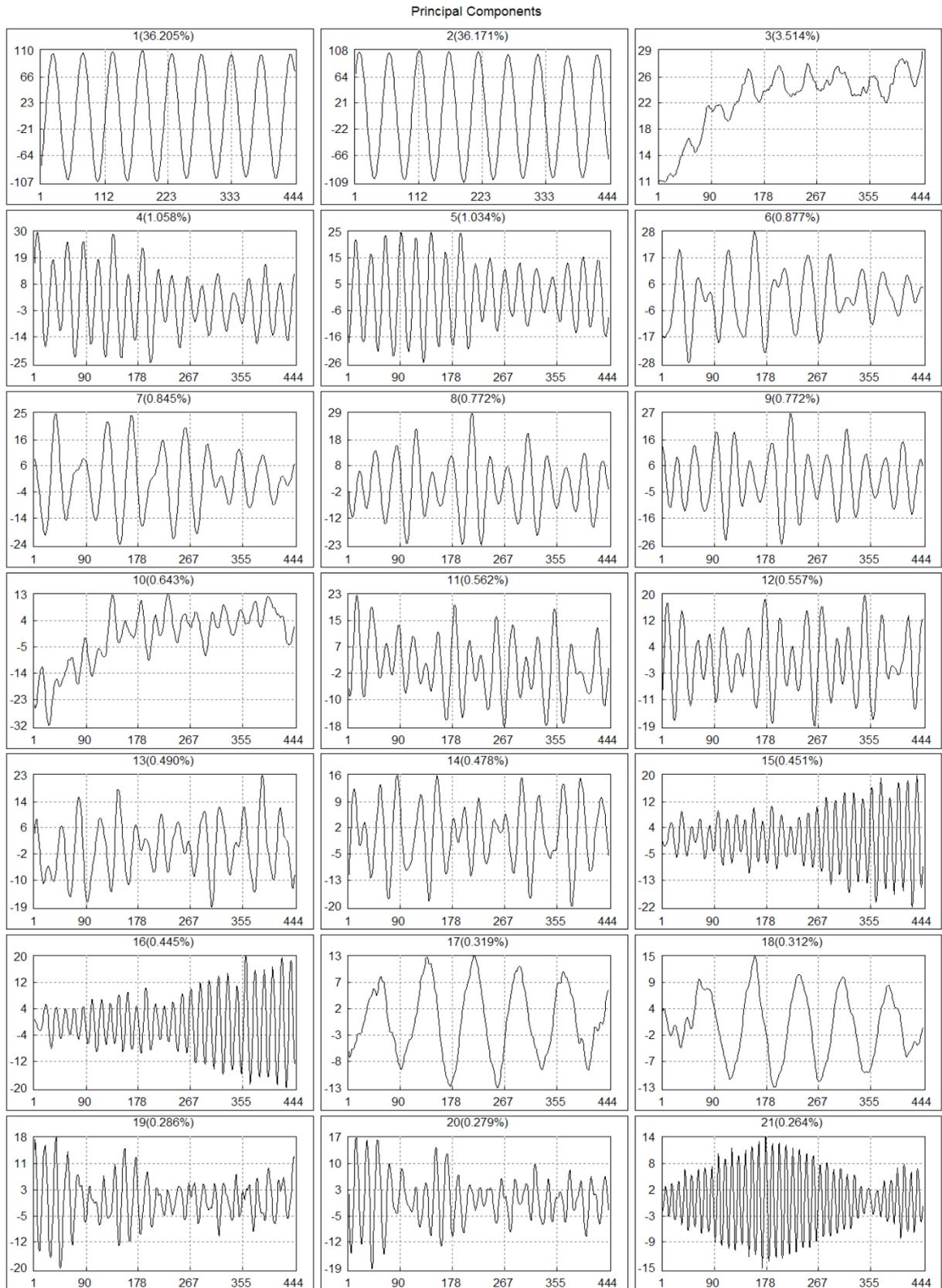


Fig. 6. Principal components related to the first 21 eigentriples and their contribution.

Figure 7 represents the periodograms of the initial MSLA series and the harmonic components given by eigentriple pairs 1-2, 4-5 and 8-9. It can be seen from the periodogram analysis that the frequencies of the 1-2, 4-5 and 8-9 components coincide well with the frequencies of the initial averaged MSLA series. The periodicities of the three first identified paired harmonic eigenvectors (1-2, 4-5, and 8-9) are: 51.99 weeks (364 days), 26.00 weeks (182 days) and 31.63 weeks (222 days) respectively.

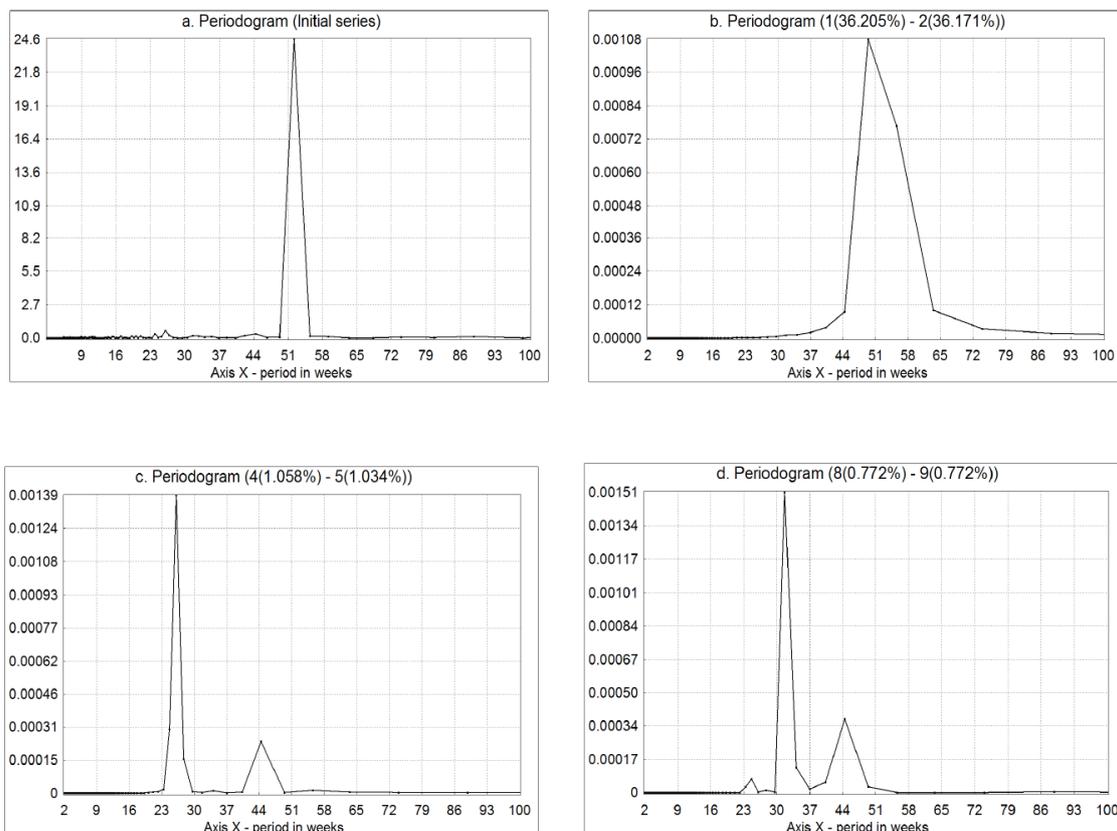


Fig. 7. Periodograms:
 (a) original series, (b), (c) and (d) paired harmonic eigenvectors 1-2, 4-5 and 8-9 respectively.

Reconstruction Harmonics and Trend

A model for the Mediterranean Sea level variability is computed using the three identified spectral components by the SSA. Therefore, we select the 1-2, 4-5 and 8-9 eigentriples for the reconstruction of the initial averaged MSLAs series and consider the rest as noise (residuals series). The grouped 1-2, 4-5 and 8-9 eigentriples represents 76.012% of the original series.

The long-term trend is estimated by least-squares fitting of the residuals after elimination of this model. The global analysis shows a trend in the Mediterranean Sea of 1.72 mm yr⁻¹.

Figures 8.a, 8.b and 8.c represent the three reconstructed harmonic components of the MSLAs series, given by the eigentriple pairs 1-2, 4-5 and 8-9 respectively. The amplitude of these components appears to be about: 14.4 cm, 3.8 cm and 1.96 cm.

The dotted and the solid line in Figure 9.a correspond to the original series and the reconstructed series from the three harmonic components (1-2, 4-5 and 8-9 eigentriples). The reconstructed series clearly shows the same pattern of seasonality as in the initial averaged MSLA series. Figure 9.b shows the residuals used for trend estimation.

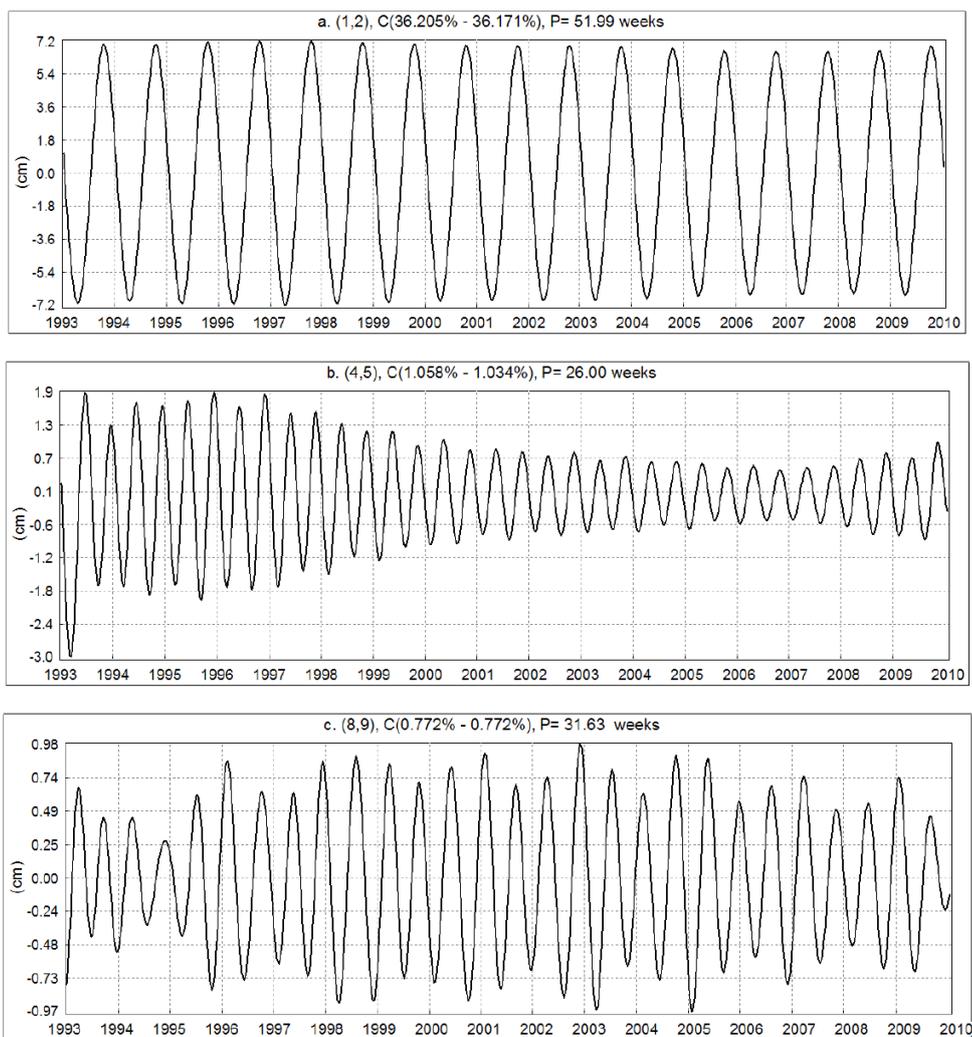


Fig. 8. Reconstruction of harmonics

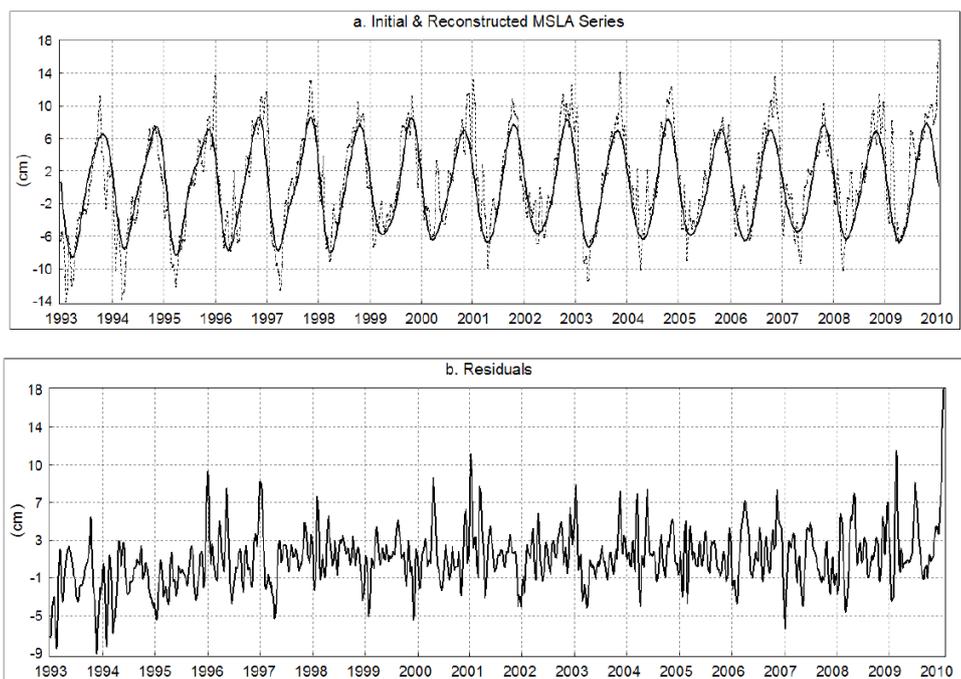


Fig.9. Reconstruction: (a) harmonics, (b) noise

CONCLUSION

Thanks to maps of sea level anomalies that extend back to 1993, we have been able to observe the Mediterranean mean sea level variability. Its amplitudes are large, around 20 cm, with a maximal value in October-November and a minimal value in March. This is due principally to steric effects resulting from heat fluxes at the ocean-atmosphere boundary layer, an imbalance between the in-flow/out-flow at Gibraltar, evaporation and precipitation.

The singular spectrum analysis shows that the Mediterranean mean sea level is dominated by several harmonics. The first three harmonics are: annual signal (a periodicity of 51.99 weeks), semi-annual signal (a periodicity of 26.00 weeks) and seven months signal (a periodicity of 31.63 weeks). The annual frequency signal is particularly strong in the Mediterranean Sea. Its contribution represents 72.38 % of the initial MSLA series, while its amplitude is of 14.4 cm. A model for the Mediterranean Sea level variability, computed using the first three identified spectral components, exhibits an amplitude of 17 cm.

The long-term trend, estimated after elimination of the periodic components identified by the SSA, show that the Mediterranean Sea level has been increasing 1.72 millimeters per year since 1993. If the trend continues, the Mediterranean Sea level could raise by up to 15 centimeters in the end of the century, with catastrophic consequences for coastal areas.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors are grateful to Aviso Altimetry for providing the altimetric data. The authors thank also GistaT Group of Department of Mathematics, St. Petersburg University for providing the CaterpillarSSA 3.40 computer program. The authors warmly thank Prof. Dr. Hossein Hassani of Cardiff University-UK for all the helpful suggestions on SSA application. The authors greatly appreciate the anonymous reviewers for their valuable and constructive comments.

REFERENCES

1. Alexandrov, T., S.Bianconcini, E.B. Dagum, P. Maass, and T.S. McElroy, 2008: A review of some modern approaches to the problem of trend extraction, US Census Bureau TechReport RRS2008/03.
2. Béthoux J.P., B. Gentili, J. Raunet, D. Tailliez, Warming trend in the western Mediterranean deep water. *Nature* 347 : 660-662, 1990.
3. Béthoux, J.P., B. Gentili, Functioning of the Mediterranean Sea: past and present changes related to freshwater input and climate changes. *Journal of Marine Systems*, 20: 33-47, 1999.
4. Cazenave A., C. Cabanes, K. Dominh and S. Mangiarotti, Recent sea level changes in the Mediterranean Sea revealed by TOPEX/POSEIDON satellite altimetry. *Geophys. Res. Lett.*, 28(8), 1607-1610, 2001.
5. Church, J. A., N. J. White, R. Coleman, K. Lambeck, and J. X. Mitrovica, Estimates of the regional distribution of sea-level rise over the 1950 to 2000 period, *J. Clim.*, 17, 2609–2625, 2004.
6. Hassani, H., A Brief Introduction to Singular Spectrum Analysis, 2010. Paper in pdf version available at: www.ssa.cf.ac.uk/a_brief_introduction_to_ssa.pdf
7. Ghodsi, M., H. Hassani and S. Sanei, Extracting Fetal Heart Signal From Noisy Maternal ECG by Singular Spectrum Analysis, *Statistics and Its Interface*, 3(3) pp.399-411, 2010.
8. Ghodsi, M., H. Hassani, S. Sanei and Y. Hicks, The Use of Noise Information for Detection of Temporomandibular Disorder, *Journal of Biomedical Signal Processing and Control*, Volume 4, Issue 2, pp. 79-85, 2009.
9. Hassani, H., Singular Spectrum Analysis: Methodology and Comparison. *Journal of Data Science*. Vol 5, No 2, pp. 239-257, 2007.
10. Hassani, H., A. Dionisio and M. Ghodsi, The effect of noise reduction in measuring the linear and nonlinear dependency of financial markets, *Nonlinear Analysis: Real World Applications*, 11(1), pp. 492-502, 2009.
11. Hassani, H., H. Heravi and A. Zhigljavsky, Forecasting European Industrial Production with Singular Spectrum Analysis, *International journal of forecasting*, Vol 25, Issue 1, pp. 103-118, 2009.
12. Hassani, H., R. Mahmoudvand and M. Yarmohammadi, Filtering and Denoising in the Linear Regression Model. *Fluctuation and Noise Letters*, 9(4), pp. 343—358, 2010.
13. Hassani, H., A. Soofi and A. Zhigljavsky, Predicting Daily Exchange Rate with Singular Spectrum Analysis., *Nonlinear Analysis: Real World Applications*, Volume 11, Issue 3, pp. 2023-2034, 2010.
14. Hassani, H. and D. Thomakos, A Review on Singular Spectrum Analysis for Economic and Financial Time Series. *Statistics and Its Interface*, 3(3). pp. 377-397, 2010.
15. Hassani, H. and A. Zhigljavsky, Singular Spectrum Analysis: Methodology and Application to Economics Data, *Journal of Systems Science and Complexity (JSSC)*, Vol 22, Number 2, pp. 372-394, 2009.
16. Golyandina, N., V. Nekrutkin, and A. Zhigljavsky, 2001: Analysis of Time Series Structure: SSA and related techniques. Chapman & Hall/CRC.

17. Roether, W., B.B. Manca, B. Klein, D. Bregant, D. Georgopoulos, V. Beitzel, V. Kovacevic and A. Luchetta, Recent changes in Eastern Mediterranean deep waters. *Science*, 271, 333-335, 1996.
18. Rohling, E. and H. Bryden, Man-induced salinity and temperature increases in the Western Mediterranean Deep Water. *J. Geophys. Res.*, 97, 11191-11198, 1992.
19. Ross, T., C. Garrett and P.-Y. Le Traon, Western Mediterranean sea-level rise: changing exchange flow through the Strait of Gibraltar, *Geophys. Res. Let.*, 27, 2949-2952, 2000.
20. Tsimplis M.N. and T.F. Baker, Sea level drop in the Mediterranean Sea: An indicator of deep water salinity and temperature changes? *Geophys. Res. Let.* , 27(12), 1731-1734, 2000.
21. Tsimplis, M., M. Marcos and S. Somot, "21st Century Mediterranean Sea Level Rise: Steric and Atmosphere Pressure Contributions from a Regional Model", *Global and Planetary Change*, Vol. 63, Issues 2-3, pp.105-111, 2008.
22. UNEP/MAP-PLAN BLEU, State of the Environment and Development in the Mediterranean, UNEP/MAP-Plan Bleu, Athens, 2009.

Web sites

1. gistatgroup: <http://www.gistatgroup.com>
2. ssawiki: <http://www.math.uni-bremen.de/~theodore/ssawiki/>

Annexe B

Haddad M, Belbachir MF, Kahlouche S (2011) Long-term global mean sea level variability revealed by singular spectrum analysis.
International Journal of Academic Research 3(2-III): 411-420.

LONG-TERM GLOBAL MEAN SEA LEVEL VARIABILITY REVEALED BY SINGULAR SPECTRUM ANALYSIS

Mahdi Haddad¹, Mohamed Faouzi Belbachir², Salem Kahlouche¹

¹Centre of Space Techniques, Space Geodesy Division.

²University of Science and Technology of Oran, Department of Electronics, Signals, Systems and Data Laboratory, Oran (ALGERIA)

E-mails: haddad_mahdi@yahoo.fr, mf_belbachir@yahoo.fr, s_kahlouche@yahoo.fr

ABSTRACT

The long term sea level change is a crucial indicator of our climate. The spatial sampling offered by satellite altimetry and its continuity during the last 17 years are major assets to provide an improved vision of the mean sea level. In this paper, the method of Singular Spectrum Analysis (SSA) is applied for investigation of the Global Mean Sea Level (GMSL) variability and separates its trend and harmonic (periodic) components. Considering the averaged Sea Level Anomalies (SLA) time series that extend back to 1993, the SSA technique shows that the GMSL is dominated by an increasing trend and by three harmonics: annual signal and semi-annual signal and 4 months signal. The amplitude of the grouped seasonal components vary between -0.83 and 1.04 cm. The rate of the mean sea level trend as seen by SSA appears to be about 2.8 mm yr⁻¹.

Key words: Global mean sea level (GMSL); Satellite altimetry; time series; trend extraction; Singular Spectrum analysis (SSA)

1. INTRODUCTION

Long-term mean sea level change is a variable of considerable interest in the studies of global climate change. The measurement of long-term changes in GMSL can provide an important corroboration of predictions by climate models of global warming. The very first measurements of sea level were made by monitoring tides in the 18th century. Today, the global coverage of altimetry satellites gives us the ability to monitor what is happening at sea.

Based on a small number (~25) of high-quality tide gauge records from stable land regions, the rate of sea level rise has been estimated as 1.8 mm yr⁻¹ for the past 70 years (Douglas, 2001; Peltier, 2001), and Miller and Douglas (2004) find a range of 1.5 to 2.0 mm yr⁻¹ for the 20th century from 9 stable tide gauge sites. Holgate and Woodworth (2004) estimated a rate of 1.7 ± 0.4 mm yr⁻¹ sea level change averaged along the global coastline during the period 1948 to 2002, based on data from 177 stations divided into 13 regions. Church et al. (2004) determined a global rise of 1.8 ± 0.3 mm yr⁻¹ during 1950 to 2000, and Church and White (2006) determined a change of 1.7 ± 0.3 mm yr⁻¹ for the 20th century. Satellite observations available since the early 1990s provide more accurate sea level data with nearly global coverage. This satellite altimetry data set shows a rate of sea level rise of 2.5 ± 0.4 mm yr⁻¹ over 1993 to 2008 (Cazenave et al., 2008) (Glacial Isostatic Adjustment – GIA – correction of 0.3 mm yr⁻¹ applied), significantly higher than the average during the previous half century. AVISO Altimetry (2010) estimated a rate of 2.92 mm yr⁻¹ during the period 1993 to mid-2009 (no GIA correction).

Values for predicted sea level rise over the course of this century typically range from 90 to 880 mm, with a central value of 480 mm. Models of glacier mass balance (the difference between melting and accumulation of snow and ice on a glacier) give a theoretical maximum value for sea level rise in the current century of 2 metres (and a "more plausible" one of 0.8 metres), based on limitations on how quickly glaciers can melt (Pfeffer et al., 2008).

The purpose of this paper is to give a detailed description of the changes in GMSL variability using the Singular Spectrum Analysis (SSA) technique. Thanks to the satellite altimetry, 17 years of homogeneous sea level measurements are now available. This will enable us to examine the behavior of mean sea level changes through the Sea Level Anomalies indicator. SLA, defined as variations of the sea surface height with respect to the mean sea surface, is generally used as a precious and main indicator for development of scientific applications which aim to study the ocean variability (mesoscale circulation, seasonal variation, El Niño...). Thus, the result of the SSA processing is a decomposition of the averaged SLA time series into several components, which can be identified as trend, seasonalities and other oscillatory series, or noise components.

SSA originated between the late 70s and early 80s. In some cases, the names Caterpillar approach, Principal Component Analysis for time series or Karhunen-Loeve decomposition of time series are also used. SSA technique is a powerful technique of time series analysis incorporating the elements of classical time series analysis, multivariate statistics, multivariate geometry, dynamical systems and signal processing. The possible application areas of SSA are diverse: from mathematics and physics to economics and financial mathematics, from meteorology and oceanology to social science and market research. Several book chapters, papers and softwares about SSA technique are available at the SSAwiki website. For variety of the application of SSA see Hassani et al. (2009, 2010), Sanei et al. (2010), Ghodsi et al. (2009), Hassani and Zhigljavsky 2009 and Hassani 2007 and references therein.

We are motivated to use SSA because it is a nonparametric technique that works with arbitrary statistical processes, whether linear or nonlinear, stationary or non-stationary, Gaussian or non-Gaussian. Moreover, contrary to the traditional methods of time series analysis, SSA makes no prior assumptions about the data (Hassani, 2010, Hassani and Thomakos, 2010).

The outline of this paper is as follows. Section 2 presents a brief introduction to singular spectrum analysis. Section 3 describes the altimetric datasets used in our study. Section 4 uses the SSA technique to analyze the GMSL trend and its periodic components. A summary is given in section 5.

2. DESCRIPTION OF THE SSA

The main idea of SSA is performing a singular value decomposition (SVD) of the trajectory matrix obtained from the original time series with a subsequent reconstruction of the series. The basic version of SSA consists of five steps, which are performed as follows (Golyandina et al., 2001 and Hassani et al. 2010):

Step 1. (Computing the trajectory matrix): this transfers a one-dimensional time series $Y_T = (y_1, \dots, y_T)$ into the multi-dimensional series X_1, \dots, X_K with vectors $X_i = (y_i, \dots, y_{i+L-1})' \in \mathbb{R}^L$, where $K = T - L + 1$. The single parameter of the embedding is the window length L , an integer such that $2 \leq L \leq T$. The result of this step is the trajectory matrix $X = [X_1, \dots, X_K]$:

$$X = (x_{ij})_{i,j=1}^{L,K} = \begin{bmatrix} y_1 & y_2 & y_3 & \cdots & y_K \\ y_2 & y_3 & y_4 & \cdots & y_{K+1} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ y_L & y_{L+1} & y_{L+2} & \cdots & y_T \end{bmatrix}$$

Note that the trajectory matrix X is a Hankel matrix, which means that all the elements along the diagonal $i + j = \text{const}$ are equal.

Step 2. (Constructing a matrix for applying SVD): compute the matrix XX^T .

Step 3. (SVD of the matrix XX^T): compute the eigenvalues and eigenvectors of the matrix XX^T and represent it in the form $XX^T = P\Lambda P^T$. Here $\Lambda = \text{diag}(\lambda_1, \dots, \lambda_L)$ is the diagonal matrix of eigenvalues of XX^T ordered so that $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq \lambda_L \geq 0$ and $P = (P_1, P_2, \dots, P_L)$ is the corresponding orthogonal matrix of eigen-vectors of XX^T .

Step 4. (Selection of eigen-vectors): select a group of l ($1 \leq l \leq L$) eigenvectors $P_{i_1}, P_{i_2}, \dots, P_{i_l}$.

The grouping step corresponds to splitting the elementary matrices X_i into several groups and summing the matrices within each group. Let $I = \{i_1, \dots, i_l\}$ be a group of indices i_1, \dots, i_l . Then the matrix X_I corresponding to the group I is defined as $X_I = X_{i_1} + \dots + X_{i_l}$.

Step 5. (Reconstruction of the one-dimensional series): compute the matrix $\tilde{X} = \|\tilde{x}_{i,j}\| = \sum_{k=1}^l P_{i_k} P_{i_k}^T X$ as an approximation to X . Transition to the one-dimensional series can now be achieved by averaging over the diagonals of the matrix \tilde{X} .

3. ALTIMETRIC DATA AND SEA LEVEL VARIABILITY

Here we used here the global merged and gridded of Delayed-Time MSLA (Maps of Sea Level Anomaly) produced by AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data). These datasets go from the beginning of 1993 to the end of 2009, with $1/8 \times 1/8$ degrees of latitude and longitude resolutions and a sampling rate of seven days (one week). The main input data for the DT processing are the Geophysical Data Records produced by NASA or CNES (T/P, Jason-1, Jason-2), ESA (ERS-1, ERS-2, ENVISAT), or NOAA (GFO, Geosat) which are therefore of the highest quality, notably in terms of orbit determination. All of the standard corrections to the altimeter data were applied including removal of ocean tides and an inverted barometer correction. An example of global merged D-T MSLA grid for December 1997 is represented by Figure 1. The highest SLA values (red region) in the eastern Pacific Ocean represent the most pronounced warm El Niño episodes of the last 50 years.

A temporal series of averaged MSLAs (one mean value per week) is directly computed on each individual map from an average of all the grid values. This series with a length of $T = 887$ is used when applying the SSA technique (see, Figure 2).

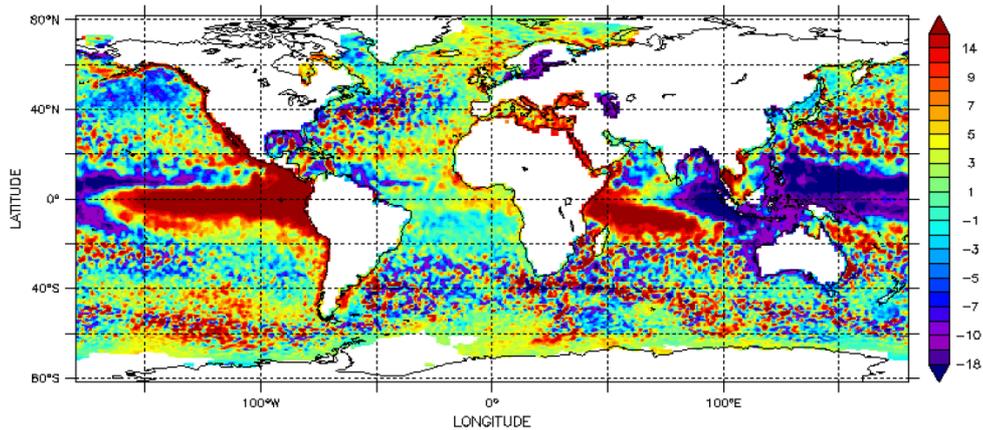


Fig. 1. Merged MSLA (cm) – December 17, 1997.

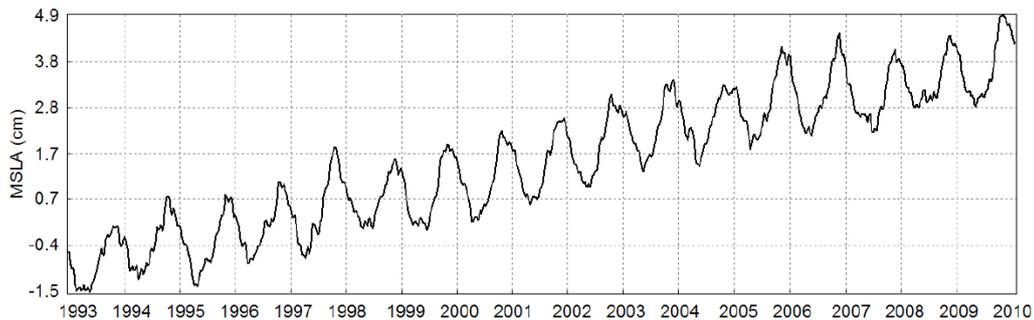


Fig. 2. Temporal series of averaged MSLAs during the period 1993-2009, no GIA correction.

4. APPLICATION

All of the results and figures in the following application are obtained by means of the CaterpillarSSA 3.40 software available at <http://www.gistatgroup.com>. This program performs extended analysis, forecasting and change-point detection for one-dimensional time series and analysis/forecast of multi-dimensional time series. All the examples of the book "Analysis of time series structure: SSA and related techniques" (Golyandina et al., 2001) are obtained by means of the program. Therefore, this book can be considered as an additional help to the program.

4.1. Decomposition: Window length and SVD

The window length L is the only parameter in the decomposition stage. Selection of the proper window length depends on the problem in hand and on preliminary information about the time series. Theoretical results tell us that L should be large enough but not greater than $T/2$. Furthermore, if we know that the time series may have a periodic component with an integer period (for example, if this component is a seasonal component), then to get better separability of this periodic component it is advisable to take the window length proportional to that period (Hassani et al. 2010). Using these recommendations and assuming that there is a dominant annual periodicity in the temporal series of averaged MSLAs (see, Figure 2), we take $L = 108$. So, based on this window length and on the SVD of the trajectory matrix (108×108), we have 108 eigentriples. Figure 3 represents the plot of logarithms of the 108 singular values.

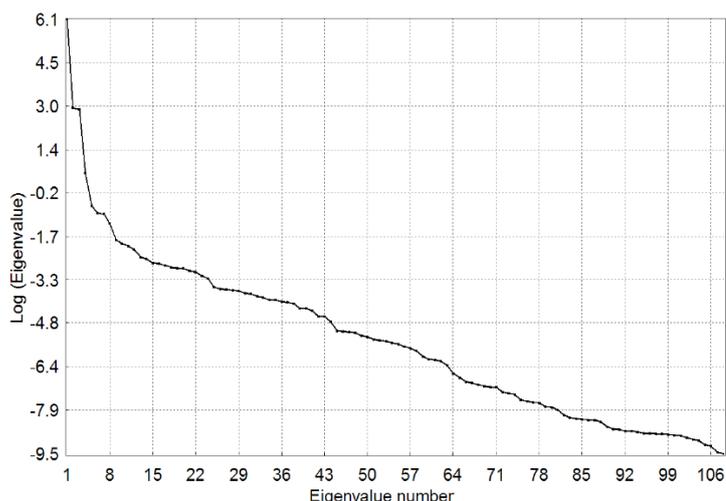


Fig. 3. Logarithms of the 108 eigenvalues.

4.2. Harmonic components identification

A natural hint for grouping is the matrix of the absolute values of the *w*-correlations, corresponding to the full decomposition (in this decomposition each group corresponds to only one matrix component of the SVD). If two reconstructed components have zero *w*-correlation it means that these two components are separable. Large values of *w*-correlations between reconstructed components indicate that they possibly should be gathered into one group and correspond to the same component in SSA decomposition. Figure 4 shows the *w*-correlations for the 108 reconstructed components in a 20-grade grey scale from white to black corresponding to the absolute values of correlations from 0 to 1. Here zero *w*-correlation values occur around component 15. Based on this information, we select the first 15 eigentriples for the identification of the harmonic components and consider the rest as noise.

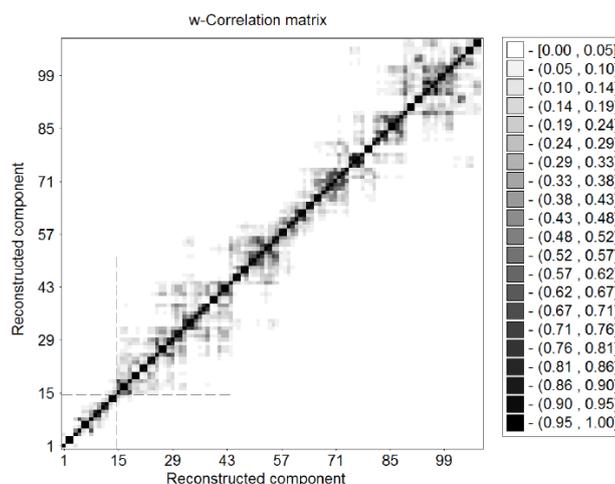


Fig. 4. Matrix of *w*-correlations for the 108 reconstructed components.

In practice, the singular values of the two eigentriples of a harmonic series are often very close to each other, and this fact simplifies the visual identification of the harmonic components. Therefore, explicit plateau in the eigenvalue spectra prompts the ordinal numbers of the paired eigentriples of harmonic components. Another way to identify the harmonic components of the series is to examine the pairwise scatterplots of the singular vectors. Pairwise scatterplots like spiral circles, spiral regular polygons or stars determine periodic components of the time series provided these components are separable from the residual component. Figure 5 and 6 represent the first 16 pairwise scatterplots and the first 16 principal components respectively, ordered by their contribution in the decomposition.

It can be seen from Figure 3 and 5, that there are three evident pairs with almost equal leading singular values, correspond to three harmonic components in the MSLAs series: eigentriple pairs 2-3, 6-7 and 13-14 are related to harmonics with a periodicity of 52.69 weeks (annual signal), 27.05 weeks (semi-annual signal) and 16.97 weeks (four months signal) respectively.

Figure 7 represents the priodograms of the initial MSLA series and the components given by eigentriple pairs 2-3, 6-7 and 13-14. It can be seen from the periodogram analysis that the frequencies of the 2-3, 6-7 and 13-14 components coincide with the frequencies of the initial averaged MSLA series.

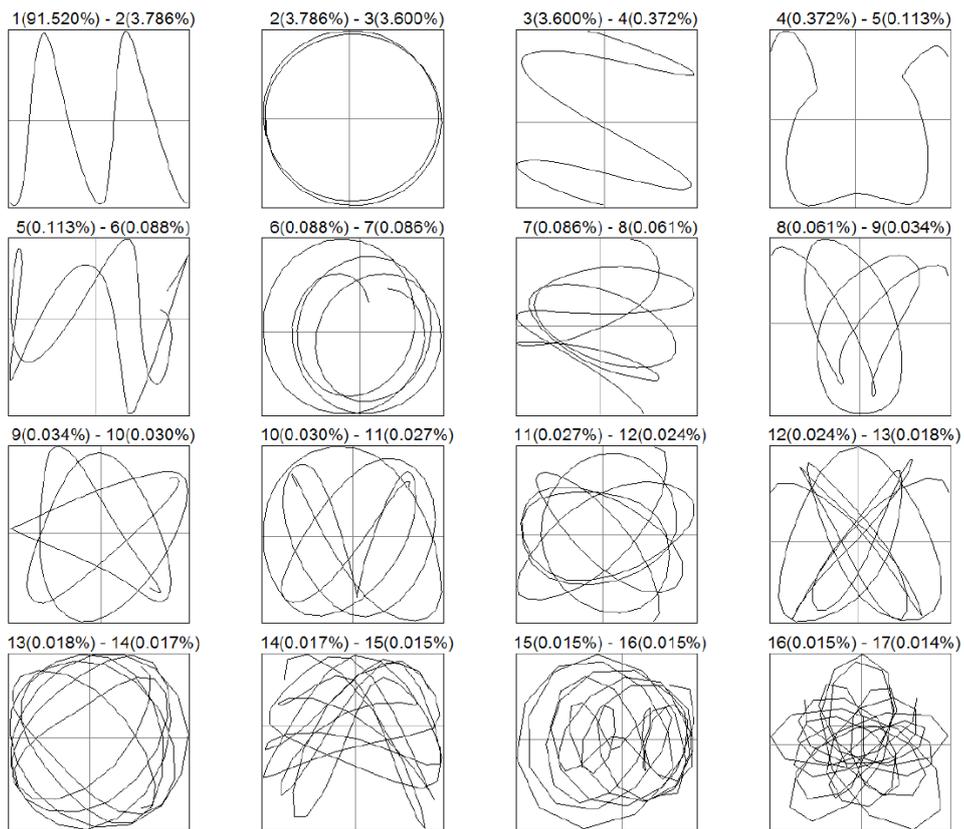


Fig. 5. Scatterplots of the first 16 paired eigenvectors and its contribution.

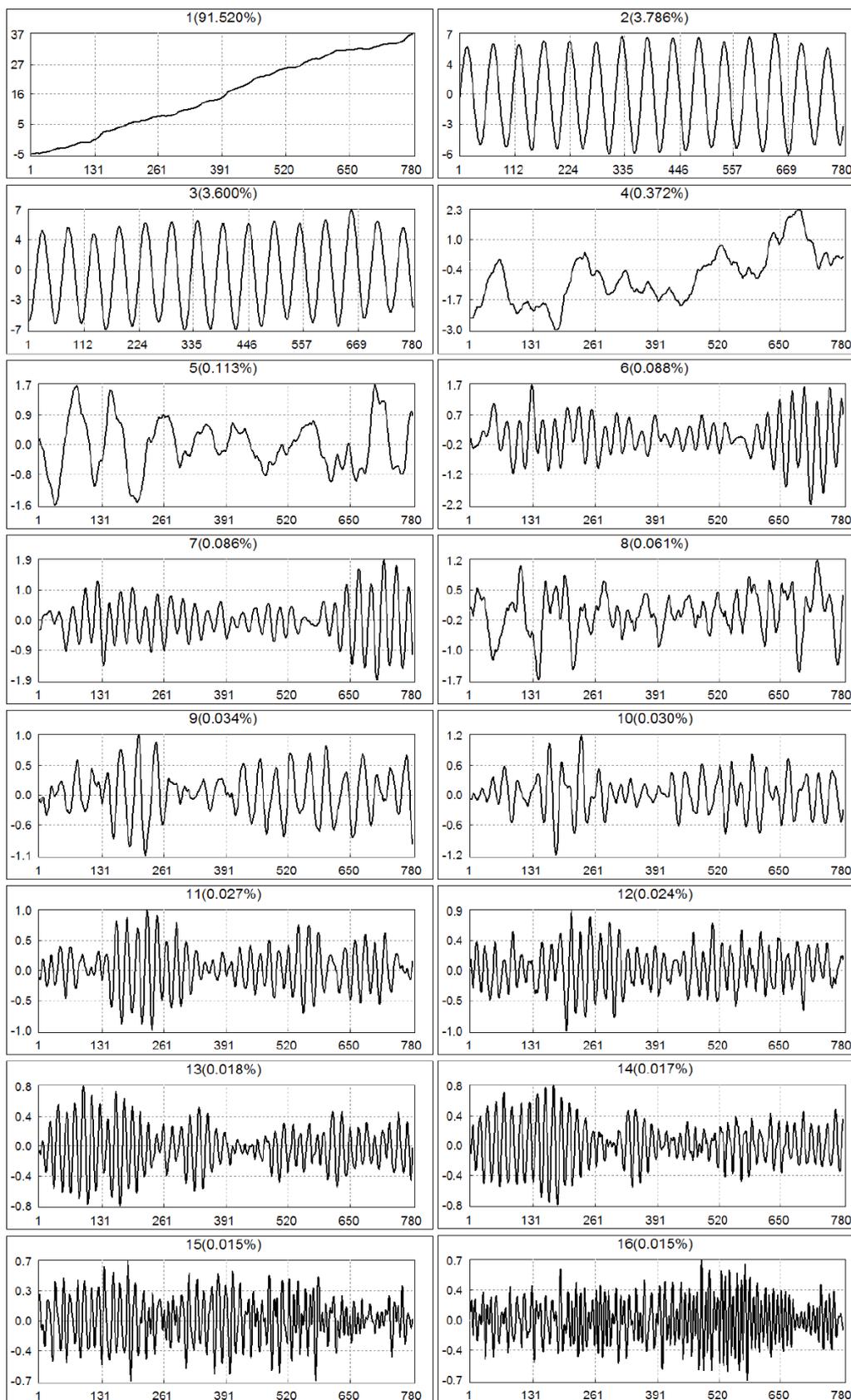


Fig. 6. Principal components related to the first 16 eigentriples and its contribution.

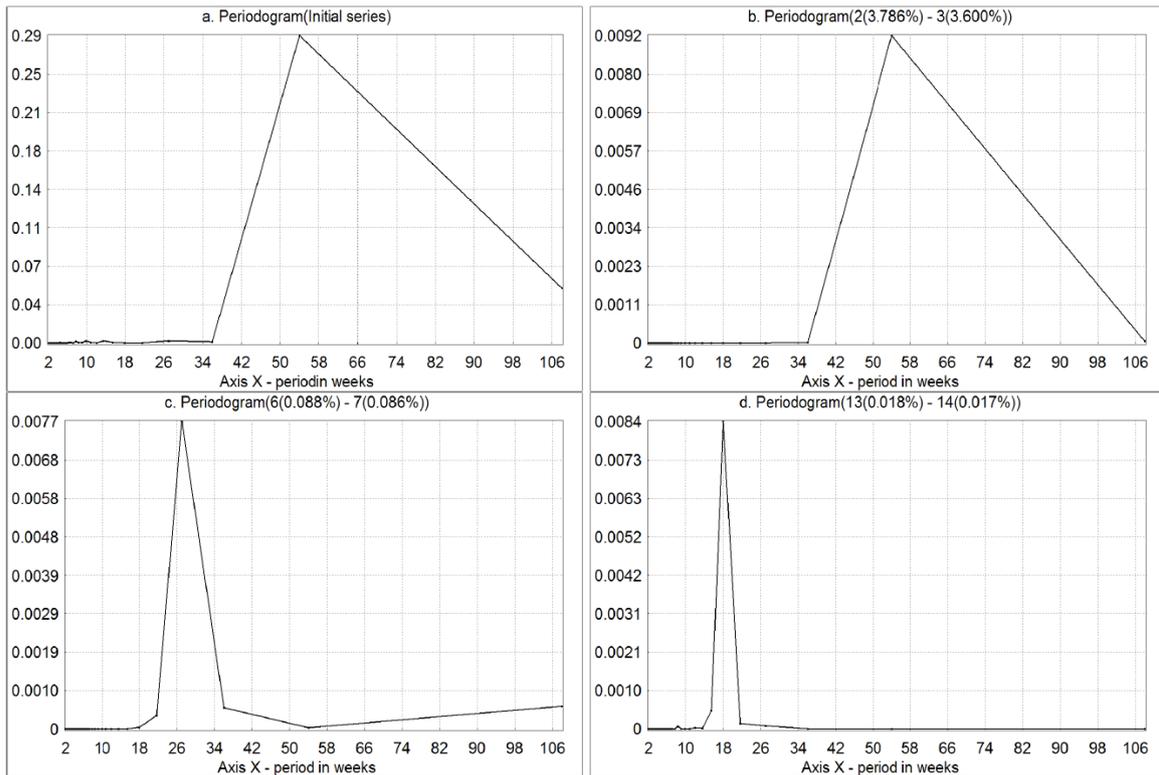


Fig. 7. Periodograms: (a) initial MSLA serie, (b) eigentriple pair 2-3, (c) eigentriple pair 6-7, (d) eigentriple pair 13-14.

4.3. Trend identification

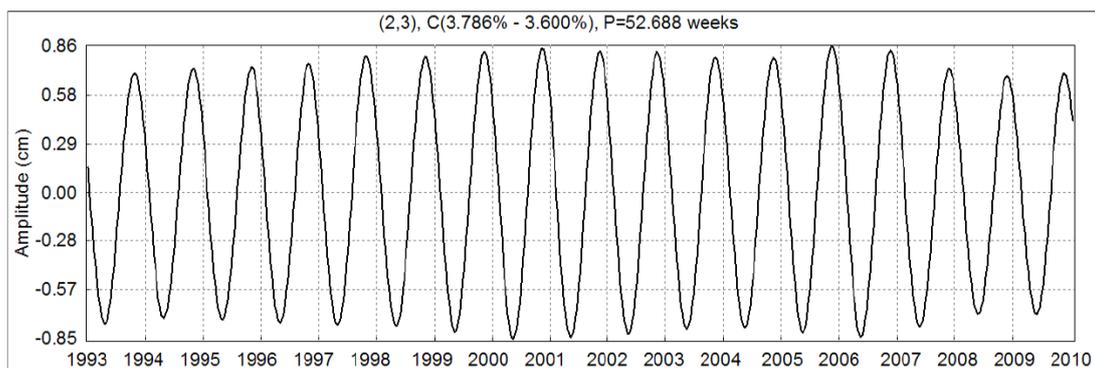
Trend is usually defined as a smooth component containing information about time series global change. This definition is rather vague (which type of smoothness is used? which kind of information is contained in the trend?). It may sound strange, but there is no more precise definition of the trend accepted by the majority of researchers and practitioners. Each approach to trend extraction defines trend with respect to the mathematical tools used. Thus in the corresponding literature one can find various specific definitions of the trend. For further discussion on trend issues, readers are referred to Alexandrov and al., (2008).

Assume that the time series itself is such a component alone. Practice shows that in this case, one or more of the leading eigenvectors will be slowly varying as well. We know that eigenvectors have (in general) the same form as the corresponding components of the initial time series. Thus we should find slowly varying eigenvectors. It can be done by considering one-dimensional plots of the eigenvectors. It can be seen from Figure 6, that the trend is obtained from the first eigentriple which represents a contribution of 91.52 % of the initial series.

4.4. Reconstruction and residuals series

The SSA allows assessing the noise affecting the time series by extracting the trend and seasonal components from the initial series. Therefore, we select the 1, 2, 3, 6, 7, 13 and 14 eigentriples for the reconstruction of the initial averaged MSLAs series and consider the rest as noise (residuals series).

Figure 8 represents the reconstructed harmonic components of the MSLAs series, given by the eigentriple pairs 2-3, 6-7 and 13-14. The amplitude of these components appears to be about: 0.85 cm, 0.22 cm and 0.08 cm respectively.



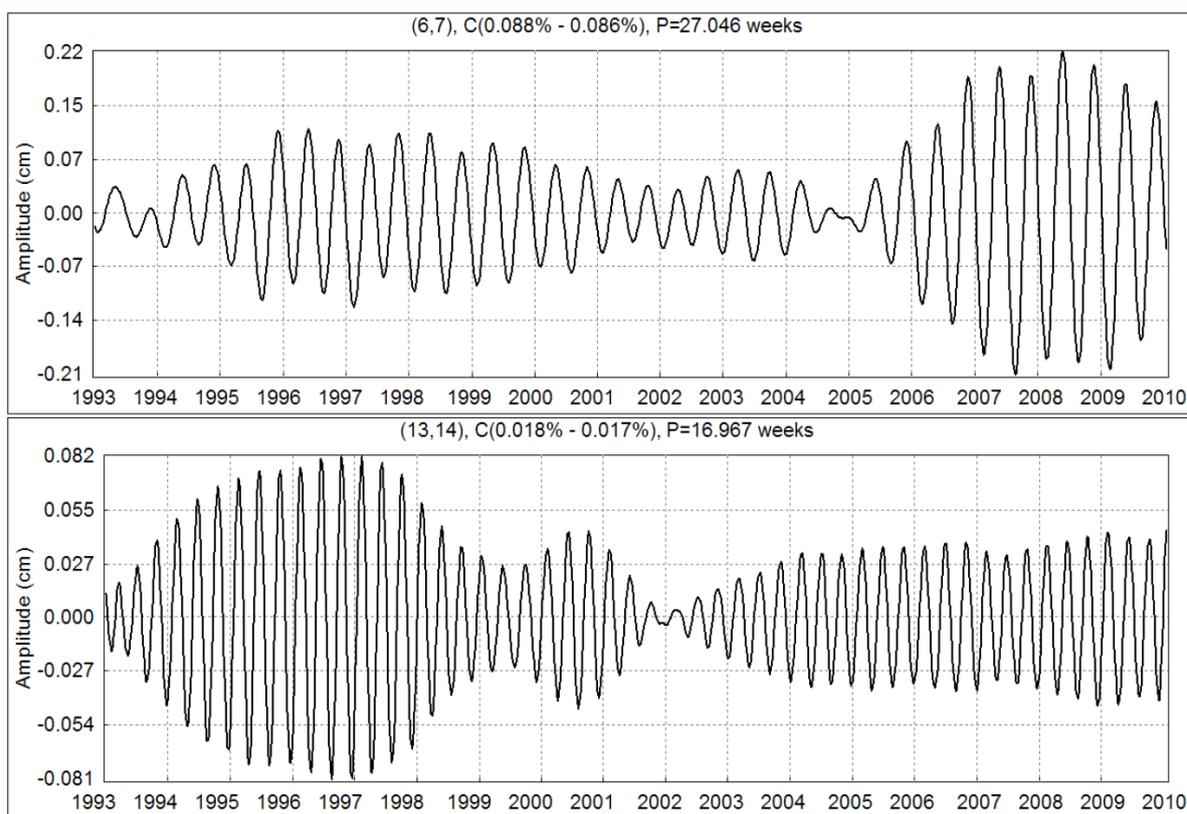
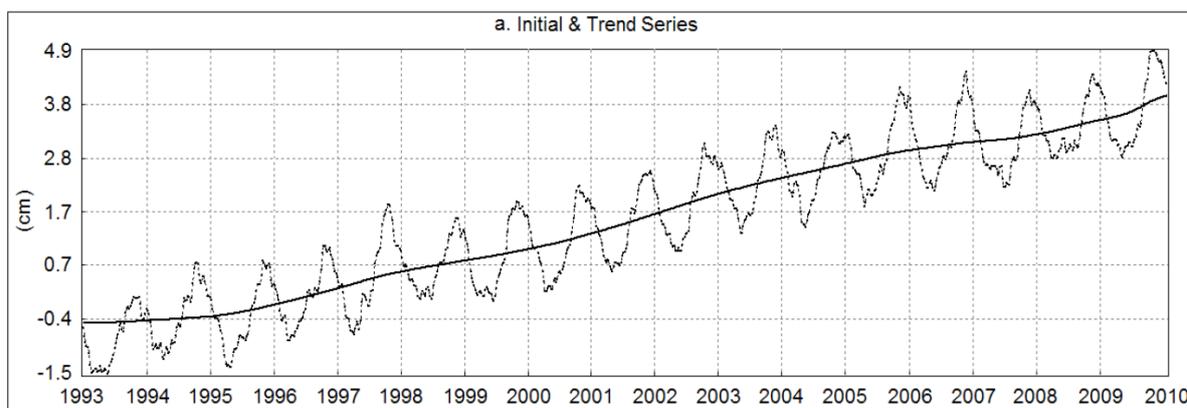


Fig. 8. Reconstruction of harmonics.

Figure 9.a shows the extracted trend (represented in solid line) which is obtained from the first eigentriple and the initial MSLAs series (represented in dashed line). The reconstructed trend clearly follows the main tendency in the averaged MSLAs series. It can be seen that the GMSL trend is subject to significant rise, from -0.5 to 4 cm during the period 1993-2009. The trend exhibits a linear slope of 2.80 mm yr^{-1} .

Figure 9.b represents the grouping of the three harmonic components (eigentriple pairs 2-3, 6-7 and 13-14) and clearly shows the same pattern of seasonality as in the initial series. The amplitude of the grouped seasonal components are between -0.83 and 1.04 cm. The maximal amplitude value is observed in autumn and the minimal amplitude in spring. This is due to the time required for the temperature to diffuse from the ocean's surface to the depths.

The dotted and the solid line in Figure 9.c correspond to the initial series and the reconstructed series from the trend and the three harmonic components. Figure 9.d shows the residuals which are obtained from grouping of the eigentriples, which do not contain elements of trend and oscillations. The residuals represent 0.88% of the initial series, and its amplitude is about 0.4 cm.



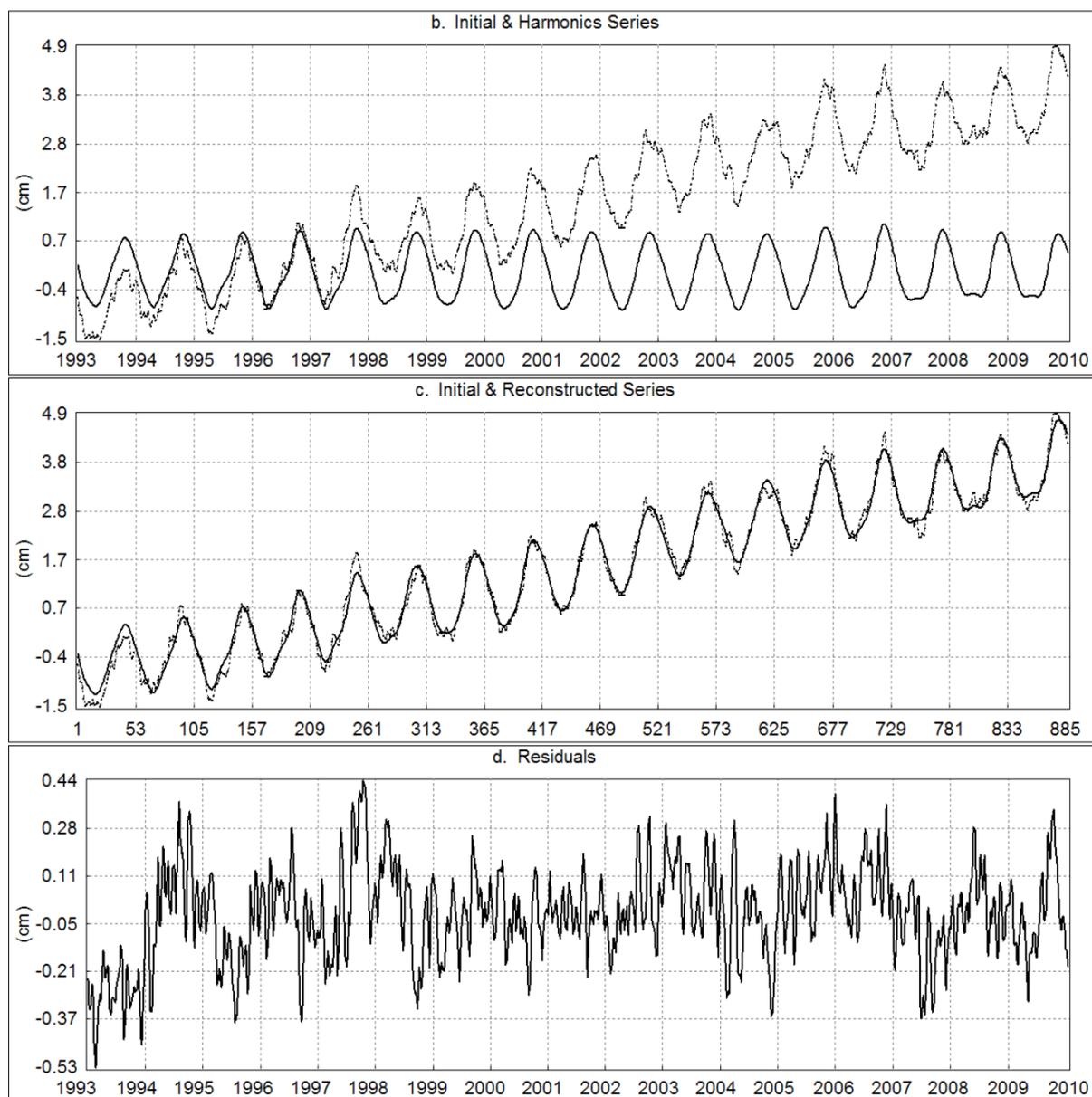


Fig. 9. Reconstruction: (a) trend, (b) harmonics, (c) reconstructed series, (d) noise.

5. CONCLUSION

Singular spectrum analysis has been used to extract trend and harmonics of the global mean sea level variability. By considering a temporal series of mean sea level anomalies (1993-2009) issue from altimetry satellites, SSA shows that the global mean sea level is dominated by an increasing trend and by three harmonics: annual signal (a periodicity of 52.69 weeks), semi-annual signal (a periodicity of 27.05 weeks) and four months signal (a periodicity of 16.97 weeks).

The contribution of these components in the initial averaged MSLAs series appears to be about 91.52%, 7.39% 0.18% and 0.04% respectively. The amplitude of the grouped harmonic components fluctuate between -0.83 and 1.04 cm. The maximal amplitude value is observed in autumn and the minimal amplitude in spring.

The difference between the initial and reconstructed time series (reconstruction residuals series) is very small (negligible). The residuals represent only 0.88% of the initial signal. This result shows, if again necessary, the SSA' performances in time series analysis.

The rate of global mean sea level rise is estimated as 1.8 mm yr^{-1} during the last seventeen years (1993 to 2009). This result agrees with the recent study of Aviso Altimetry (2010), which suggested a rate of sea level rise of 2.92 mm yr^{-1} over 1993 to mid-2009 (no GIA correction). If present trend continue, it will dramatically impact the land, flora, fauna, and people activities established along the coastlines.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors warmly thank GistaT Group (PhD Nina Golyandina, PhD Vladimir Nekrutkin and Kirill Braulov) of Department of Mathematics - St. Petersburg University for providing the CaterpillarSSA 3.40 computer program. The authors are also grateful to Aviso Altimetry for providing the altimetric data and greatly appreciate the anonymous reviewers for their valuable and constructive comments. This study had financial support from Centre of Space Techniques - Division of Space Geodesy (CTS - Algeria).

REFERENCES

1. AVISO Altimetry, 2010: Ssalto/DUACS reprocessed DT data set. pdf version available at: http://www.aviso.oceanobs.com/fileadmin/documents/data/duacs/duacs_DT_2010_reprocessing_impact.pdf
2. Alexandrov, T., S.Bianconcini, E.B. Dagum, P. Maass, and T.S. McElroy, 2008: A review of some modern approaches to the problem of trend extraction, US Census Bureau TechReport RRS2008/03.
3. Cazenave, A., K. Dominh, S. Guinehut, E. Berthier, W. Llovel, G. Ramillien, M. Ablain, G. Larnicol, 2008: Sea level budget over 2003-2008: a reevaluation from Grace space gravimetry, satellite altimetry and Argo. *Glob. Planet. Change*, doi:10.1016/j.gloplacha.2008.10.004.
4. Church, J.A., et al., 2004: Estimates of the regional distribution of sea level rise over the 1950 to 2000 period. *J. Clim.*, 17(13), 2609–2625.
5. Church, J.A., N.J. White, and J.R. Hunter, 2006: Sea-level rise at tropical Pacific and Indian Ocean islands. *Global Planet Change*, 53, 155–168.
6. Douglas, B.C., 2001: Sea level change in the era of the recording tide gauges. In: *Sea Level Rise: History and Consequences* [Douglas, B.C., Kearney, M.S., and S.P. Leatherman (eds.)]. Academic Press, New York, pp. 37–64.
7. Golyandina, N., V. Nekrutkin, and A. Zhigljavsky, 2001: *Analysis of Time Series Structure: SSA and related techniques*. Chapman & Hall/CRC.
8. Holgate, S.J., and P.L. Woodworth, 2004: Evidence for enhanced coastal sea level rise during the 1990s. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L07305, doi:10.1029/2004GL019626.
9. Miller, L., and B.C. Douglas, 2004: Mass and volume contributions to 20th century global sea level rise. *Nature*, 428, 406–409.
10. Peltier, W.R., 2001: Global glacial isostatic adjustment and modern instrumental records of relative sea level history. In: *Sea Level Rise: History and Consequences* [Douglas, B.C., M.S. Kearney, and S.P. Leatherman (eds.)]. Academic Press, San Diego, pp. 65–95.
11. Pfeffer, W.T., J.T. Harper, S. O'Neel, 2008: Kinematic constraints on glacier contributions to 21st-century sea-level rise. *Science*, 321 (5894): 1340–3. doi:10.1126/science.1159099.
12. Hassani, H; Thomakos, D. (2010). A Review on Singular Spectrum Analysis for Economic and Financial Time Series, *Statistics and Its Interface*, 3(3). pp. 377-397.
13. Hassani, H; Mahmoudvand, R; and Yarmohammadi, M. (2010). Filtering and Denoising in the Linear Regression Model. *Fluctuation and Noise Letters*, 9(4), pp. 343–358.
14. Ghodsi, M; Hassani, H; and Sanei, S. (2010). Extracting Fetal Heart Signal From Noisy Maternal ECG by Singular Spectrum Analysis, *Statistics and Its Interface*, 3(3) pp.399-411.
15. Hassani, H; Soofi, A; and Zhigljavsky, A. (2010). Predicting Daily Exchange Rate with Singular Spectrum Analysis., *Nonlinear Analysis: Real World Applications*, Volume 11, Issue 3, pp. 2023-2034
16. Hassani, H. (2010). Singular Spectrum Analysis Based on the Minimum Variance Estimator, *Nonlinear Analysis: Real World Applications*, Vol I1, Issue 3, pp. 2065-2077.
17. Ghodsi, M; Hassani, H; Sanei, S; and Hicks, Y. (2009). The Use of Noise Information for Detection of Temporomandibular Disorder, *Journal of Biomedical Signal Processing and Control*, Volume 4, Issue 2, pp. 79-85.
18. Hassani, H; Dionisio, A; and Ghodsi, M. (2009). The effect of noise reduction in measuring the linear and nonlinear dependency of financial markets, *Nonlinear Analysis: Real World Applications*, 11(1), pp. 492--502.
19. Hassani, H; Heravi, H; and Zhigljavsky, A. (2009). Forecasting European Industrial Production with Singular Spectrum Analysis, *International journal of forecasting*, Vol 25, Issue 1, pp. 103-118
20. Hassani, H; and Zhigljavsky, A. (2009). Singular Spectrum Analysis: Methodology and Application to Economics Data, *Journal of Systems Science and Complexity (JSSC)*, Vol 22, Number 2, pp. 372--394.
21. Hassani, H. (2007). Singular Spectrum Analysis: Methodology and Comparison. *Journal of Data Science*. Vol 5, No 2, pp. 239-257.

Web sites

<http://www.gistatgroup.com>

<http://www.math.uni-bremen.de/~theodore/ssawiki/>

Annexe C

Format et Contenu
du fichier Topex/Poseidon: "PassFile Scientific Data Record n"

Référence : Aviso User Handbook: Merged Topex/Poseidon Products.
AVI-NT-02-101-CN, Edition 3.0, July 1996.

LABELING AND BRIEF DESCRIPTION

Each GDR-M passfile conforms to the following naming convention : MGxccc.ppp

Where :

M for the AVISO merged product.

G for GDR data type⁽¹⁾.

x the generation letter (A to Z)⁽¹⁾ . [At the date of edition 3, x = C.]

ccc cycle number⁽²⁾.

ppp the pass-file number (001 to 254).

⁽¹⁾ The data type and the generation letter and the version number are known through the associated cycle header file and through the name of the directory in which this file is recorded. The data type is also recorded inside the file (header part).

⁽²⁾ The cycle number associated with the ten-day repeat period in which this data were acquired is recorded inside the file (header part) and also accessible through the cycle header file and through the directory name.

PASS-FILE : HEADER RECORDS

Record number	Format	Keyword Content	Value Format
1	char*20	CCSD3ZF0000100000001	-----
2	char*20	CCSD3KS00006PASSFILE	-----
3	char*20	Producer_Agency_Name	char*4
4	char*25	Producer Institution_Name	char*5
5	char*11	Source_Name	char*14
6	char*11	Sensor_Name	char*14
7	char*23	Data_Handbook_Reference	char*21
8	char*25	Product_Create_Start_Time	char*17
9	char*23	Product_Create_End_Time	char*17
10	har*24	Generating_Software_Name	char*50
11	char*8	Build_Id	char*21
12	char*19	Pass_File_Data_Type	char*6
13	char*19	POSEIDON_Range_Bias	char*8
14	char*16	TOPEX_Range_Bias	char*8
15	char*17	T/P_Sigma0_Offset	char*8
16	char*19	NASA_Orbit_Filename	char*38
17	char*15	Orbit_Qual_NASA	char*11
18	char*19	CNES_Orbit_Filename	char*38
19	char*15	Orbit_Qual_CNES	char*1
20	char*18	Topex_Pass_File_Id	char*33
21	char*21	Poseidon_Pass_File_Id	char*38
22	char*17	CORIOTROP_File_Id	char*38
23	char*12	Cycle_Number	char*3
24	char*11	Pass_Number	char*3
25	char*15	Pass_Data_Count	char*4
26	char*10	Rev_Number	char*5
27	char*17	Equator_Longitude	char*10
28	char*12	Equator_Time	char*24
29	char*13	Time_First_Pt	char*24
30	char*12	Time_Last_Pt	char*24
31	char*10	Time_Epoch	char*24
32	char*20	CCSD\$\$MARKERPASSFILE	-----
33	char*20	CCSD3RF0000300000001	-----

PASSFILE : SCIENTIFIC DATA RECORD n

Field Number	Record Location	Mnemonic	Content	Type	Size	Units
--------------	-----------------	----------	---------	------	------	-------

TIME GROUP

1	1	Tim_Moy_1	Time, day part*1	SI	2	Day
2	3	Tim_Moy_2	Time, millisecond part	SI	4	10-3s
3	7	Tim_Moy_3	Time, microsecond part	SI	2	10-6s
4	9	Dtim_Mil	Time shift midframe	SI	4	10-6s
5	13	Dtim_Bias	Net time tag correction	SI	4	10-6s
6	17	Dtim_Pac	10 per second timing	SI	4	10-6s

LOCATION GROUP

7	21	Lat_Tra	Latitude	SI	4	10-6deg
8	25	Lon_Tra	Longitude	SI	4	10-6deg

ALTITUDE GROUP

9	29	Sat_Alt	Altitude above the reference ellipsoid (NASA)	SI	4	10-3m
10	33	HP_Sat	Altitude above the reference ellipsoid (CNES)	SI	4	10-3m
11 to 20	37	Sat_Alt_Hi_Rate(i), i = 1 to 10	Differences of satellite altitude from Sat_Alt	SI	10 x 2	10-3m
21 to 30	57	HP_Sat(i), i = 1 to 10	Differences of satellite altitude from HP_Sat	SI	10 x 2	10-3m

ATTITUDE GROUP

31	77	Att_Wvf	Waveform attitude	I	1	10-2deg
32	78	Att_Ptf	Platform attitude	I	1	10-2deg

ALTIMETER RANGE GROUP

33	79	H_Alt	One per second altimeter range	SI	4	10-3m
34 to 43	83	H_Alt_SME(i), i= 1 to 10	Difference of altimeter range from H_Alt	SI	10 x 2	10-3m
44	103	Nval_H_Alt	Number of valid points for 1 second altitude	SI	1	-
45	104	RMS_H_Alt	Root mean square of range	SI	2	10-3m
46	106	Net_Instr_R_Corr_K	Net instrument correction to range (Ku)	SI	2	10-3m
47	108	Net_Instr_R_Corr_C	Net instrument correction to range (C)	SI	2	10-3m
48	110	CG_Range_Corr	Center of gravity movement correction to range	SI	1	10-3m
59	111	Range_Deriv	Range derivative	SI	2	10-2m/s
50	113	RMS_Range_Deriv	RMS of high-rate values of Range_Deriv	SI	2	10-2m/s

ENVIRONMENTAL CORRECTION GROUP

51	115	Dry_Corr Dry	tropospheric correction at measurement time	SI	2	10-3m
52	117	Dry1_Corr Dry	tropospheric correction before measurement	SI	2	10-3m
53	119	Dry2_Corr Dry	tropospheric correction after measurement	SI	2	10-3m
54	121	Inv_Bar	Inverse barometer correction at measurement time	SI	2	10-3m
55	123	Wet_Corr Wet	tropospheric correction at measurement time	SI	2	10-3m
56	125	Wet1_Corr Wet	tropospheric correction before measurement	SI	2	10-3m
57	127	Wet2_Corr Wet	tropospheric correction after measurement	SI	2	10-3m
58	129	Wet_H_Rad	Radiometer wet tropospheric correction	SI	2	10-3m
59	131	Iono_Cor	Topex dual-frequency ionospheric correction	SI	2	10-3m
60	133	Iono_Dor	Ionospheric correction from DORIS	SI	2	10-3m
61	135	Iono_Ben	Ionospheric correction from Bent model	SI	2	10-3m

SIGNIFICANT WAVE HEIGHT AND EMB GROUP						
62	137	SWH_K	Significant wave height (Ku)	I	2	10-2m
63	139	SWH_C	Significant wave height (C)	I	2	10-2m
64	141	SWH_RMS_K	RMS of significant wave height (Ku)	I	1	10-2m
65	142	SWH_RMS_C	RMS of significant wave height (C)	I	1	10-2m
66	143	SWH_Pts_Avg	Number of valid points used to compute SWH	SI	1	-
67	144	Net_Instr_SWH_Corr_K	Net instrument correction to SWH (Ku)	SI	1	10-1m
68	145	Net_Instr_SWH_Corr_C	Net instrument correction to SWH (C)	SI	1	10-1m
69	146	DR(SWH/att)_K	SWH/Attitude correction (Ku)	SI	2	10-3m
70	148	DR(SWH/att)_C	SWH/Attitude correction (C)	SI	2	10-3m
71	150	SSB_Corr_K1 Sea	State Bias correction (Ku) (BM4)	SI	2	10-3m
72	152	SSB_Corr_K2	Sea State Bias correction (Ku) (TGS)	SI	2	10-3m

BACKSCATTER COEFFICIENT AND AGC GROUP						
73	154	Sigma0_K	Backscatter coefficient (Ku)	I	2	10-2dB
74	156	Sigma0_C	Backscatter coefficient (C)	I	2	10-2dB
75	158	AGC_K	Automatic gain control (Ku)	I	2	10-2dB
76	160	AGC_C	Automatic gain control (C)	I	2	10-2dB
77	162	AGC_RMS_K	RMS of automatic gain control (Ku)	SI	2	10-2dB
78	164	AGC_RMS_C	RMS of automatic gain control (C)	I	1	10-2dB
79	165	Atm_Att_Sig0_Corr	Atmospheric attenuation correction to sigma0	I	1	10-2dB
80	166	Net_Instr_Sig0_Corr	Net instrument correction to sigma0	SI	2	10-2dB
81	168	Net_Instr_AGC_Corr_K	Net instrument correction to AGC (Ku)	SI	2	10-2dB
82	170	Net_Instr_AGC_Corr_C	Net instrument correction to AGC (C)	SI	2	10-2dB
83	172	AGC_Pts_Avg	Number of valid points used to compute AGC	SI	1	-

GEOPHYSICAL QUANTITY GROUP						
84	173	H_MSS	Mean sea surface height	SI	4	10-3m
85	177	H_Geo	Geoid height	SI	4	10-3m
86	181	H_Eot_CSR	Elastic ocean tide (CSR 3.0)	SI	2	10-3m
87	183	H_Eot_FES	Elastic ocean tide (FES95.2)	SI	2	10-3m
88	185	H_Lt_CSR	Tidal loading effect (CSR3.0)	SI	2	10-3m
89	187	H_Set	Solid earth tide	SI	2	10-3m
90	189	H_Pol	Geocentric pole tide	SI	1	10-3m
91	190	Wind_Sp	Wind intensity (from altimeter data)	I	1	10-1m /s
92	191	H_Ocs	Ocean depth	SI	2	m

BRIGHTNESS TEMPERATURES GROUP						
93	193	Tb_18	Brightness temperature 18 GHz	SI	2	10-2K
94	195	Tb_21	Brightness temperature 21 GHz	SI	2	10-2K
95	197	Tb_37	Brightness temperature 37 GHz	S	2	10-2K

FLAGS GROUP						
96	199	ALTON	Altimeter indicator	SI	1	-
97	200	Instr_State_TOPEX	States of Topex altimeter	BF	1	-
98	201	Instr_State_TMR	States of the TMR	BF	1	-
99	202	Instr_State_DORIS	States of DORIS instrument	SI	1	-
100	203	IMANV	Maneuver indicator	SI	1	-
101	204	Lat_Err Quality	index of the latitude	SI	1	-
102	205	Lon_Err	Quality index of the longitude	SI	1	-
103	206	Val_Att_Ptf	Platform attitude validity	SI	1	-
104	207	Current_Mode_1	Altimeter current mode (Topex' first frame)	BF	1	-
105	208	Current_Mode_2	Altimeter current mode (Topex or Poseidon ' second frame)	BF	1	-
106	209	Gate_Index	Topex gate index	BF	1	-

107	210	Ind_Pha	Poseidon indicator on tracker processing	SI	1	-
108	211	Rang_SME	State of 1/10 second values	I	2	-
109	213	Alt_Bad_1	Topex and Poseidon measurement conditions n°1	BF	1	-
110	214	Alt_Bad_2	Topex and Poseidon measurement conditions n°2	BF	1	-
111	215	Fl_Att	Attitude indicator	SI	1	-
112	216	Dry_Err	Quality index on Dry_Corr	SI	1	-
113	217	Dry1_Err	Quality index on Dry1_Corr	SI	1	-
114	218	Dry2_Err	Quality index on Dry2_Corr	SI	1	-
115	219	Wet_Flag	Interpolation indicator on Wet_Corr, Wet1_Corr and Wet2_Corr	SI	1	-
116	220	Wet_H_Err	Quality index on Wet_Corr, Wet1_Corr and Wet2_Corr	SI	1	-
117	221	Iono_Bad	Quality index on Iono_Cor	I	2	-
118	223	Iono_Dor_Bad	Quality index on Iono_Dor	SI	1	-
119	224	Geo_Bad_1	Ocean/land/ice indicator	BF	1	-
120	225	Geo_Bad_2	Rain/tide conditions	BF	1	-
121	226	TMR_Bad	Flags for brightness temperatures	BF	1	-
122	227	Ind_RTK	POSEIDON ground retracking indicator	BF	1	-

SPARES GROUP						
123	228	spare	-----	-	1	-

* SI : Signed integer ; I : Unsigned integer ; BF : Bitfield

Annexe D

Format et Contenu du fichier Jason-1 : “PassFile Scientific Data Record n”

Référence : Aviso and PoDaac User Handbook - IGDR and GDR Jason-1 Products.
SMM-MU-M5-OP-13184-CN, Edition 2, Avril 2003.

Content

A pass-file contains a header (73 records) and 3360 scientific data records maximum. Whereas the header is recorded in ASCII type, the data part is recorded in a UNIX binary integer type. A scientific data record contains 96 fields, each stored as one, two or four bytes, or spare (1 byte).

PASS-FILE : HEADER RECORDS

Record number	Format	Keyword Content	Value Format
1	Char*20	CCSD3ZF0000100000001	"none"
2	Char*20	CCSD3VS00006PRODUCER	"none"
3	Char*20	Product_File_Name	Char*40
4	Char*23	Producer_Agency_Name	Char*4
5	Char*20	Processing_Center	Char*6
6	Char*17	File_Data_Type	Char*4
7	Char*21	Reference_Document	Char*50
8	Char*21	Reference_Software	Char*20
9	Char*19	Operating_System	Char*20
10	Char*24	Product_Creation_Time	Char*26
11	Char*20	CCSD\$\$MARKERPRODUCER	"none"
12	Char*20	CCSD3KS00006PASSFILE	"none"
13	Char*15	Mission_Name	Char*7
14	Char*24	Altimeter_Sensor_Name	Char*10
15	Char*25	Radiometer_Sensor_Name	Char*3
16	Char*20	DORIS_Sensor_Name	Char*10
17	Char*27	Acquisition_Station_Name	Char*20
18	Char*15	Cycle_Number	Char*5
19	Char*29	Absolute_Revolution_Number	Char*5
20	Char*14	Pass_Number	Char*3
21	Char*23	Absolute_Pass_Number	Char*5
22	Char*15	Equator_Time	Char*26
23	Char*20	Equator_Longitude	Char*7
24	Char*25	First_Measurement_Time	Char*26
25	Char*24	Last_Measurement_Time	Char*26
26	Char*29	First_Measurement_Latitude	Char*6
27	Char*28	Last_Measurement_Latitude	Char*6
28	Char*30	First_Measurement_Longitude	Char*7
29	Char*29	Last_Measurement_Longitude	Char*7
30	Char*18	Pass_Data_Count	Char*5
31	Char*24	Ocean_Pass_Data_Count	Char*5
32	Char*12	Ocean_PCD	Char*3
33	Char*13	Time_Epoch	Char*26
34	Char*21	TAI_UTC_Difference	Char*4
35	Char*22	Time_Of_Leap_Second	Char*26
36	Char*23	Time_Shift_Mid_Frame	Char*10
37	Char*22	Time_Shift_Interval	Char*10
38	Char*15	Range_Offset	Char*4
39	Char*19	Average_Pressure	Char*5
40	Char*17	Header_Padding	Char*186
41	Char*20	CCSD\$\$MARKERPASSFILE	"none"
42	Char*20	CCSD3SS00006MEASFILE	"none"
43	Char*19	Altimeter_Level1	Char*40
44	Char*20	Radiometer_Level1	Char*40

45	Char*20	CCSD\$\$MARKERMEASFILE	"none"
46	Char*20	CCSD3SS00006AUXFILES	"none"
47	Char*30	POSEIDON-2_Characterization	Char*61
48	Char*17	POSEIDON-2_LTM	Char*61
49	Char*16	JMR_Main_Beam	Char*61
50	Char*19	JMR_BT_Averaging	Char*61
51	Char*16	DORIS_TEC_Map	Char*61
52	Char*12	DORIS_USO	Char*61
53	Char*13	Orbit_Data	Char*61
54	Char*17	PF_Corrections	Char*61
55	Char*16	Pole_Location	Char*61
56	Char*13	MTO_Fields	Char*61
57	Char*11	ORF_Data	Char*61
58	Char*38	POSEIDON-2_OB_RET_Correction_Tables	Char*61
59	Char*17	POSEIDON-2_SSB	Char*61
60	Char*27	POSEIDON-2_Composite_SSB	Char*61
61	Char*29	JMR_Retrieval_Coefficients	Char*61
62	Char*20	LAND_SEA_Mask_Map	Char*61
63	Char*19	Ocean_Tide_Sol_1	Char*20
64	Char*19	Ocean_Tide_Sol_2	Char*20
65	Char*22	Tidal_loading_Sol_1	Char*20
66	Char*22	Tidal_loading_Sol_2	Char*20
67	Char*19	Solid_Earth_Tide	Char*61
68	Char*11	NEQ_Tide	Char*20
69	Char*12	Geoid_Map	Char*20
70	Char*10	MSS_Map	Char*20
71	Char*17	Bathymetry_Topography_Map	Char*28
72	Char*20	CCSD\$\$MARKERAUXFILES	"none"
73	char*20	FCST3IF0011400000001	"none"

PASSFILE : SCIENTIFIC DATA RECORD n

Field Number	Record Location	Mnemonic	Content	Type	Size	Units
--------------	-----------------	----------	---------	------	------	-------

TIME TAG

1	1	time_day	time stamp 1 (number of days from reference date)	I	4	Day
2	5	time_sec	time stamp 2 (seconds within the day)	I	4	s
3	9	time_microsec	time stamp 3 (microseconds)	I	4	μs

Location and Surface Type

4	13	latitude	Latitude	SI	4	μdeg
5	17	longitude	Longitude	I	4	μdeg
6	21	surface_type	surface type	I	1	/
7	22	alt_echo_type	altimeter echo type (0 = ocean-like , 1 = non ocean-like)	BF	1	/
8	23	rad_surf_type	radiometer surface type (0 = ocean , 1 = land)	BF	1	/

Orbit

16	33	altitude	1 Hz altitude of satellite	I	4	10 ⁻⁴ m
17	37	alt_hi_rate	Differences between altitudes corresponding to the elementary measurements to that of the averaged measurements	SI	4	10 ⁻⁴ m
18	117	orb_alt_rate	orbital altitude rate	SI	2	cm/s
19	119	orb_spare	spare (to be aligned)	I	1	/

<i>Altimeter Range</i>						
20	121	range_ku	1 Hz Ku band range	I	4	10 ⁻⁴ m
21	125	range_hi_rate_ku	Differences between elementary Ku range and averaged Ku band range	SI	4	10 ⁻⁴ m
22	205	range_c	1 Hz C band range	I	4	10 ⁻⁴ m
23	209	range_hi_rate_c	differences between elementary C range and averaged C band range	SI	4	10 ⁻⁴ m
24	289	range_rms_ku	RMS of the Ku band range	I	2	10 ⁻⁴ m
25	291	range_rms_c	RMS of the C band range	I	2	10 ⁻⁴ m
26	293	range_numval_ku	number of valid points for Ku band range	I	1	/
27	294	range_numval_c	number of valid points for C band range	I	1	/
28	295	range_spare	spare (to be aligned)	I	1	/
29	297	range_mapvalpts_ku	map of valid points used to compute Ku band range	BF	4	/
30	301	range_mapvalpts_c	map of valid points used to compute C band range	BF	4	/

<i>Altimeter Range corrections</i>						
31	305	net_instr_corr_ku net	instrumental correction on Ku band range	SI	4	10 ⁻⁴ m
32	309	net_instr_corr_c net instrumental	correction on C band range	SI	4	10 ⁻⁴ m
33	313	model_dry_tropo_corr	model dry tropospheric correction	SI	2	10 ⁻⁴ m
34	315	model_wet_tropo_corr	model wet tropospheric correction	SI	2	10 ⁻⁴ m
35	317	rad_wet_tropo_corr radiometer	wet tropospheric correction	SI	2	10 ⁻⁴ m
36	319	iono_corr_alt_ku altimeter	ionospheric correction on Ku band	SI	2	10 ⁻⁴ m
37	321	iono_corr_doris_ku Doris	iono correction on Ku band	SI	2	10 ⁻⁴ m
38	323	sea_state_bias_ku sea state	bias correction in Ku-band	SI	2	10 ⁻⁴ m
39	325	sea_state_bias_c sea	state bias correction in C-band	SI	2	10 ⁻⁴ m
40	327	sea_state_bias_comp composite	sea state bias correction	SI	2	10 ⁻⁴ m

<i>Significant Waveheight</i>						
41	329	swh_ku Ku	band significant waveheight	I	2	10 ⁻³ m
42	331	swh_c	C band significant waveheight	I	2	10 ⁻³ m
43	333	swh_rms_ku	RMS of the Ku band significant waveheight	I	2	10 ⁻³ m
44	335	swh_rms_c	RMS of the C band significant waveheight	I	2	10 ⁻³ m
45	337	swh_numval_ku	number of valid points used to compute Ku significant waveheight	I	1	/
46	338	swh_numval_c	number of valid points used to compute C significant waveheight	I	1	/

<i>Significant Waveheight corrections</i>						
47	339	net_instr_corr_swh_ku	net instrumental correction on Ku band significant waveheight	SI	2	10 ⁻³ m
48	341	net_instr_corr_swh_c	net instrumental correction on C band significant waveheight	SI	2	10 ⁻³ m

<i>Backscatter coefficient</i>						
49	343	sig0_ku	Ku band backscatter coefficient	I	2	10 ⁻² dB
50	345	sig0_c	C band backscatter coefficient	I	2	10 ⁻² dB
51	347	sig0_rms_ku	RMS of the Ku band backscatter coefficient	I	2	10 ⁻² dB
52	349	sig0_rms_c	RMS of the C band backscatter coefficient	I	2	10 ⁻² dB
53	351	sig0_numval_ku	number of valid points used to compute Ku	I	1	/

			backscatter coefficient			
54	352	sig0_numval_c	number of valid points used to compute C backscatter coefficient	I	1	/
55	353	agc_ku	Ku band AGC	I	2	10 ⁻² dB
56	355	agc_c	C band AGC	I	2	10 ⁻² dB
57	357	agc_rms_ku	RMS of the Ku band AGC	I	2	10 ⁻² dB
58	359	agc_rms_c	RMS of the C band AGC	I	2	10 ⁻² dB
59	361	agc_numval_ku	number of valid points used to compute Ku band AGC	I	1	/
60	362	agc_numval_c	number of valid points used to compute C band AGC	I	1	/

<i>Backscatter coefficient corrections</i>						
61	363	net_instr_sig0_corr_ku	net instrumental correction on Ku band backscatter coefficient	SI	2	10 ⁻² dB
62	365	net_instr_sig0_corr_c	net instrumental correction on C band backscatter coefficient	SI	2	10 ⁻² dB
63	367	atmos_sig0_corr_ku	Atmospheric attenuation correction on Ku band backscatter coefficient	SI	2	10 ⁻² dB
64	369	atmos_sig0_corr_c	Atmospheric attenuation correction on C band backscatter coefficient	SI	2	10 ⁻² dB

<i>Off nadir angle</i>						
65	371	off_nadir_angle_ku_wvf	Square of the off nadir angle computed from Ku waveforms	SI	2	10 ⁻⁴ deg ²
66	373	off_nadir_angle_ptf	Square of the off nadir angle computed from platform data	SI	2	10 ⁻⁴ deg ²

<i>Brightness Temperatures</i>						
67	375	tb_187 18,7	GHz brightness temperature	I	2	10 ⁻² K
68	377	tb_238 23,8	Ghz brightness temperature	I	2	10 ⁻² K
69	379	tb_340 34	GHz brightness temperature	I	2	10 ⁻² K

<i>Geophysical parameters</i>						
70	381	mss mean	sea surface height	SI	4	10 ⁻⁴ m
71	385	mss_tp_along_trk	TP along-track mean sea surface	SI	4	10 ⁻⁴ m
72	389	geoid	geoid height	SI	4	10 ⁻⁴ m
73	393	bathymetry	ocean depth/land elevation	SI	2	m
74	395	inv_bar_corr	inverted barometer height correction	SI	2	10 ⁻⁴ m
75	397	hf_fluctuations_corr	High frequency fluctuations of the sea surface topography	SI	2	10 ⁻⁴ m
76	399	geo_spare	spare (to be aligned)	BF	2	/
77	401	ocean_tide_sol1	geocentric ocean tide height (solution 1)	SI	4	10 ⁻⁴ m
78	405	ocean_tide_sol2	geocentric ocean tide height (solution 2)	SI	4	10 ⁻⁴ m
79	409	ocean_tide_eq_lp	equilibrium long-period ocean tide height	SI	2	10 ⁻⁴ m
80	411	ocean_tide_neq_lp	non-equilibrium long-period ocean tide height	SI	2	10 ⁻⁴ m
81	413	load_tide_sol1	loading tide height for geocentric ocean tide solution	SI	2	10 ⁻⁴ m
82	415	load_tide_sol2 loading	tide height for geocentric ocean tide solution	SI	2	10 ⁻⁴ m
83	417	solid_earth_tide	solid earth tide height	SI	2	10 ⁻⁴ m
84	419	pole_tide geocentric	pole tide height	SI	2	10 ⁻⁴ m

<i>Environmental parameters</i>						
85	421	wind_speed_model_u	U component of the model wind vector	SI	2	cm/s
86	423	wind_speed_model_v	V component of the model wind vector	SI	2	cm/s
87	425	wind_speed_alt	altimeter wind speed	I	2	cm/s

88	427	wind_speed_rad	radiometer wind speed	I	2	cm/s
89	429	rad_water_vapor	radiometer water vapour content	SI	2	g/cm ²
90	431	rad_liquid_water	radiometer liquid water	SI	2	kg/cm ²

<i>Flags</i>						
91	433	ecmwf_meteo_map_avail	ECMWF meteorological map availability	BF	1	/
92	434	tb_interp_flag	radiometer brightness temperatures interpolation flag	I	1	/
93	435	rain_flag rain flag (0 : OK	1 : rain)	BF	1	/
94	436	ice_flag	ice flag (0 : OK 1 : ice)	BF	1	/
95	437	interp_flag	interpolation flag	BF	1	/
96	438	flag_spare	spare (to be aligned)	BF	1	/

* SI : Signed integer ; I : Unsigned integer ; BF : Bitfield

Annexe E

Haddad, M., M. F. Belbachir, H. Abdellaoui, N. Omrane (2006) Evolution of the Altimetric Mean Sea Level of the Western Mediterranean from the Jason-1 Data: Comparison with Analysis of Tidal Gauge Measurements. Proceeding of 1st International Symposium of the International Gravity Field Service “Gravity Field of the Earth”. Istanbul, Turkey, 28 August - 1 September, 2006, In Harita Dergisi n°18 (Turkish mapping journal, ISSN: 1300-5790).

**1st International Symposium of the International Gravity Field
Service
“GRAVITY FIELD OF THE EARTH”**

**28 August – 1 September, 2006
Istanbul, TURKEY**

It was a great pleasure to welcome you to the First International Symposium of The International Gravity Field Service (IGFS), to be held August 28 - September 1, 2006 in Istanbul / Turkey.

This was the first symposium of the International Gravity Field Service (IGFS) of the International Association of Geodesy (IAG), and it continues the series of symposia of the former International Gravity and Geoid Commission.

IGFS is a new unified "umbrella" IAG service, which will coordinate collection, validation, archiving and dissemination of gravity field related data, exchange of software of relevance for gravity field activities, and courses, information materials and general public outreach relating to the earth's gravity field.

The overall goal of IGFS is to coordinate the servicing of the geodetic and geophysical community with gravity field-related data, software and information. The combined data of the IGFS entities data will include both satellite-derived global models, terrestrial, airborne, satellite and marine gravity observations, earth tide data, GPS leveling data, digital models of terrain and bathymetry, as well as ocean gravity field and geoid from satellite altimetry. Both the static and the temporal variations of the gravity field will be covered by the IGFS.

IGFS is not handling gravity field data distribution directly - IGFS will function as a unifying service for the following gravity-field related IAG services - "IGFS Centres":

BGI (International Gravity Bureau - collection, archiving and distribution of gravity data), IGeS (International Geoid Service - collection and distribution of geoid models, geoid schools, ICET (International Center for Earth Tides - collection and archiving of global earth tide data), ICGEM (International Centre for Global Earth Models - distribution of satellite and surface spherical harmonic models), IDEMS (International DEM Service - Global Digital Terrain Models).

The symposium mainly aimed to bring together geoscientists working in general areas of modeling the Earth's gravity field. Major scientific themes considered for the 1st International Symposium of the IGFS include;

- Gravity field modeling from combinations of local and satellite data
- Regional geoid projects
- Vertical datum and height systems
- New Earth Geopotential Models (EGM05)

- Satellite Gravity Missions
- Satellite Altimetry
- Airborne Gravity
- Global terrain models for physical geodesy
- Absolute Gravity and gravimetric networks
- Geodynamics and gravity change

We decided to publish the papers presented in the symposium, and selected a Turkish Journal that is dedicated to geodesy and photogrammetry.

A total of 78 papers have been submitted to appear in this symposium proceedings. All of the papers were peer reviewed by conveners and selected referees.

Such scientific assemblies are held every two years, but in separate locations. Hence this symposium of the IGFS offered opportunities to present and discuss earth's gravity field related research and applications.

First International Symposium of The International Gravity Field Service (IGFS) took place in Istanbul. Although thousands of years have passed, Istanbul still maintains its geographical importance. Today Istanbul is a huge metropolis connecting continents, cultures, religions, and being home to eleven million people and one of the greatest business and cultural center of the region.

The venue for the Scientific Assembly was The Cultural Center of Military Museum, Harbiye, Istanbul. The Cultural Center within the constitution of the Military Museum is fully equipped to serve as a venue for cultural, scientific and arts activities. All sort of activities such as scientific sessions, special meetings of work groups, exhibitions and so on were held within the Cultural Center's meeting rooms and exhibition halls during IGFS 2006.

We would like to thank Turkish National Union of Geodesy and Geophysics (TNUGG), International National Union of Geodesy and Geophysics (IUGG), International Association of Geodesy (IAG), Turkish National Research Council (TUBITAK) and International Gravity Field Service (IGFS) for their valuable efforts and contributions for this symposium.

We also would like to thank, in particular, Maj.Gen.Necdet Soyer (President of TNUGG), Michael Sideris (Vice-President of IAG), Rene Forsberg (President of IGFS), Local Organizing Committee (Ali Kılıçođlu, Ugur Őanlı, Orhan Fırat, Bihter Erol, Onur Yılmaz, Tefvik Őzlüdemir), Conveners (Carl-Heinz Ilk, Urs Marti, Ali Kılıçođlu, Jaako Makinen, Nikolaos K. Pavlis, Steve Kenyon, Nico Sneeuw, Mahmut O.Karslıođlu Wolfgang Bosch, Ugur Őanlı, Christopher Jekeli, Michael Kuhn, Olivier Francis, Herbert Wilmes, Martin Vermeer) and Mehmet Emin Ayhan (Chief Editor of Harita Dergisi (Journal of Mapping)).

Assoc.Prof.Dr.Ali KILIŐOđLU

Prof.Dr.Rene FORSBERG

Evolution of the Altimetric Mean Sea Level of the Western Mediterranean from the Jason-1 Data: Comparison with Analysis of Tidal Gauge Measurements

M. HADDAD, H. ABDELLAOUI, N. AMRANE

National Institute of Cartography and Remote Sensing 123, Rue de Tripoli, BP 430, Hussein-Dey 16040 - Algiers, Algeria.

Prof. M.F. BELBACHIR

University of Sciences and Technology of Oran, Signals and Systems Laboratory, Institute of Electronics. BP 1505, Oran El M'naouer, Algeria.

Abstract. The sea surface topography, which is directly linked to the shape of the geoid and to oceanic effects, is only measurable thanks to the spatial and temporal resolution of satellite altimetry. The contributions of satellite altimetry study of the Mediterranean have been considerable. The first maps of the marine geoid, with relative accuracy of one to two decimetres depending on the methods used, have contributed greatly to the understanding of geophysical phenomena.

Subsequently, thanks to reductions in orbital errors, improvements in gravitational models, and to the development of pseudo-geometrical orbit computations, the accuracy of determination of the absolute mean sea level has improved from several meters to a few centimetres.

The study presented here aims to determine seasonal variations in mean sea level in the Western Mediterranean basin by analysis of Jason-1 data corrected of different effects of perturbations like the geophysical phenomenon's, the ocean wave influence, the inverse barometer effect, and the orbit error.

The analysis of altimetric data Jason-1 allowed to observe a strong amplitude of variations of the average level in the Western Mediterranean basin, of the order of 20 cm, with a characteristic period of one year.

The comparison of the variation of the average height sea level at the harbour of Algiers obtained from analysis of altimetric data Jason-1 and from the harmonic analysis of tidal gauge measurements, showed almost identical results.

Keywords. Jason-1, tide gauge, sea level, seasonal variations, Western Mediterranean sea.

1. Introduction

It is at the beginning of the 70s that satellites began to collect data regularly on the physics, the

chemistry and the dynamics of the earth, oceans, atmosphere and biosphere. It was also the time of first altimetric measurements to determine the oceanic surface topography.

The United States were the first to have put in orbit an altimeter aboard satellites, on Skylab and Geos-c, then on Seasat in 1978 and Geosat in 1985. Since the 90s, new altimetric missions were launched, ERS-1 (1991-1996), Topex/Poseidon (since 1992), ERS-2 (since 1995), Jason-1 (since 2001) and Envisat (since 2003).

This paper presents the methodology of processing and analyzing of Jason-1 altimetric data to determinate the dynamic of the Western Mediterranean sea.

2 Jason-1 mission

JASON-1 is a follow-on mission to the highly successful TOPEX/POSEIDON (T/P) mission. The main goal of this mission is to measure the height of sea surface at least at the same performance level of T/P.

Launched on December 7, 2001, the Jason-1 satellite measures the precise height of the sea surface using the POSEIDON-2 altimeter operating at 13.575 GHz (Ku band) and 5.3 GHz (C band), a system of positioning Doris (Doppler Orbitography and Radiopositioning by Satellite) in complement to the GPS receiver and Laser reflector and a Microwave Radiometer which provide the total water vapor content in the troposphere along the altimeter beam.

The mean characteristics of Jason-1 are:

- Reference (Equatorial) altitude: 1 336 km
- Inclination: 66.04 deg
- Nodal period: 6,745.72 sec
- Repeat period: 9.9156 days
- weight: 500kg
- Cover 90% of oceans ;
- A global map of the ocean level every 10 day.



Fig. 1 The Jason-1 satellite.

3 Principle of computation of the level of the sea

The radar altimeter embarked aboard a satellite gives out a signal to very high frequency to the vertical of this one in direction of soil, and receives in return the echo reflected by the surface of the sea. The analysis of the echo permits to extract a very precise measure of time of round-trip journey between the satellite and the surface of the sea. This time is transformed then in distance by simple multiplication by the speed of light, speed to which propagates electromagnetic waves.

The height of the sea is therefore equal to the difference between the distance satellite-surface and the position of the satellite above the ellipsoidal reference.

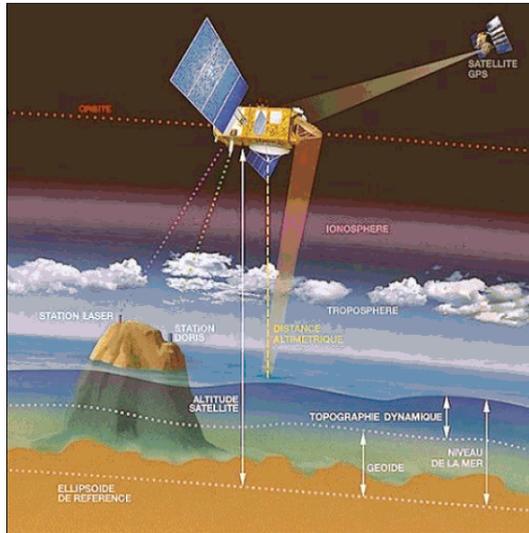


Fig. 2 Geometric principle of altimetry.

4 Sources of errors

Altimetric measurements have many sources of errors. For instance, they need to be corrected for environment perturbations like the geophysical

corrections (wet troposphere, dry troposphere and ionosphere), the ocean wave influence (sea state or electromagnetic bias). Also, the tide influence (ocean tide, earth tide and pole tide) and inverse barometer effect have to be accounted for.

4.1 Troposphere and ionosphere influence

The atmosphere slow down the velocity of radio pulses at a rate proportional to the total mass of the atmosphere (dry troposphere influence), the mass of water vapor in the atmosphere (wet troposphere influence), and the number of free electrons in the ionosphere (ionosphere influence).

▪ The dry meteorological tropospheric range correction is principally equal to the surface pressure multiplied by -2.277mm/mbar , with a small adjustment also necessary to reflect a small latitude dependence (Rummel, 1993):

$$Dry_Corr = 2.227 (1 + 0.0026 \cos(2\varphi)) P_s \quad (1)$$

where P_s is surface atmospheric pressure in mbar, φ is latitude, Dry_Corr is the dry troposphere correction in mm.

▪ The wet troposphere correction expression is (Rummel, 1993):

$$Wet_Corr = 2.227 \left(\frac{1255}{T_s} + 0.05 \right) E_s \quad (2)$$

where P_s is surface atmospheric pressure in Pascal, φ is latitude, E_s is the partial pressure of the water steam and T_s is the temperature in ° Kelvin.

▪ The ionosphere correction for an altimeter bi-frequency is given by (Rummel, 1993) :

$$Iono_Corr = \frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} \frac{40.2 E}{f_2^2} - \frac{f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \frac{40.2 E}{f_1^2} \quad (3)$$

where E represent the total content in electron (TEC) and f_1 and f_2 the frequencies.

4.2. Sea state bias

Due to the large footprint radar measurements, the sea surface scattering elements do not contribute equally to the radar return: troughs of waves tend to reflect altimeter pulses better than do crests. Thus the centroid of the mean reflecting surface is shifted away from mean sea level towards the troughs of the waves. The shift causes the altimeter to over-estimate the height of the satellite above the sea surface. The Sea State Bias (SSB) is the difference between the apparent sea level as measured by an altimeter and the true mean sea level.

The nature of the sea state bias has been investigated using airborne radars and lasers capable of determining for various sea states the strength of the vertically reflected signal as a function of the displacement of the reflecting area

from mean sea level. It is given as a function of wind speed and the skewness and kurtosis of the probability distribution of sea surface elevation due to the waves on the sea surface.

4.3. Ocean tide

It represents the response of the ocean to motion of the moon, the sun and the other planets. It translates itself by a transport of water masses.

This correction is calculated from global models of tide : an empirical model GOT99.2 of the Goddard Space Flight Center or the FES 95.2 finite-element hydrodynamic model of the university of Grenoble.

4.4 Solid Earth Tide

The solid Earth responds to external gravitational forces similarly to the oceans. The Earth responds fast enough for it to be considered to be in equilibrium with the tide generating forces.

Then, the surface is parallel with the equipotential surface, and the tide height is proportional to the potential. The proportionality is the so-called Love number. It should be noted that, although the Love number is largely frequency independent, an exception occurs near a frequency corresponding to the K1 tide constituents due to a resonance in the liquid core (Wahr 1985). Such a tide is computed as described by Cartwright and Tayler (1971) and Cartwright and Edden (1973).

4.5 Pole tide

The Earth's rotational axis oscillates around its nominal direction with apparent periods of 12 and 14 months. This result in an additional centrifugal force which displaces the surface. The effect is thus indistinguishable from tides, and it is called the pole tide. The period is long enough to be considered in equilibrium for both the ocean and the solid Earth. The complete pole tide (in mm) expression is (Wahr, 1985):

$$H_{Pole} = -69.435 \sin(2Lat_{Tra}) \times \left(\begin{aligned} & \left((x_{Pole} - x_{Pole-avg}) \cos Lon_{Tra} \right) \\ & + \left((y_{Pole} - y_{Pole-avg}) \sin Lon_{Tra} \right) \end{aligned} \right) \quad (4)$$

where: Lon_{Tra} , Lat_{Tra} are longitude and latitude of measurement point, x_{pole} , y_{pole} is axis in the direction of the IERS reference meridian and axis in the direction 90° west longitude, $x_{pole-avg} = 0.042$ arc sec and $y_{pole-avg} = 0.293$ arc sec.

4.6 Inverse barometer effect

As atmospheric pressure increases and decreases, the sea surface tends to respond hydrostatically. The

ocean rises and falls, that is, a one mbar increase in atmospheric pressure depresses the sea surface by about 1 cm.

The instantaneous correction is computed using as input the surface atmospheric pressure (P_{atm} , in mbar) which is available indirectly via the dry tropospheric correction obtained from meteorology (Dry_Corr , in mm):

$$P_{atm} = \frac{Dry_Corr}{\left[(-2.277) \left(1 + \left(0.0026 \cos(2Lat_{Tra} 1.10^2 \pi / 180.0) \right) \right) \right]} \quad (5)$$

The inverse barometer correction (Inv_Bar , in mm) is then:

$$Inv_Bar = -9.948(P_{atm} - 1013.3) \quad (6)$$

4.7 Orbital errors

The effect of the orbital errors is directly visible to the height in intersections between ascending and descending altimetric tracks (crossover point).

The correction of this effect is based on the principle of polynomial interpolation of residues on height at the crossover points.

5 Processing and analysis

The assessment of seasonal variations in mean sea level from the Jason-1 data made on a zone covering the Western Mediterranean sea: zone understood between $35.5^\circ \leq \varphi \leq 44.5^\circ$ and $0^\circ \leq \lambda \leq 10^\circ$.

5.1 Jason-1 data used

The used Jason-1 data are supplied by AVISO (Archivage, Validation et Interprétation des données des Satellites Océanographiques) under GDR Products DVD, containing the cycles from 079 to 132 which correspond to dates from February 27, 2004 to august 16, 2005.

The pass numbers used for this application are illustrated in the following figure:

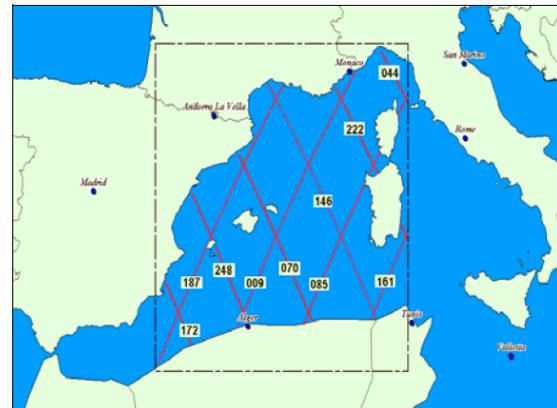


Fig.3 Jason-1 pass over Western Mediterranean sea.

GDR (Geophysical Data Records) files contain ten-day repeat cycles data. It contains all relevant data and corrections needed to calculate the sea surface height: location, altimeter range, troposphere and ionosphere corrections, Solid Earth, ocean and polar tide corrections, inverse barometer correction ...

5.2 Model of computing sea height

The formulation of the model of computing sea surface height (*SSH*) is given as follows:

$$SSH = H_{p_Sat} - (H_Alt + \Sigma) \quad (7)$$

where H_{p_Sat} is the DORIS altitude of satellite center of mass above the GRS 80 reference ellipsoid, H_Alt is the altimeter range in Ku band and Σ is the sum of corrections to be added to the altimeter range:

$$\begin{aligned} \Sigma = & Dry_Corr + Wet_Corr + Iono_Corr_ku \\ & + INV_Bar + H_Eot_FES + H_Set \\ & + H_Pol \end{aligned} \quad (8)$$

where: Dry_Corr is the dry meteorological tropospheric correction, Wet_Corr is the wet meteorological tropospheric correction, $Iono_Corr_ku$ is the altimeter ionospheric correction on ku band, SSB_Corr_k1 sea state bias correction in Ku-band, INV_Bar is the inverted barometer height correction, H_Eot_FES is the geocentric ocean tide height computed from FES 95.2 model, H_Set is the solid earth tide height and H_Pol is the pole tide height.

5.3 Processing and results

For this application, each of Jason-1 cycle is treated independently of the others to obtain a sea surface height.

Afterward and in case crossover points exist with a significant difference of sea surface height between an ascending and descending altimetric arcs, an adjustment of the height of the sea along altimetric arcs is done.

Next, the sea surface height is compared punctually to the EGM 96 global geoid model that is closely associated with the location of the mean sea surface.

The average differences obtained by cycle between sea heights stemming from Jason-1's instantaneous profiles and the EGM 96 geoid surface is represented in the following figure:

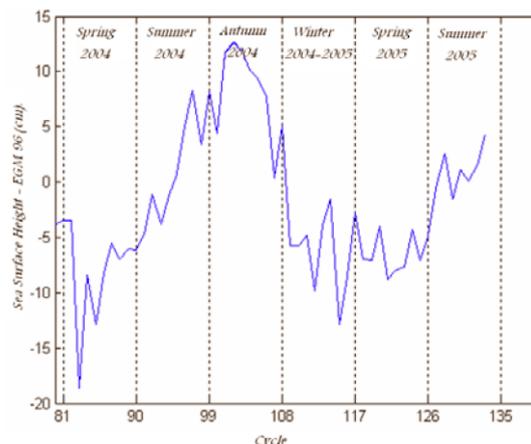


Fig.4 Average differences between the altimetric sea heights and the EGM 96 geoid surface.

The temporal variations in the Western Mediterranean basin between the instantaneous height of the sea and the EGM96's geoid have amplitude about 20 cm, with a maximum and a minimum respectively in autumn and in winter: this phenomenon is due mostly to the thermic expansion/contraction of the water under the influence of temperature variations.

The combination of Jason-1 cycles from 079 to 132 has allowed also determining an altimetric mean level surface over the Western Mediterranean sea. The comparison of this surface with the EGM 96 geoid stands out differences understood between -50 cm and 50 cm with a average from 2 cm :

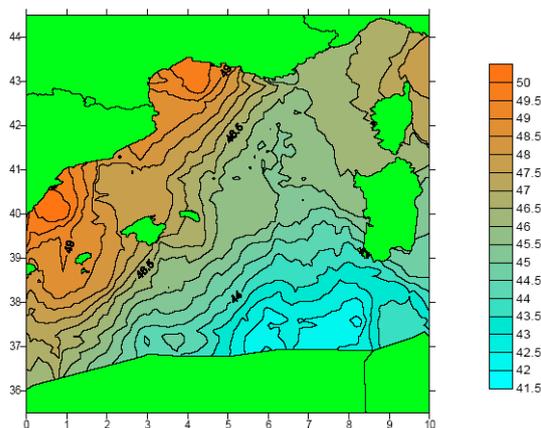


Fig.5 Altimetric mean level over the Western Mediterranean sea (in meter).

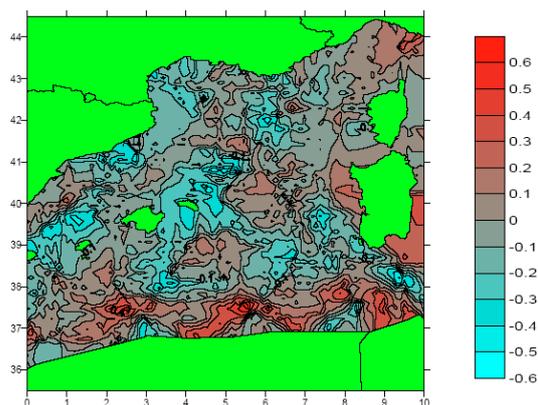


Fig.6 Differences in meters between the altimetric mean level solution and the EGM 96 geoid (in meter).

6 Comparison

The average Jason-1 altimetric height by cycle interpolated at the Algiers harbour is compared to the mean sea level obtained by the harmonic analysis of tidal gauge measures, obtained from analogical and automatic tide gauge installed at the same site of Algiers harbour. The periods of tidal gauge measurements analyzed are obviously equivalents to altimetric cycles.

This comparison illustrated in the following figure shows a very good resemblance among the three results of variation of the mean sea level at the Algiers harbour:

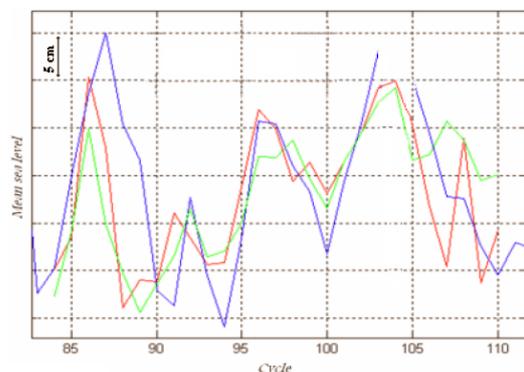


Fig.7 Comparison between the mean altimetric level Jason-1 (in blue) and the mean level obtained by harmonic analysis of the tidal data of the analogical tide gauge (in red) and the automatic tide gauge (in green).

7 Conclusion

The analysis of altimetric data Jason-1 allowed to observe strong amplitude of variations of the average level in the Western Mediterranean basin, of the order of 20 cm, with a characteristic period of one year.

The comparison of the variation of the average height sea level at the harbour of Algiers obtained

from analysis of altimetric data Jason-1 and from the harmonic analysis of tidal gauge measurements, shows a good resemblance of obtained results.

In terms of perspectives, the combination, on a bigger scale of time, of the data of Jason-1 with the data of the other missions of spatial altimetry such as Topex, Envisat, will allow certainly to observe with a good precision the main characteristics of the circulation in the Western Mediterranean basin and notably the seasonal swings.

References

- Aviso user handbook (1996): Merged Topex/Poseidon products (GDR-Ms). AVI-NT-02-101-CN, edition 3.3-1996.
- Aviso and Podaac - User Handbook IGDR and GDR : Jason Products. SMM-MU-M5-OP-13184-CN (AVISO), edition 2.0
- Gaspard, P., F. Ogor, Le Traon, O. Z. Zanif (1994). Estimating the sea state bias of the TOPEX/POSEIDON altimeters from crossover difference. Topex/Poseidon special issue.
- M. Haddad (2004). Détermination du géoïde en Algérie du Nord par intégration des données gravimétriques et altimétriques. Mémoire de Magister en Techniques Spatiales et Applications – CNTS (en préparation juin 2004).
- M. Haddad, S. Kahlouche, A. Rami (2004). Détermination du Géoïde Altimétrique à Partir des Données Topex/Poseidon (Cycles 365 et 366) sur le Bassin Méditerranéen - Journées d'Études sur les Technologies Navales, 14-15 Juin 2004.
- S. Kahlouche, M.I. Kariche, Benahmed S.A. Daho (1998). Comparison between altimetric and gravimetric geoid in the south - west Mediterranean basin – in 'Geodesy on the move' - International Association of Geodesy Symposia Vol 119 [pp 281-287] – ISBN 3-540-64605- Springer Verlag Editor, 1998.
- Lettre du CNES N°139 (1992). Lancement de TOPEX/POSEIDON.
- R. Rummel (1993). . Satellite altimetry in geodesy and oceanography. Lecture Notes in Earth Sciences, 50, Springer-Verlag, [pp 453-466].
- H. Stewart Robert (1985). Methods of satellite oceanography University of California Press. ISBN 0-520-04226-3.

Annexe F

Haddad, M., H. Abdellaoui, N. Omrane (2006) Determination of the Mean Sea Level at Algiers Harbour From Tidal Data Analysis, Proceeding of 1st International Symposium of the International Gravity Field Service "Gravity Field of the Earth".
Istanbul, Turkey, 28 August - 1 September, 2006,
In Harita Dergisi n°18 (Turkish mapping journal, ISSN: 1300-5790).

Determination of the Mean Sea Level at Algiers Harbour From the Tidal Data Analysis

M. HADDAD, H. ABDELLAOUI, N. AMRANE

National Institute of Cartography and Remote Sensing 123, Rue de Tripoli, BP 430, Hussein-Dey 16040 - Algiers, Algeria.

Abstract. The present study aims to define a national sea level reference in Algeria and can be naturally integrated in other oceanographic projects for determining the mean level of the sea. Whatever the principle of measure is, a tide gauge is able to furnish every time a local information on the height of the sea referred to the chosen reference.

The main points of this study target the calibration of the data of the electronic tidal gauge with an automatic data acquisition system installed in Algiers harbour; the comparison of these data with the data acquired from the analogical tidal gauge installed on the same site, and the determination of the mean sea level using the harmonic analysis.

The exploitation of data recorded with the electronic tide gauge of Algiers during a period of practically two years through the harmonic analysis method has allowed the determination of the mean sea level and the harmonic components which can be also used for the prediction of tides. The mean level so determined differs of some centimeters of the actual value currently used which was determined in a "arbitrary" way.

Keywords. Electronic tide gauge, analogical tide gauge, calibration, mean sea level, harmonic analysis.

1 Introduction

During two decades before today, the measures of the height of seas using tide gauges have given acceptable results along the coastal lines. These acceptable data are used on the one hand to predict a tide from harmonic components obtained from the analysis of this data, and on the other hand, to validate the global models of tide and the measures provided by altimetric altimetric satellites.

Being aware of the interest to establish for the Algerian coast line with tide gauge sites and in line with framework of its activities, the National Institute of Cartography and Remote Sensing has planned a project to install new tide gauges for automatic acquisition along the Algerian coast line in order to determine a new national altimetric referential replacing of the existing reference

defined from the tidal meter of La Goulette (Tunisia).

In this paper, we essentially analyze harmonic data issued from the electronic tide gauges of Algiers to determine the mean sea level which will serve as the reference point for the levelling network of Algeria.

2 Description of the electronic tide gauge of Algiers

The tide gauge for automatic data acquisition installed near the analogical tide gauge is a prototype conceived by Dr. Michel van Ruymbeke of the Royal Observatory of Belgium (ORB). This prototype records every minute the height of the sea as frequencies generated by a capacitive sensor. We mention here that the different components of this measuring prototype are a capacitive sensor based on an aneroid capsule, an electronic record module (nDAS), an electric energy source and a floater.



Fig. 1 Tidal gauge site of Algiers sheltering the two tide gauges electronic (in the left) and analogical (in the right).

3 Tidal gauge data

At Algiers harbour, the electronic tide gauge with automatic data acquisition, installed in may 2003, has started producing data only after its

reinstallation (fixation of the water stabilizer tube) in may 2004, one year there.

This electronic tide gauge is coupled with an analogical one in order to compare the observations produced from both sources.

The data of the electronic tide gauge used in this study, are those collected during the period from March 29, 2004 to February 27, 2006 with a sampling rate of one minute.

A low pass filter was applied to the electronic tidal data with a cadence of 60 readings (equivalent to one hour observation) using the software μ DAS Grapher (ORB).



Fig. 2 Raw Recordings of the electronic tide gauge of Algiers, Period: March 29, 2004 to February 27, 2006.

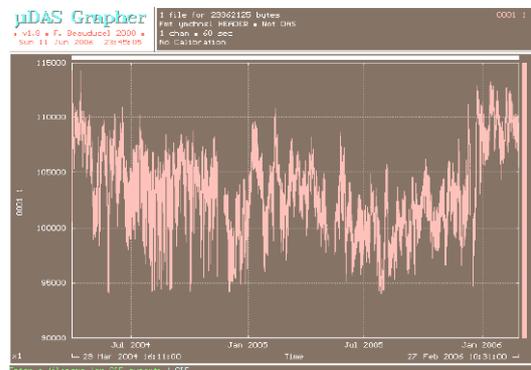


Fig. 3 Filtering of the data of the electronic tide gauge.

4 Calibration of the data electronic tide gauge

The calibration of these data expressed in frequencies (Hz) is performed by using an conversion of them with the measures of sea level taken with a luminous probe.

The expression of the model of adjustment used for the calculation of calibration parameters is given as a linear as below: $h = a_0 + a_1 f$ (1)

where a_0 and a_1 are calibration parameters, f the recorded frequency and h the height of sea observed

referring to the reference of the hydrographic zero, deduced from readings obtained by luminous probe.

The sea level referencing to the hydrographic zero (fig.4) is obtained by one of the following equations:

$$N_1 + N_3 - height_{top\ of\ the\ tube - sea\ surface} \quad (2)$$

$$N_2 + N_3 - height_{plateforme - sea\ surface} \quad (3)$$

where N_1 is the height of the top of the water stabilizer tube referring to the Algerian General Level, N_2 is the height of the plate-forme referring to the Algerian General Level, N_3 is the altitude of the zero point of the AGL referring to the altitude of the hydrographic zero which is fixed to 34 cm, and the $height_{top\ of\ the\ tube - sea\ surface}$, $height_{plateforme - sea\ surface}$ are the readings obtained by luminous probe.

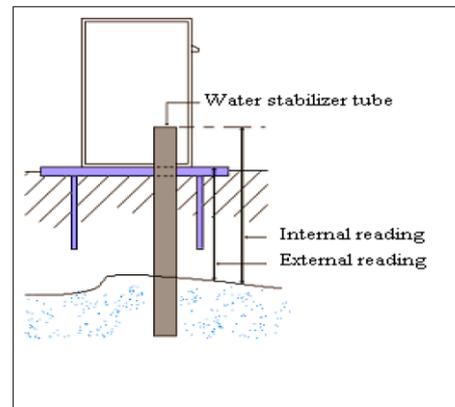


Fig. 4 Principle of calibration of the electronic tidal gauge data.

The parameters of calibration obtained starting from the readings of the luminous probe carried out along the period of study are given in the following table:

Table 1. Coefficients of calibration of the electronic tide gauge data.

Period	a_0 (cm)	a_1 (cm/htz)
29/03/2004 - 30/04/2004	542.6539	-4.6710E-003
01/05/2004 - 31/05/2004	470.0125	-4.1156E-003
01/06/2004 - 30/06/2004	323.8414	-2.7686E-003
01/07/2004 - 31/07/2004	84.6443	-4.6396E-004
01/08/2004 - 31/08/2004	-62.4622	1.0638E-003
01/09/2004 - 30/09/2004	200.3222	-1.4984E-003
01/10/2004 - 31/10/2004	296.4102	-2.3435E-003

01/11/2004 -	282.6469	-2.2756E-003
30/11/2004		
01/12/2004 -	376.7900	-3.4206E-003
31/12/2004		
01/01/2005 -	422.0351	-3.7832E-003
15/02/2005		
16/02/2005 -	516.8724	-4.6835E-003
31/03/2005		
01/04/2005 -	369.0224	-3.1856E-003
30/04/2005		
01/05/2005 -	220.5119	-1.8363E-003
31/05/2005		
01/06/2005 -	490.9090	-4.5454E-003
30/06/2005		
01/07/2005 -	414.6583	-3.7820E-003
31/07/2005		
01/08/2005 -	393.3166	-3.5569E-003
30/09/2005		
01/10/2005 -	462.7781	-4.2586E-003
31/10/2005		
01/11/2005 -	445.8516	-4.0489E-003
30/11/2005		
01/12/2005 -	168.9065	-1.1992E-003
31/12/2005		
01/01/2006 -	395.0683	-3.2412E-003
31/01/2006		
01/02/2006 -	599.4587	-5.0950E-003
28/02/2006		

5 Verification with the data of the analogical tide gauge

An external comparison of the data of the electronic tide gauge measurements filtered and calibrated was carried out by comparing them with the data from the analogical tide gauge measurements over the period of March 29 2004 to February 21 2005:

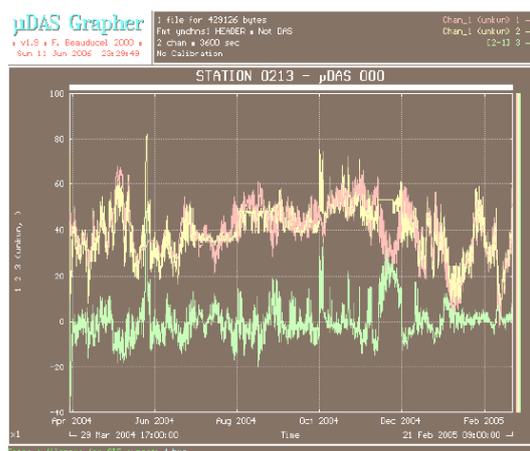


Fig. 5 Difference (in green) between the filtered and calibrated data of the electronic tide gauge (in yellow) and those stemming from the analogical tide gauge (in red). Period from March 29, 2004 till February 21, 2005.

The statistical results of this comparison are enumerated in the following table:

Table 2. Comparison between data stemming from the electronic tide gauge and from the analogical tide gauge.

Tide gauge	Min. value (cm)	Max. value (cm)	Average (cm)	Standard deviation (cm)
Electronic	4	82	38.76	11.17
Analogical	-3	68	39.40	11.36
Difference	-37	49	0.0011	8.27

This comparison shows a very big resemblance between data stemming from the two tide gauges, electronic and analogical, except in the case of the periods when the readings of the luminous probe are non-existent.

6 Tidal harmonic analysis

The tide can be considered as the superimposing of a series of periodic functions and an unpredictable function (*SD*). Usual notation is the following one

$$h(t) = Z_0 + \sum_i A_i \cos(V_i - G_i) + SD \quad (4)$$

In this expression, Z_0 is the mean level, A_i the amplitude, V_i the argument of the cosine in the harmonious development of the generative potential of the tide, and G_i the "situation" of the constituent i .

Z_0 , A_i and G_i are the harmonious constants in a given place.

The situation of a harmonic component of the tide represents its delay expressed in angle, regarding to the corresponding constituent of the potential (to obtain its delay expressed at time, it is enough to divide it by the angular speed dV_i/dt).

Only V_i depends on time. Its expression is generally done by the following astronomical elements in which T is time expressed in Julian centuries of 36525 days of average time, since January 1-st, 2000 at midday local civil time. t is hour, expressed also at civil time:

Table 6. Astronomic elements

Parameter according to time	Period
Average lunar time:	24.8412 hours
$t = 15t + h - s$	
Average longitude of the Moon:	27.3216 days
$s = 218.3165 +$	
$481267.880 - 4 T - 0.0016 T^2$	

Average longitude of the sun:	365.2422
$h = 280.4661 + 36000.7698 T$	days
$+ 0.0003 T^2$	
Average longitude of the lunar perigee:	8.8475 years
$p = 83.3535 + 4069.0215 T - 0.103 T^2$	
Average longitude of the ascending knot:	18.6134 years
$N = 234.555 + 1934.1363 T + 0.0021 T^2$	
Average longitude of the sun perigee:	209.4 centuries
$P = 282.9384 + 1.7195 T + 0.0005 T^2$	

7 Determination of the mean level

The preliminary determination of the mean level of the sea at Algiers harbour by the harmonic analysis is done using the T_TIDE version 1.2b package under Matlab [R. Pawlowicz, R. Beardsley, S Lentz].

Table 4. Obtained mean level and difference regarding to the current reference of Algerian General Level.

Tide gauge	Period	Mean level (cm)	Diff. / current reference (cm)
Analogical	29/03/2004	39.8	5.8
	21/02/2005		
Electronic	29/03/2004	39.1	5.1
	21/02/2005	38.1	4.1
	27/02/2006		

This table shows once more that the results of the mean level obtained from the data of the electronic and analogical tide gauges during the same period of March 29 2004 to February 21 2005 are close near (39.1 cm and 39.8 cm), what confirms the good preprocessing of electronic tide gauge measurements.

The mean level obtained from the data of the electronic tide gauge data of the period from March 29, 2004 to February 27, 2006, indicated stood out a gap of 4.1 cm to the current reference. The harmonious constants obtained from the series of the electronic tide gauge over of the period from March 29, 2004 to February 27, 2006, were also used for the prediction of the tide for the same period. The gaps between the registered and predicted tides vary in an interval of ± 20 cm:

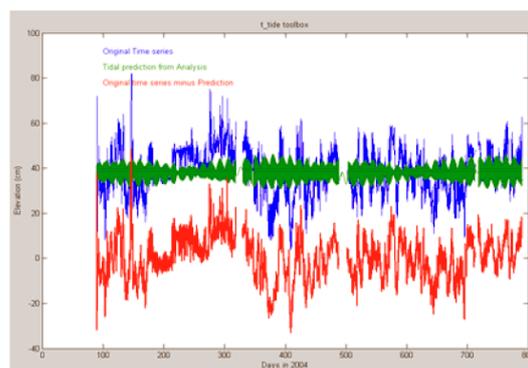


Fig. 5 Difference (in red) between the observed tide data (in blue) and the predicted tide data (in green).

8 Conclusion

The objective of this study was to determine of the mean sea level at Algiers harbour using the electronic tide gauge measurements. The calibration of these tidal data, which is an operation of great importance, revealed the need of densification of measurements of the sea level by the use of the luminous probe or the ladder of tides. The checking of the quality of these measurements will have to be made carefully.

The preliminary mean level of the sea determined starting from the series of the March mars 29, 2004 to the February 27, 2006 period of the electronic tide gauge emphasized a shift of 4.1 cm compared to the mean sea level reference currently used.

The integration of a longer duration the tide gauge data will certainly enable us to have increasingly precise results.

Acknowledgments

We are grateful to the Hydrographic Service for the Naval Forces, to have placed at our disposal the data of the analogical tide gauge of Algiers.

References.

- G. Woppelmann, Rattachement géodésique des marégraphes dans un système de référence mondial par techniques de géodésie spatiale - Thèse de doctorat de l'Observatoire de Paris.
- Michel Van Ruymbeke, et al., Enregistrement par un marégraphe prototype, des variations de niveau de la mer à Alger durant le séisme du 21 mai 2003- Bulletin des Sciences Géographiques n°12, Octobre 2003. ISSN-1112-3745.
- M.G.G. Foreman, Manual for tidal heights- Analysis and prediction. Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay Sidney, B.C.
- F. Beauducel, μ DAS Grapher Help File, 2000.

Résumé : La topographie de la surface de la mer est accessible grâce à la résolution spatiale et temporelle de l'altimétrie satellitaire. Le principe est le suivant : le radar altimètre du satellite émet un signal qui se réfléchit sur la surface océanique, le temps de trajet et la forme de l'écho retour traduisent les caractéristiques géophysiques de la zone considérée. Partant de ce principe, nous avons cherché à caractériser le comportement du niveau moyen de la mer Méditerranée.

Cette étude a consisté à exploiter l'ensemble des données de d'anomalies de hauteur de la mer combinées et homogénéisées, issues des mesures recueillies par les différents altimètres sur la période de janvier 1993 à décembre 2009. L'analyse par la méthode de l'Analyse Spectrale Singulière (SSA) de ces données, nous a permis de caractériser l'évolution du niveau moyen de la Méditerranée. La SSA montre que la fréquence du signal annuel est particulièrement forte en mer Méditerranée. La contribution du signal annuel présente 72.38% du signal d'origine, alors que son amplitude est d'environ 14.5 cm. L'analyse globale montre que le niveau moyen de la Méditerranée augmente depuis 1993 de 1.72 mm/an.

Nous avons ensuite construit un jeu de données d'anomalies de hauteur de la mer à partir des données GDR Topex/Poseidon et Jason-1. Elles ont été corrigées afin de discriminer du signal altimétrique les composantes hautes fréquences dues à la marée et à la réponse de la mer aux forçages atmosphériques. L'analyse de ces anomalies corrigées a permis de mettre en relief la signature saisonnière de la surface de la Méditerranée. L'amplitude des variations est de l'ordre de 20 cm avec un maximum en octobre/novembre et un minimum en mars.

Mots clés : altimétrie spatiale, analyse harmonique, analyse singulière spectrale, anomalies de hauteur de la mer, marégraphie, Méditerranée, niveau moyen, Topex/Poseidon et Jason-1, variabilité de surface.

ملخص: يمكن معرفة تضاريس سطح البحار بفضل التحليل المكاني و الزماني لقياس الارتفاعات بواسطة السواتل. المبدأ هو: يبعث رادار قيس الارتفاع للقمر الصناعي إشارة التي تنعكس على سطح المحيط، مدة المسيرة وشكل صدى العودة يترجمان الخصائص الجيوفيزيائية للمنطقة . استنادا بهذا المبدأ، بحثنا وصف سلوك مستوى البحر الأبيض المتوسط.

تمثلت هذه الدراسة في استخدام مجموعة بيانات شذوذ مستوى سطح البحر المركبة و المتجانسة، الناتجة من القياسات التي جمعتها أجهزة قياس الارتفاع المختلفة خلال الفترة من يناير 1993 إلى ديسمبر 2009. سمحت معالجة هذه البيانات بواسطة تقنية التحليل الطيفي الفريد (Analyse Spectrale Singulière) بوصف تطور المستوى المتوسط للبحر الأبيض المتوسط . بينت هذه التقنية أن إسهام الإشارة السنوية قوي بالأخص في البحر الأبيض المتوسط . مساهمة الإشارة السنوية تمثل 72.38% من الإشارة الأصلية، في حين قدر مداها بـ 14.5 سم. أظهر التحليل الشامل أن معدل ارتفاع متوسط مستوى البحر الأبيض المتوسط يوازي 1.72 ملم/سنة منذ عام 1993.

هذا و قد أعدنا لاحقا مجموعة بيانات شذوذ مستوى سطح البحر من المعطيات الجيوفيزيائية للسواتل توبكس/بوسيدون و جيسون-1. تم تصحيح هذه المعطيات بغية عزل المكونات ذات التردد العال من إشارة الارتفاع، الناتجة من المد والجزر واستجابة البحر إلى الظروف الجوية

سمح تحليل هذه التشوهات بتسليط الضوء على الشارة الموسمية لسطح البحر الأبيض المتوسط . يقدر مدى التغيرات بحوالي 20 سم مع حد أقصى في أكتوبر/نوفمبر و حد أدنى مارس

الكلمات الرئيسية : قياس الارتفاعات بواسطة السواتل، التحليل التوافقي، التحليل الطيفي الفريد، شذوذ مستوى سطح البحر، مقياس المد والجزر، البحر الأبيض المتوسط، المستوى المتوسط، توبكس/بوسيدون و جيسون-1، تغيرات السطح.