



République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la recherche Scientifique
Université Abou Bekr Belkaid - Tlemcen
Faculté de Technologie
Département de Génie Electrique et Electronique



Thèse de Doctorat
Spécialité : Electronique

Présentée par

RAMI Ali

Thème:

**Traitement du signal d'altimétrie spatiale
pour la détermination des paramètres affectant la mesure
altimétrique : Analyse des données du satellite Jason-1
en Méditerranée occidentale**

Soutenue devant le jury :

Président du Jury : F.T. BENDIMERAD, Professeur, Université ABB- Tlemcen

Directeur de Thèse : S. KAHLOUCHE, Directeur de Recherche, CTS - Arzew

Examineurs : F. BREKSI REGIG, Professeur, Université ABB- Tlemcen

S.M. MERIAH, Professeur, Université ABB- Tlemcen

M.F. BELBACHIR, Professeur, Université M^{ed} Boudiaf (USTO)- Oran

M. SI MOHAMMED AREZKI, Directeur de Recherche, CTS - Arzew

Remerciements

Je voudrais tout d'abord exprimer ma profonde gratitude au directeur de ma thèse Dr. KAHLOUCHE Salem, Directeur de recherche - directeur de la Division de Géodésie Spatiale au Centre des Techniques Spatiales d'Arzew, pour m'avoir guidé dans ce travail de recherche avec une disponibilité et un souci de formation constants. Son souci de détail dans l'analyse des résultats m'a permis d'acquérir une formation d'esprit nécessaire à ce travail. De plus, c'est grâce à sa grande compétence en géodésie spatiale que j'ai pu situer mon travail dans son contexte général et en appréhender ainsi mieux les enjeux. Je voudrais aussi le remercier de son soutien logistique par les moyens informatiques qu'il a su mettre à ma disposition.

Je voudrais aussi remercier le recteur de l'université Abou Bakr Belkaid de Tlemcen et la faculté de Technologie pour avoir accepté mon inscription au sein de leur département de génie électrique et électronique.

Je tiens aussi à remercier Mr BENDIMERAD Fethi Tarik, Professeur à l'université de Tlemcen, avoir accepté de présider mon jury, mes remerciements vont aussi à Mr BREKSI REGIG Fethi, à Mr MERLAH Sidi Mohammed, Professeurs à l'université de Tlemcen, à Mr BELBACHIR Mohammed Faouzi, Professeur à l'université d'Oran (USTO) et à Mr SI MOHAMMED AREZKI Mohammed, Directeur de recherche au CTS d'avoir accepté d'être membres de jury de cette thèse.

Je remercie tous mes collègues du CTS, en particulier les membres de la division de géodésie spatiale, et les membres de l'équipe « détermination du champ de pesanteur » pour toute l'aide qu'ils m'ont apportée. Merci pour leurs remarques et encouragements et l'ambiance de travail qu'ils ont su créer

Je tiens aussi à remercier ma femme pour son soutien et ses encouragements. Merci à mes parents, sans qui je n'en serais pas la aujourd'hui. Merci pour votre curiosité sur mon travail, votre confiance et votre amour.

Dédicaces

Je dédie ce mémoire à :

Mon cher père,

Ma chère mère,

Ma chère épouse, mes adorables filles Riheb et Abir,

Mes sœurs et frères,

Mes nièces et neveux

Ma belle famille et à tous ceux qui me sont chers.

« L'homme doit s'élever au-dessus de la Terre jusqu'à la frange extérieure de l'atmosphère et même au-delà, car c'est ainsi qu'il comprendra le monde où il vit » [Socrate].

Archivage, Validation et Interprétation des données des Satellites Océanographiques (Aviso). Distribue les données des missions spatiales d'altimétrie (Topex/Poseidon, Jason-1, ERS-1 et ERS 2, Envisat...) ainsi que les produits Doris d'orbitographie et de localisation précises.

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 rayon 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..).

Géodésie. Science de la mesure de la Terre, de sa forme et de son champ de gravité.

Inverted Barometer (Baromètre inverse). 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.

Marée. Variation du niveau de la mer due à l'attraction gravitationnelle du Soleil et de la Lune sur les eaux. Cette variation peut dépasser les 7 m dans certains ports. On parle également de "marées terrestres" pour désigner les variations provoquées sur la terre solide par ces forces gravitationnelles.

Mean Sea Level . Moyenne de la hauteur des mers sur tous les océans. L'augmentation de ce niveau peut être l'indice d'un réchauffement de la planète.

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

Niveau moyen. Moyenne de la hauteur des mers sur tous les océans. L'augmentation de ce niveau peut être l'indice d'un réchauffement de la planète.

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.

Sea Level Anomalies (Anomalies de hauteur de la mer). 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).

Sea Surface Height (Hauteur de la mer). 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.

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.

Sigma 0 (sigma zéro). Coefficient de rétrodiffusion (de l'onde radar à la surface de la mer).

Sea Surface Height. Hauteur de mer par rapport à une référence. En altimétrie, en général, SSH est utilisé pour la hauteur de mer par rapport à l'ellipsoïde de référence.

Significant Wave Height. Hauteur significative de vague. Cette hauteur est obtenue par analyse de la forme et de l'intensité de l'onde radar de l'altimètre après réflexion sur la surface de la mer (écho en retour). Plus le signal retour est étendu dans le temps, plus les vagues sont hautes, et, au contraire, plus il est limité dans le temps, plus la mer est plate.

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.

Acronymes

(A)ATSR. (Advanced) Along Track Scanning Radiometer.

(A)SAR. (Advanced) Synthetic Aperture Radar .

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

CLS. Collecte et Localisation par Satellite.

CNES. Centre National des Etudes Spatiales – France.

DORIS. Doppler Orbitography Radiopositionning Integrated by Satellite.

ECMWF. Center for Medium Range Weather Forecasting.

ESA. Agence Spatiale Européenne

FES. Finite Elements Solution.

JMR. Jason-1 Microwave Radiometer.

GDR. Geophysical Data Records.

GPS. Global Positioning System.

LRA. Laser Retroreflector Array.

NASA. National Aeronautics and Space Administration – USA.

NOAA. Administration Océanique et Atmosphérique Nationale – USA.

NRA. NASA Radar Altimeter.

MERIS. MEedium Resolution Imaging Spectrometer.

MSL. Mean Sea Level

MWR. Microwave Radiometer.

SSA. Singular Spectrum Analysis.

SLA. Sea Level Anomalies.

SSALT. Single frequency Solid State Radar ALTimeter.

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

Remerciements	
Dédicaces	
Lexique	i
Acronymes	iii
Sommaire	iv
Liste des figures	viii
Liste des tableaux	x
Résumé	xi
Introduction	1
Chapitre 1 : Traitement du signal d'altimétrie spatiale	3
1.1 Principe de la mesure altimétrique	4
1.1.1 <i>Emission et propagation des ondes</i>	4
1.1.2 <i>Interaction des ondes avec la surface de la mer</i>	5
1.2 Quantités mesurées	7
1.2.1 <i>Distance satellite-mer</i>	7
1.2.2 <i>Hauteur instantanée de la mer</i>	7
1.2.3 <i>Hauteur des vagues</i>	7
1.2.4 <i>Vitesse du vent</i>	8
1.3 Corrections du signal altimétrique	9
1.3.1 <i>Corrections instrumentales</i>	10
1.3.2 <i>Corrections liées à la propagation du signal</i>	11
1.3.3 <i>Corrections liées à l'état de la mer</i>	12
1.3.4 <i>Corrections liées au phénomène de marée</i>	12
1.3.5 <i>Réduction de l'erreur d'orbite</i>	13
1.4 Principales missions altimétriques	13
1.4.1 <i>Missions ERS</i>	13
1.4.2 <i>Mission TOPEX/POSEIDON</i>	14

1.4.3 Mission GFO	15
1.4.4 Mission JASON-1	16
1.4.5 Mission JASON-2	17
1.4.6 Mission ENVISAT	18
1.4.7 Mission SARAL	18
Chapitre 2 : Systématismes liés à l'état de la mer	20
2.1 Le biais de l'état de la mer	21
2.1.1 Théorie de radio dispersion par la surface de la mer	21
2.1.2 Modèles de calcul du SSB	25
2.1.2.1 Modèle paramétrique	25
2.1.2.2 Modèles non paramétriques	26
2.2 Effet du baromètre inverse	30
Chapitre 3 : Effets de variation du potentiel générateur de la marée	31
3.1 Notions sur l'astronomie de position	32
3.1.1 Systèmes de coordonnées astronomiques	32
3.1.2 Echelles de temps	33
3.2 Différents systèmes de référence terrestre	34
3.2.1 Système de référence inertiel (ou galiléen)	34
3.2.2 Systèmes de référence géodésiques	35
3.3 Origine de la marée	36
3.4 Force génératrice de la marée	36
3.4.1 Attraction universelle	36
3.4.2 Cas du système à trois corps Terre – Lune – Soleil	37
3.5 Potentiel générateur de la marée	38
3.5.1 Définition et expression du potentiel générateur	38
3.5.2 Calcul du potentiel générateur	38
3.6 Potentiel générateur du système Terre-Lune-Soleil	40
3.6.1 Positions des astres	40
3.6.2 Développement du potentiel générateur	41
3.7 Estimation de l'effet de marée	46

3.7.1 Marée océanique	46
3.7.2 Marée terrestre	47
3.7.3 Marée polaire	48
Chapitre 4 : Réduction de l'erreur d'orbite	49
4.1 Position d'un satellite	50
4.2 Calcul d'orbite d'un satellite artificiel	51
4.2.1 Les forces gravitationnelles	52
4.2.2 Les forces non gravitationnelles	52
4.3 Détermination précise de l'orbite du satellite Jason-1	54
4.3.1 Doris	54
4.3.2 TRSR GPS	55
4.3.3 LRA	55
4.4 Correction d'orbite par traitement aux points de croisement	56
4.4.1 Profils altimétriques moyens	56
4.4.2 Ajustement polynômial	57
4.4.3 Détermination des points de croisement	57
4.4.4 Ajustement des passages altimétriques	58
Chapitre 5 : Détermination des paramètres affectant la mesure altimétrique	62
5.1 Présentation de la zone d'étude	63
5.2 Positionnement global du problème et solutions envisagées	64
5.3 Données utilisées	65
5.4 Description du logiciel élaboré	66
5.5 Détermination de l'effet de l'état de la mer	67
5.5.1 Biais de l'état de la mer	67
5.5.2 Baromètre inverse	69
5.6 Détermination de l'effet de marée	70
5.6.1 Effet de marée océanique	70
5.6.2 Effet de marée polaire	71
5.7 Réduction de l'erreur d'orbite	74
5.8 Détermination du niveau moyen de la mer	75

5.9 Détermination de la topographie dynamique _____	76
5.10 Variabilité du niveau de la Méditerranée _____	78
Conclusion _____	80
Références bibliographiques _____	82
Annexe A : Paramètres Affectant la mesure altimétrique calculés par le logiciel Moheet.	
Annexe B : Format de fichier de donnée Jason-1.	
Annexe C : Valorisation des Résultats dans des revues et rencontres scientifiques.	

Liste des figures

Figure 1.1 : Principe général de l'altimétrie spatiale	4
Figure 1.2 : Signal altimétrique	5
Figure 1.3 : Interaction de l'impulsion radar émise avec la surface de la mer en fonction du temps [Bouffard, 2007]	6
Figure 1.4 : Hauteur des vagues.....	8
Figure 1.5 : Vitesse du vent.....	9
Figure 1.6 : Différentes corrections à apporter à la mesure altimétrique	10
Figure 1.7 : Le système ERS.....	14
Figure 1.8 : Le système TOPEX/POSEIDON.....	14
Figure 1.9 : Le système JASON-1.....	16
Figure 1.10 : Le système JASON-2.....	17
Figure 1.11 : Le système ENVISAT	18
Figure 1.12 : Le système SARAL	19
Figure 2.1 : Radar éclairant une surface A suivant l'angle d'incidence θ à la distance h22	
Figure 2.2 : Direction du signal incident	24
Figure 3.1 : Influence d'un astre unique sur la surface des océans et des mers	37
Figure 3.2 : Coordonnées horaires d'un astre perturbateur	43
Figure 4.1 : Position du satellite sur son orbite	50
Figure 4.2 : Eléments orbitaux du satellite sur son orbite	51
Figure 4.3 : Principe du système Doris.....	55
Figure 4.4 : Points de croisement.....	57
Figure 5.1: Principaux bassins et mers de la Méditerranée Occidentale	63
Figure 5.2: Anomalies de hauteurs de mer (SLA) en fonction du temps en Méditerranée Occidentale	64
Figure 5.4: Passages du satellite Jason-1 sur la Méditerranée occidentale	66
Figure 5.5: Menu principal du logiciel Moheet.....	67

Figure 5.6: Le modèle 3-D <i>SSB</i> (en mètres)	68
Figure 5.7: Différence entre <i>SSB</i> déterminé et <i>SSB</i> fourni (cycle 050)	68
Figure 5.8 : Différence entre effet du baromètre inverse (<i>inb</i>) déterminé et fourni (passage 187 cycle 050)	69
Figure 5.9 : Différence entre effet de marée océanique (<i>MO</i>) déterminé et fourni (passage 187 cycle 050)	70
Figure 5.10 : Différence entre effet de marée polaire (<i>MP</i>) déterminé et fourni (passage 187 cycle 050)	72
Figure 5.11: Niveau moyen de la Méditerranée occidentale	76
Figure 5.12: Topographie dynamique de la Méditerranée occidentale.....	77
Figure 5.13: Histogramme des fréquences de la topographie dynamique (Cycle 250) ...	78
Figure 5.14: Anomalies moyennes de hauteur de la mer en Méditerranée (SLA).	78
Figure 5.15: Résidus après élimination des composantes harmoniques.....	79

Tableau 2.1 : Paramètres estimés pour le calcul du SSB [User Handbook, 2003].....	25
Tableau 2.2 : Paramètres estimés pour le calcul de la vitesse du vent [User Handbook, 2003]	26
Tableau 3.1 : Paramètres de l'ellipsoïde GRS 80	35
Tableau 3.2 : Les angles fondamentaux des mouvements de la Lune et du Soleil	41
Tableau 3.3 : Périodes des angles fondamentaux	41
Tableau 3.4 : Principales composantes extraites du développement de Doodson.....	44
Tableau 4.1 : Paramètres d'orbite du satellite Jason-1.....	51
Tableau 4.2 : Bilan d'erreurs d'orbite du satellite Jason-1.....	53
Tableau 4.3 : Structure de la matrice de configuration A pour un modèle à deux paramètres.....	60
Tableau 5.1 : Coordonnées du pôle en fonction de la date.	71
Tableau 5.2 : Récapitulatif des différents paramètres (passage 187 cycle 050).....	72
Tableau 5.3 : Déviation standard de la hauteur instantanée (cycle 050).....	74
Tableau 5.4 : Déviation standard de l'ajustement polynomial (cycle 050).....	74
Tableau 5.5 : Différences de hauteurs aux points de croisements (cycle 050).....	75

Résumé

L'émergence de l'altimétrie par satellite a permis de déterminer la surface de l'océan avec une grande précision. Le principe géométrique de l'altimétrie spatiale est de mesurer la distance entre la position du satellite et la surface de la mer en se basant sur l'émission et la réception des ondes électromagnétiques.

L'objectif de ce travail est de déterminer les différents paramètres affectant la mesure altimétrique du satellite Jason-1, en utilisant les modèles analytiques et empiriques. Parmi ces corrections, les corrections liées à l'état de la mer "le biais de l'état de la mer et l'effet du baromètre inverse" et les corrections des effets de la marée "la marée océanique, la marée terrestre et la marée polaire".

Le biais d'état de la mer (*SSB*) est calculé à partir de six (6) années consécutives (2002-2008) de données altimétriques de Jason-1 en utilisant le modèle non paramétrique (NP) mis au point par Gaspar et Florens. Le traitement a permis d'améliorer la détermination du *SSB* sous forme d'une grille en trois dimensions (3D) en fonction de la hauteur significative des vagues (*swh*) et la vitesse du vent (*u*). Cette grille est utilisée par la suite pour l'estimation du *SSB* pour chaque passage du satellite Jason-1 sur la Méditerranée occidentale, par interpolation bilinéaire. L'effet du baromètre inverse est calculé par un modèle simple en fonction de la pression atmosphérique sur la surface de la mer, les résultats obtenus sont identiques à ceux fournis par Aviso-Altimetry.

L'effet de la variation du potentiel générateur de la marée, qui se présente sous forme de deux types de marées (marée océanique et marée terrestre), est déterminé par des modèles mathématiques basés sur le développement de Doodson qui prennent l'amplitude et la phase de l'onde de la marée comme arguments, obtenues par interpolation bilinéaire à partir du modèle global FES2004. Les résultats obtenus montrent une amélioration de la détermination de l'effet de la marée océanique. L'instabilité du pôle engendre un effet non gravitationnel dit effet de la marée polaire, ceci a été estimé en utilisant le modèle empirique de Wahr qui a donné de bons résultats.

La détermination de la surface de la mer nécessite la connaissance exacte de la position du satellite et donc la correction de l'erreur d'orbite : dont la réduction est effectuée par la technique de l'ajustement aux points de croisement. Cette technique est basée sur la détermination des points de croisement, le calcul de la différence en chaque point de croisement et la répartition de cette erreur le long du profil moyen.

La comparaison des résultats obtenus par le traitement de six (6) années de données altimétriques du satellite Jason-1 sur la Méditerranée occidentale avec les données transmises dans le message du satellite Jason-1 a permis la validation de l'approche méthodologique développée. La qualité de ces résultats a permis de calculer le niveau moyen de la Méditerranée occidentale et sa topographie dynamique, ainsi que la détermination la variabilité et la tendance du niveau de la Méditerranée dans le temps.

Introduction

L'eau recouvre 71 % de la surface de la Terre, ce qui représente environ 360 millions de km². Les océans constituent 97 % de cette réserve d'eau liquide, sans cesse en mouvement, qui joue un rôle primordial dans l'évolution du climat et dans la dynamique de l'environnement terrestre. Ainsi, une composante essentielle à la connaissance de la phénoménologie de notre planète réside dans l'étude de l'océan et de son interaction avec l'ensemble des autres composantes du « Système Terre ». Etudier l'océan signifie, entre autres observer pour en comprendre les mécanismes et ainsi mettre en perspective les interactions complexes qui gouvernent sa dynamique.

En effet, l'apparition de l'altimétrie spatiale à la fin des années 70 vient pour accomplir cette mission ; Elle permet d'étudier les phénomènes géophysiques tels que la variation séculaire du niveau de la mer, la circulation océanique à grande échelle, les anomalies climatiques, le géoïde marin, les marées et la topographie des calottes polaires.

L'altimétrie permet aussi la détermination de la topographie de la surface de la mer qui sert à observer la tectonique des plaques grâce à la connaissance de la circulation océanique, le relief du fond marin et les mouvements du manteau terrestre,... En outre, les données altimétriques permettent aussi d'étudier les glaciers, les lacs et les fleuves. L'avantage de cette technique est qu'elle fournit l'information en temps quasi réel (après 48 heures).

Le principe de l'altimétrie spatiale est de mesurer la distance entre le satellite et la surface de la mer en se basant sur l'analyse de l'écho du signal émis par l'altimètre radar embarqué sur le satellite et réfléchi par la surface de la mer. La propagation d'une onde électromagnétique incidente dans l'atmosphère et son interaction avec une surface rugueuse aléatoire vont entacher la mesure.

Le niveau de la mer n'est que la différence entre l'orbite du satellite et la mesure altimétrique ; ce qui implique la correction de cette mesure d'une part de l'effet atmosphérique et des paramètres géophysiques et d'autre part de l'erreur d'orbite ; ce qui nécessite de connaître d'une manière indépendante et parfaite la trajectoire du satellite sur son orbite.

Le but de cette recherche est de trouver les modèles les plus adéquats pour déterminer les paramètres affectant la mesure altimétrique représentés par les effets liés à l'état de la mer, particulièrement le biais de l'état de la mer et l'effet du baromètre inverse, l'effet lié à la variation du potentiel générateur de la marée (marées océanique, terrestre et polaire) et enfin la correction de l'erreur d'orbite.

La détermination de l'effet lié à l'état de la mer se fait par un modèle empirique mis au point par Gaspar et Florens (1998), en se basant sur les différences de hauteur de mer aux points de croisement en utilisant des nouvelles données altimétriques du satellite Jason-1 (du cycle 001 au cycle 250) [Gaspar and Florens, 1998].

La marée est considérée comme étant la somme des marées élémentaires strictement périodiques appelées coordonnées harmoniques. Dans cette thèse, l'effet de la marée océanique est déterminé avec un modèle basé sur le développement de Doodson qui ne dépend que du lieu d'observation. L'amplitude et la phase de l'onde de la marée sont extraites par une interpolation bilinéaire du modèle FES2004. L'effet de la marée polaire est déterminé par le modèle de Wahr (1985) [Wahr, 1985].

La correction de l'erreur d'orbite est basée sur la détermination des points de croisement après calcul et ajustement des profils moyens pour éliminer certains phénomènes, la réduction de cette erreur se fait par ajustement des écarts aux points de croisement.

Les résultats obtenus sont comparés aux valeurs des mêmes paramètres fournies par Aviso-Altimetry dans le message du satellite Jason-1, ces résultats sont suffisants pour la plupart des applications altimétriques telle que la détermination de la surface moyenne de la Méditerranée occidentale.

La surface obtenue nous permet de déterminer la topographie dynamique de la Méditerranée occidentale en se basant sur le modèle géopotentiel de géoïde (EGM08). Le traitement de toutes les données altimétriques disponibles va nous permettre de calculer la variabilité du niveau de la Méditerranée occidentale dans le temps.

Dans le premier chapitre de cette thèse, seront présentés les fondements théoriques de l'altimétrie spatiale, les différentes corrections à apporter à la mesure altimétrique et enfin les principales missions altimétriques.

Le deuxième chapitre est basé, en premier temps, sur la présentation des effets liés à l'état de la mer, notamment le biais de l'état de la mer et l'effet du baromètre inverse, ensuite seront détaillés les modèles permettant de calculer ces deux paramètres.

Le troisième chapitre sera basé sur la présentation des fondements théoriques de la marée (origine de la marée, force génératrice de la marée, potentiel générateur de la marée, différents types de marées). Seront détaillés par la suite, les modèles adéquats pour déterminer chaque type de marée (océanique, terrestre et polaire).

Le chapitre suivant sera consacré à la présentation des forces agissant sur l'orbite d'un satellite artificiel ainsi que la description du modèle qui permet la réduction de l'erreur d'orbite.

Dans le dernier chapitre, sera présentée la zone de traitement qui est la Méditerranée occidentale ainsi que, l'approche méthodologique réalisée dans le cadre de cette thèse. Cette approche sera validée en utilisant des données récentes du satellite Jason-1 sur notre zone d'étude. Enfin les résultats obtenus seront représentés puis comparés avec ceux fournis dans le message de chaque satellite.

Finalement, nous pouvons déterminer la surface moyenne de la Méditerranée occidentale et sa topographie dynamique d'une part et d'autre part, la variabilité ainsi que la tendance du niveau de la Méditerranée dans le temps.

Traitement du signal 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 ses 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), Jason-1 (2002) et Jason-2 (2008) et européennes ERS-1 (1991), ERS-2 (1995) et Envisat (2002).

L'altimétrie est une technique permettant d'obtenir la distance entre un satellite et la surface des océans. Elle est basée sur la mesure du temps de propagation d'un faisceau radar parcourant le chemin aller-retour entre le satellite et la surface. La précision des résultats dépend essentiellement de la précision des éphémérides du satellite.

Dans ce chapitre, sera présenté le principe général de l'altimétrie spatiale, les quantités mesurées par altimétrie et les différents paramètres affectant la mesure altimétrique. Ensuite seront exposées les principales missions d'altimétrie spatiale passées, présentes et futures.

1.1 Principe de la mesure altimétrique

L'altimétrie spatiale est basée sur l'analyse de l'écho du signal émis par l'altimètre radar embarqué sur le satellite et réfléchi par la surface de la mer. Le traitement de cet écho permet d'extraire une mesure très précise du temps de propagation du signal aller-retour entre le satellite et la surface de la mer qui est ensuite transformé en distance appelée distance altimétrique instantanée h .

Le processus se déroule en quatre phases: l'émission de l'onde électromagnétique, la propagation de l'onde dans le milieu atmosphérique, son interaction avec la surface de la mer et enfin la réception de l'écho au niveau du satellite.

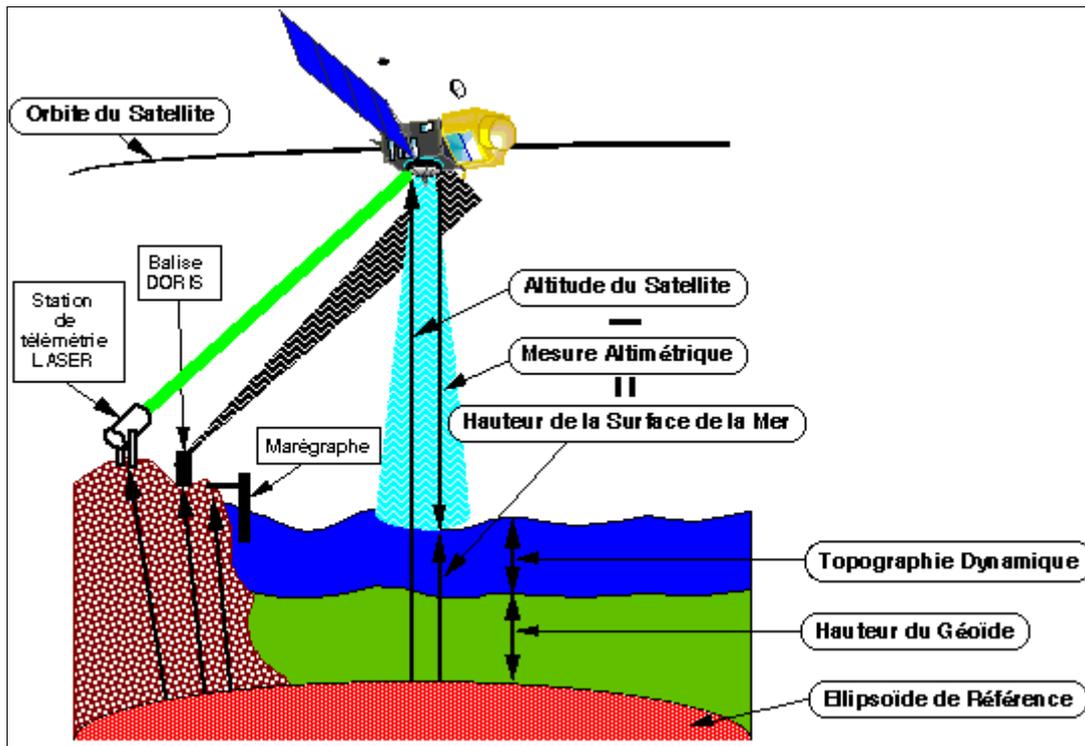


Figure 1.1 : Principe général de l'altimétrie spatiale

1.1.1 Emission et propagation des ondes

Pour les missions Topex/Poseidon et Jason-1, l'instrument essentiel de cette technique est l'altimètre qui est composé de 2 antennes émettrices d'impulsions radar très courtes (~ 3.1 ns) dans deux bandes de fréquence, l'une de 13.6 Ghz (Ku) servant à la mesure et l'autre de 5.3 Ghz (C) permettant la correction de l'effet ionosphérique.

La fréquence des tirs est relativement importante, variant de 1500 à 4200 impulsions par seconde. Les tirs dans les deux bandes de fréquence se font de manière alternative, avec une plus grande fréquence pour la bande Ku (environ 1 pulsation en bande C émise pour 5 pulsations en bande Ku). La bande Ku a l'avantage d'être plus haute en fréquence et donc plus puissante que la bande C, ce qui améliorera la qualité de la réception. Cependant, elle a l'inconvénient d'être plus sensible à l'effet ionosphérique, ce qui justifie l'emploi de la bande C qui est moins sensible à ce phénomène et aussi à la pluie [Barrick and Lipa, 1985].

Les signaux ainsi émis se réfléchissent sur la surface de la mer vers l'antenne réceptrice de l'altimètre. Cela permet d'obtenir une forme d'onde, c'est à dire un signal de puissance reçu en fonction du temps.

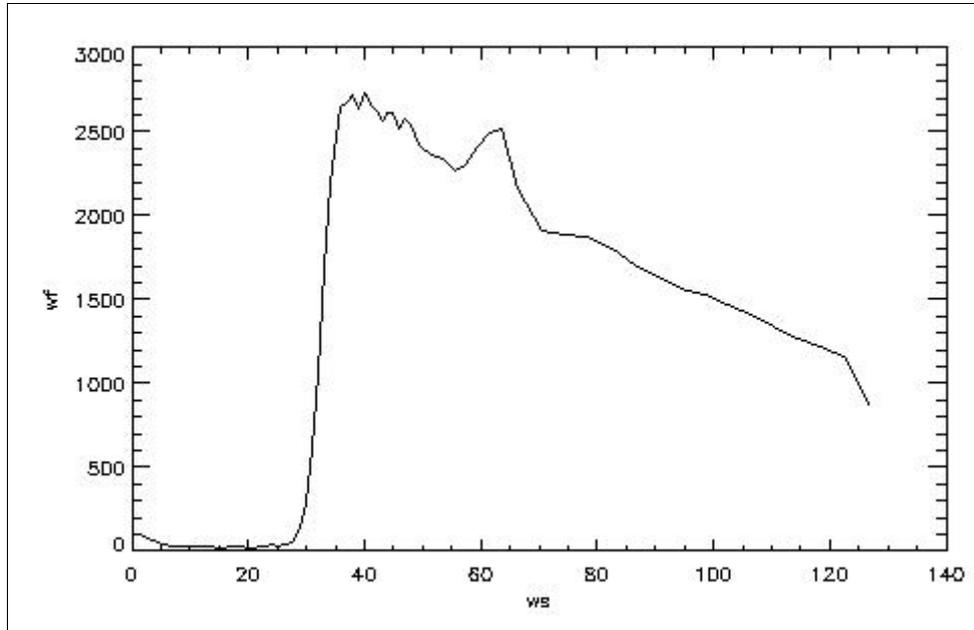


Figure 1.2 : Signal altimétrique

La partie réception est composée d'une antenne parabolique d'ouverture 0.1 degré et d'une électronique capable de restituer la bonne partie du signal reçu, c'est-à-dire, de ne retenir que la partie du signal correspondant à la réflexion sur l'eau. La réception se compose également d'une électronique capable de moyenner sur une seconde les signaux reçus [Barrick and Lipa, 1985].

1.1.2 Interaction des ondes avec la surface de la mer

Le principe de l'altimétrie spatiale repose sur la théorie de l'interaction d'une onde électromagnétique incidente avec une surface rugueuse aléatoire. Le but est de déterminer le processus physique et de le modéliser par des expressions analytiques permettant d'estimer les différents paramètres caractérisant la surface. L'analyse de cette interaction est basée sur l'incidence nulle où le phénomène dominant est la réflexion spéculaire. L'onde est alors essentiellement réfléchie par les facettes de la surface dont la normale est orientée vers le satellite (points spéculaires), et par conséquent la puissance moyenne rétrodiffusée par unité de surface est proportionnelle au nombre moyen de points spéculaires [Bouffard, 2007].

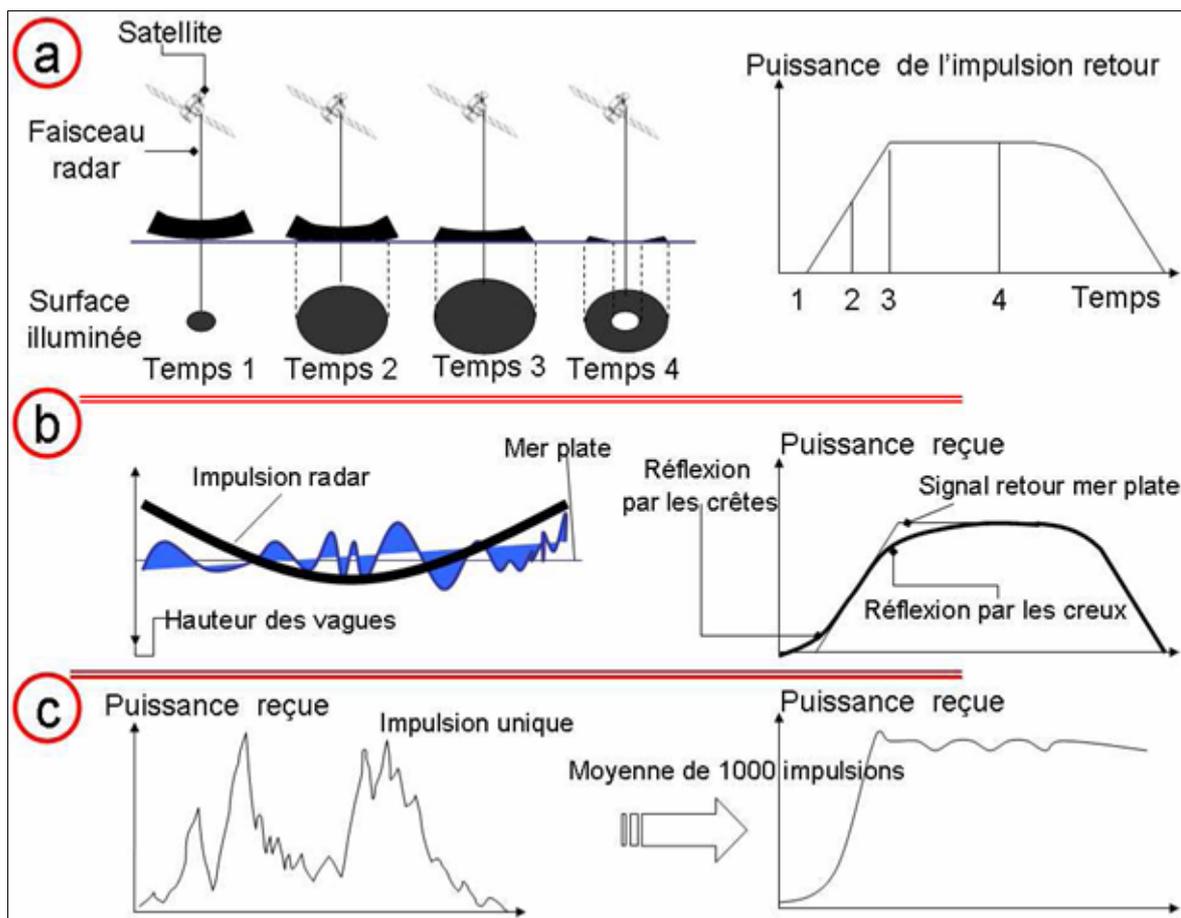


Figure 1.3 : Interaction de l'impulsion radar émise avec la surface de la mer en fonction du temps [Bouffard, 2007]

La forme du signal reçu par l'altimètre a des caractéristiques très précises. L'onde émise se propage selon une calotte sphérique (Figure 1.3-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 1.3-a à droite). Le milieu du front de montée de l'écho retour (temps 2, Figure 1.3-a) correspond à la hauteur de mer 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. En effet, cette pente est rigide 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 (Figure 1.3-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 1.3-c).

La quantité réellement mesurée par l'altimètre est le coefficient de rétro diffusion qui est défini comme étant le rapport de la puissance rétro diffusée à la puissance incidente par unité de surface.

1.2 Quantités mesurées

1.2.1 Distance satellite-mer

La distance satellite-océan est une distance instantanée, et comme première approximation, elle est considérée comme étant une distance linéaire non corrigée qui est donnée par :

$$h = \frac{1}{2} C \Delta t \quad (1.1)$$

où :

C représente la célérité (vitesse de la lumière) ;
 Δt est le temps de propagation.

1.2.2 Hauteur instantanée de la mer

La hauteur instantanée de la mer est obtenue par une simple différence entre l'altitude du satellite et la distance instantanée [User Handbook, 1996].

$$ssh = h_{\text{sat}} - h_{\text{alti}(\text{corrigée})} \quad (1.2)$$

avec :

h_{sat} : la hauteur du satellite par rapport à l'ellipsoïde de référence ;
 $h_{\text{alti}(\text{corrigée})}$: la mesure altimétrique corrigée.

D'une autre part, la surface obtenue à ce stade n'est pas exactement une surface équipotentielle comme celle déterminée par voie gravimétrique. La hauteur instantanée h de la mer se divise en deux parties (voir Figure1.1):

- La hauteur du géoïde N .
- La topographie dynamique H : c'est la distance séparant la surface de l'océan de celle du géoïde et elle reflète la dynamique de l'océan (inconnue primordiale de l'océanographie).

on obtient :

$$ssh = N + H \quad (1.3)$$

La topographie dynamique H se compose d'une partie stationnaire H_0 et d'une partie variable dans le temps ξ :

$$H = H_0 + \xi \quad (1.4)$$

La formule (1.3) s'écrit comme suit :

$$ssh = N + H_0 + \xi \quad (1.5)$$

1.2.3 Hauteur des vagues

Il est clair que l'onde radar est renvoyée en totalité lorsque la mer est calme. Dans le cas d'une mer agitée, une partie de l'onde radar est envoyée par les crêtes des vagues et le reste est envoyé par les creux des vagues. Le satellite recevra les deux parties à deux instants différents, et par

conséquent le traitement de l'écho reçu nous permet d'avoir la hauteur de ces vagues, grâce à un modèle empirique.

A partir de la forme d'onde, il suffit de calculer la pente pour obtenir la hauteur significative des vagues (swh). On notera simplement que, plus cette pente est forte, moins la hauteur de la vague est grande et inversement [User Handbook, 1996].

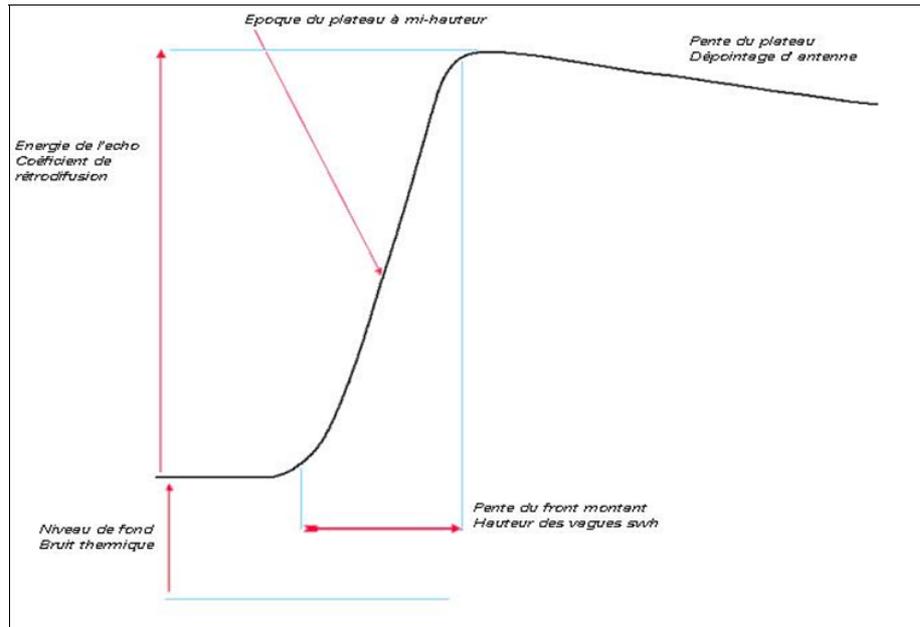


Figure 1.4 : Hauteur des vagues

1.2.4 Vitesse du vent

La détermination de la vitesse du vent (u) est basée sur la modification de la structure fine de la rugosité de la surface. En absence du vent, la réflexion de la surface de la mer est spéculaire, ce qui n'est le cas en présence du vent. Son effet sur la surface superficielle entraîne une diminution du nombre de points spéculaires et donc une atténuation du signal réfléchi. La mesure de l'énergie de cet écho sera un moyen pour déterminer la vitesse du vent (mais pas sa direction).

Pour parvenir à calculer celle-ci, il est nécessaire d'effectuer plusieurs étapes [User Handbook, 2003]:

Tout d'abord, à partir de la forme d'onde, on détermine, le coefficient de rétrodiffusion brut qui est la différence de la moyenne de la puissance réfléchi, pendant l'intervalle de temps δt , correspondant au maximum (Porte A) et pendant l'intervalle de temps correspondant au minimum (Porte B) (voir figure 1.5), une fois ce coefficient brut obtenu, on le corrige de plusieurs effets :

- Les erreurs de pointage, le satellite pointe théoriquement à 0 degré au nadir, mais il faut tenir compte que le satellite, peut subir des petites rotations autour de son axe orbital.
- Les erreurs d'antenne, on se rend compte que le fait que le satellite, pointe à 0 degrés au nadir, n'est vrai que pour les ondes proches de l'axe d'incidence, et n'est plus vrai pour les ondes arrivant à la périphérie de la marque.

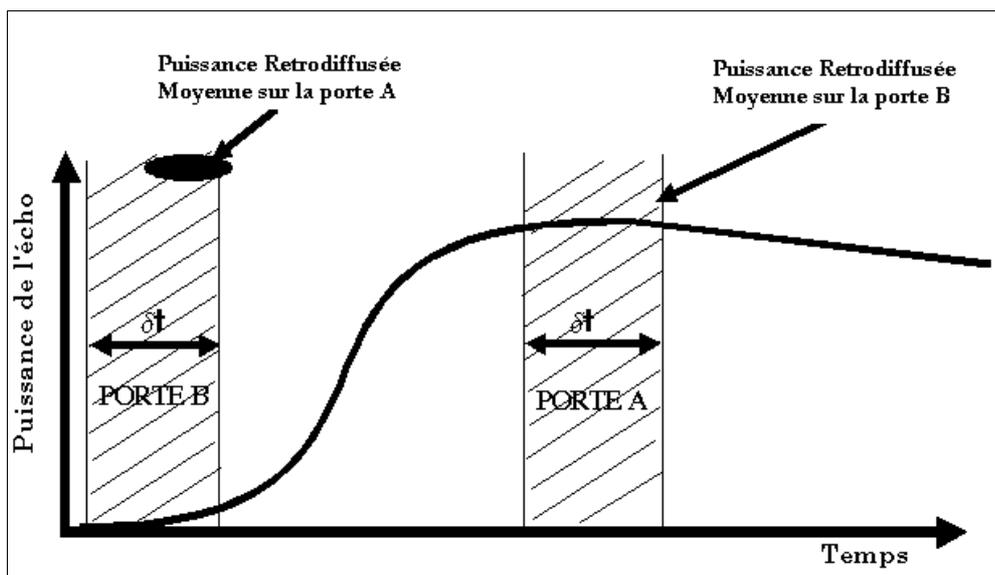


Figure 1.5 : Vitesse du vent

Après correction et ajustement, on obtient un coefficient de rétro diffusion corrigé puis on calcule la vitesse du vent. Le modèle utilisé est le modèle tabulaire modifié de la vitesse du vent de Chelton et Wentz (1986). [User Handbook, 1996].

1.3 Corrections du signal altimétrique

Comme décrit précédemment (cf. Chapitre 1, § 1.2.2), on a : Hauteur de la surface de la mer = Altitude du satellite – Mesure altimétrique corrigée

La précision des mesures requise est de l'ordre du centimètre. A cet effet, il est nécessaire d'apporter aux mesures altimétriques effectuées les différentes corrections avant leurs exploitations [User Handbook, 1996]. Il existe principalement cinq types d'erreurs affectant la mesure altimétrique:

- les bruits instrumentaux ;
- les erreurs dues à la propagation du signal dans l'atmosphère ;
- les erreurs dues à l'état de la mer ;
- Les erreurs dues aux phénomènes de marée;
- les erreurs sur la détermination de l'orbite.

Les différentes corrections apportées à la mesure altimétrique sont illustrées dans la Figure 1.6 et décrites dans ce qui suit :

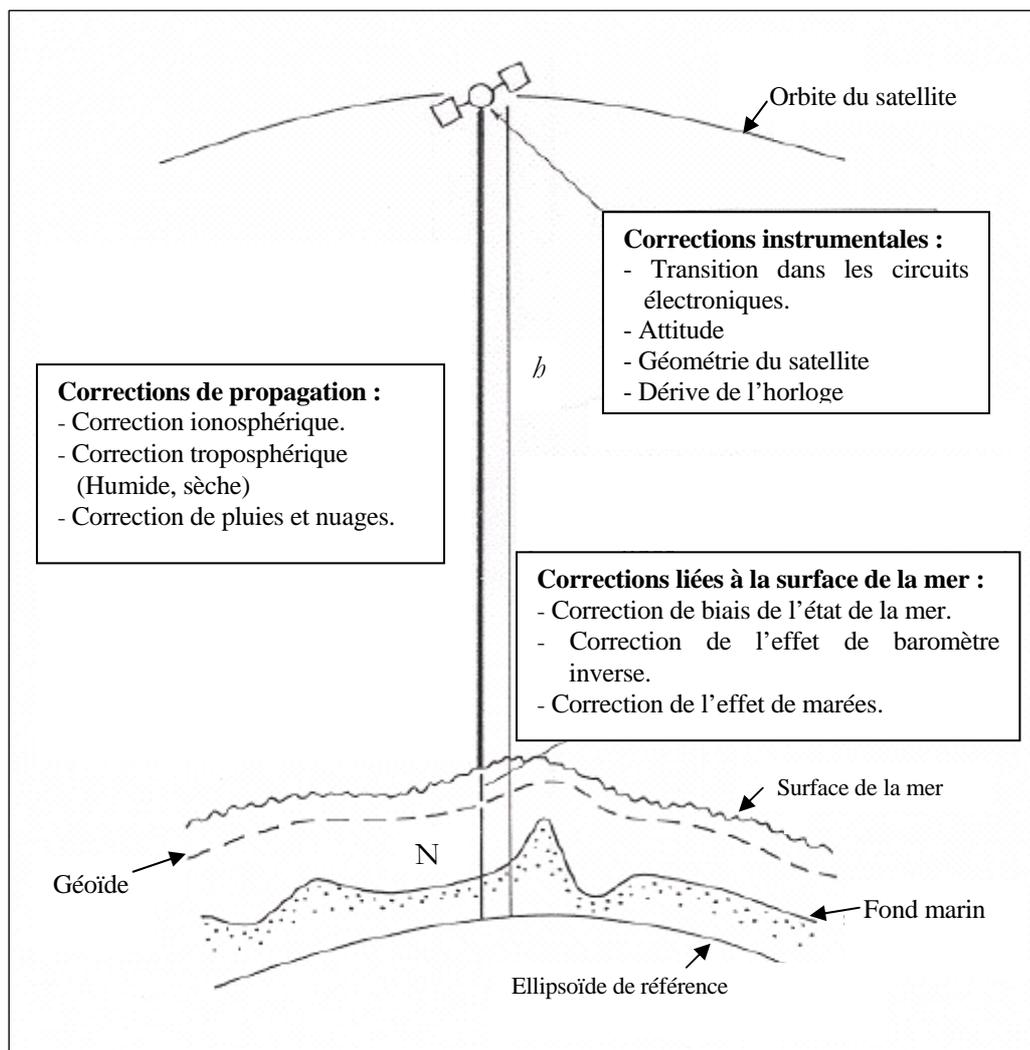


Figure 1.6 : Différentes corrections à apporter à la mesure altimétrique

1.3.1 Corrections instrumentales

Il y a quatre types d'erreurs d'origine instrumentales qu'on doit corriger [Christensen et al., 1994; Ménard et al., 1994] :

- une correction qui tient compte du délai de transition dans les circuits électroniques des instruments.
- une correction liée à la géométrie du satellite qui prend en compte la distance entre le centre de phase du radar et le centre de gravité du satellite.
- une correction dite d'attitude du radar lorsque le satellite n'est pas orienté suivant la verticale.
- la dérive de l'horloge embarquée sur le satellite.

Notons ici que les données fournies par Aviso-Altimetry sont corrigées des bruits instrumentaux.

1.3.2 Corrections liées à la propagation du signal

L'atmosphère terrestre n'est pas homogène. Ses couches diffèrent par leur composition en gaz, en électrons libres, en vapeur d'eau... ; tous ces facteurs interviennent dans l'expression de l'indice de réfraction du milieu et la vitesse de l'onde est modifiée selon la couche de l'atmosphère qu'elle traverse : dans l'ionosphère, les électrons libres ralentissent l'onde; dans la troposphère, ce sont les gaz atmosphériques [Rummel, 1993].

Correction Ionosphérique : Les caractéristiques électriques, physiques et chimiques de la couche ionosphérique (entre 50 et 1000 Km environ) provoquent une déformation et un changement au niveau des caractéristiques du signal émis par l'altimètre radar. La mesure altérée peut être corrigée par un modèle issu de mesures bifréquences, comme suit: [Leick, 1995]

$$h = \frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} h_1 - \frac{f_2^2}{f_2^2 - f_1^2} h_2 \quad (1.6)$$

où :

- h représente la mesure altimétrique corrigée ;
- h_1 est la mesure altimétrique par la fréquence f_1 ;
- h_2 est la mesure altimétrique par la fréquence f_2 .

Par exemple, l'effet ionosphérique sur l'estimation de la hauteur de la surface de mer est de 0.2 cm à 20 cm pour la fréquence de 5.3 GHz.

Correction Troposphérique : La vitesse de propagation d'une impulsion radar est ralentie par les gaz et la quantité de vapeur d'eau dans la troposphère (entre 0 et 50 Km). Cette correction est une fonction des paramètres météorologiques (pression, température et humidité) et de la latitude du point de mesure [Rummel, 1993]. La correction troposphérique a deux composantes :

- La composante sèche, la plus importante (~2 m), qui peut être quantifiée par la formule suivante [Rummel, 1993] :

$$\Delta h_d = 2.227 \cdot 10^{-5} (1 + 0.0026 \cos(2\varphi)) P_a \quad (1.7)$$

où :

- φ est la latitude géographique (en rad.) ;
- P_a est la pression au niveau de la mer (en pascal).

- La composante humide, moins importante mais difficile à modéliser, est donnée par la relation suivante [Rummel, 1993] :

$$\Delta h_w = 2.227 \cdot 10^{-5} \left(\frac{1255}{T_s} + 0.05 \right) P_s \quad (1.8)$$

où :

- T_s représente la température en degrés Kelvin ;
- P_s représente la pression partielle de la vapeur d'eau.

La composante humide est assez variable et imprévisible, son effet sur la détermination de la hauteur de la surface de la mer est comprise entre 6cm et 40cm [User Handbook, 2003].

1.3.3 Corrections liées à l'état de la mer

Biais de l'état de la mer (Sea State Bias) : Plus la mer est agitée, plus sa rugosité est élevée, et plus la puissance du signal envoyé par l'altimètre est reçue faiblement au niveau du satellite. Les creux des vagues réfléchissent plus le signal radar que les crêtes, ce qui entraîne une sous-estimation de la mesure de la hauteur de la surface instantanée, d'où la nécessité de tenir compte de l'état de la mer dans la mesure. Il peut être modélisé en termes de hauteur significative des vagues et de la vitesse de vent qui exerce une friction à la surface de la mer (Gaspar et al., 1994).

Plusieurs modèles ont été proposés parmi lesquels des modèles paramétriques comme le modèle à quatre paramètres (*BM4*) donné par Gaspar et al. (1994) et des modèles non paramétriques comme celui proposé par Gaspar et Florens (1998).

Notons ici, que pour une hauteur de la vague considérable (*sw_h*) de 2 mètres, l'erreur dans la correction du *SSB* est approximativement de 1 à 2 centimètre, c.-à-d., 0.5 à 1.0% de l'effet.

Effet de baromètre inverse (Inverse Barometer) : Théoriquement, une augmentation de pression à la surface de la mer entraîne une diminution de hauteur de mer. Grossièrement, une augmentation de pression de 1 mbar entraîne une diminution de la hauteur de la mer de 1 cm. La pression atmosphérique locale est prise en compte par une correction de baromètre inverse.

Notons que la pression atmosphérique est aussi proportionnelle à la correction troposphérique sèche, et donc l'effet du baromètre inverse sur la hauteur de la surface de mer est de 4 à 5 mm lorsque l'effet de la troposphère sèche est de 1 mm.

1.3.4 Corrections liées au phénomène de marée

Le satellite altimétrique fournit une série temporelle des variations du niveau de la surface océanique selon une périodicité *T* d'environ 10 jours pour Jason-1, 17.5 jours pour GFO et 35 jours pour Envisat. Théoriquement, un signal continu en temps de période *T* ne pourra être complètement reconstitué à partir de valeurs discrétisées que si celles-ci sont échantillonnées à une fréquence supérieure à $2/T$ (condition de Shannon). Si l'intervalle d'échantillonnage est supérieur à $T/2$ alors le signal de fréquence supérieure à $1/T$ devient « aliéné », c'est-à-dire qu'il n'est que partiellement résolu. Cela revient à considérer un signal de période plus longue (phénomène de repliement du spectre) [Tournadre, 2005].

Dans le cas de l'altimétrie spatiale, ce phénomène d' "aliasing" est lié à la période de révolution du satellite, qui ne peut pas capturer l'ensemble des phénomènes physiques hautes fréquences se manifestant entre deux passages consécutifs, c'est un effet de battement qui résulte d'une fréquence d'échantillonnage trop faible [Tournadre, 2005].

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 comme est l'effet de la marée par exemple :

Marée océanique : Cet effet inclut deux types de marées : la marée océanique qui représente la réponse de l'océan aux mouvements de la lune, du soleil et des autres planètes qui se traduit par un transport des masses d'eau, et l'effet des charges océaniques qui représente l'effet des océans

sur la croûte terrestre. Cette correction est calculée en se basant sur le développement de Doodson de la force génératrice de la marée par des modèles globaux de marée: CSR 3.0 de l'Université de Texas, USA, ou le modèle FES2000 de l'Université de Grenoble, France. [User Handbook, 2003].

Marée terrestre : La Terre solide répond aux forces de gravitation externes de la même façon que les océans. La Terre répond assez vite et peut être considérée en équilibre avec la marée générée par les forces externes. Alors, la surface est parallèle avec la surface équipotentielle et la hauteur de marée est proportionnelle au potentiel. La proportionnalité est caractérisée par un coefficient appelé nombre de Love. Cet effet est calculé en utilisant les tables de Cartwright et Taylor. [User Handbook, 1996].

Marée polaire : L'axe de rotation de la terre oscille autour de sa direction moyenne avec une période apparente de 12 à 14 mois. Ceci crée une force centrifuge additionnelle qui déplace la surface. L'effet de marée polaire est calculé d'une manière directe par la connaissance de la position du pôle par le modèle de Wahr (1985).

La marée polaire varie avec une amplitude de 2 cm maximum sur des durées de plusieurs mois liées au rythme de modification des paramètres de la rotation terrestre.

1.3.5 Réduction de l'erreur d'orbite

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 avec précision et de manière indépendante la trajectoire du satellite sur son orbite, c'est-à-dire sa position en latitude, longitude, et son altitude exacte à chaque instant (voir Figure 1.1).

Le calcul d'orbite est effectué à partir d'un modèle dynamique du mouvement du satellite qui tient compte du champ de forces le plus complet possible, c'est-à-dire incluant un champ de potentiel de la terre le plus précis possible, les effets de la lune et du soleil, les effets de marées, les forces entraînant des dérives séculaires du satellite comme les effets de traînée et de pression de radiation.

L'erreur d'orbite plus particulièrement la réduction de la composante radiale est difficile à estimer. Elle est évaluée, dans ce travail, par comparaison de différentes mesures altimétriques en un même point, ou ce qui sera appelé plus tard « traitement aux points de croisement ».

1.4 Principales missions altimétriques

1.4.1 Missions ERS

Le programme ERS (European Remote Sensing satellite system) de l'Agence Spatiale Européenne est un des éléments essentiels d'un grand programme européen d'observation de la terre, couvrant un certain nombre de disciplines : météorologie, climatologie, océanographie, inventaire et surveillance des ressources naturelles.

Ce programme contient plusieurs missions, dont ERS-1 et ERS-2, le premier a été lancé le 17 juillet 1991 et a été mis en sommeil en juin 1996 et définitivement arrêté en mars 2000 et le second a été lancé le 21 avril 1995. Ce sont des satellites héliosynchrones, placés sur une orbite quasi-circulaire inclinée de 98.543° avec 1 jour de répétitivité, et à une altitude moyenne

d'environ 780 Km. Ils sont orientés vers la surveillance pluriannuelle des océans, des glaces et des zones côtières.



Figure 1.7 : Le système ERS

1.4.2 Mission TOPEX/POSEIDON

En mars 1987, le CNES signe un accord avec la NASA pour la réalisation de la mission d'océanographie spatiale Topex/Poseidon, lancé le 10 août 1992 par la fusée ARIANE. Il a une altitude de 1336 Km, son orbite circulaire est inclinée de 66° 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].

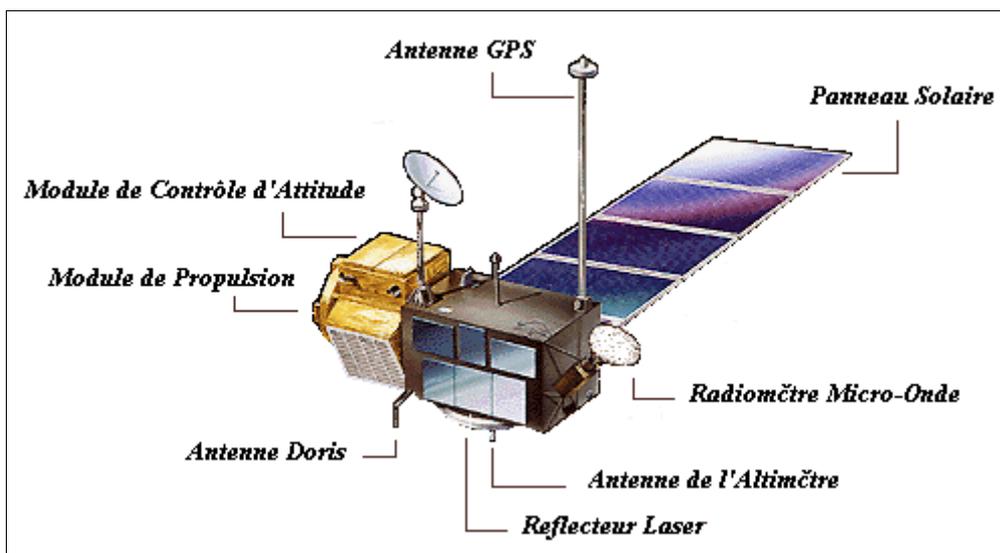


Figure 1.8 : Le système TOPEX/POSEIDON

Sur Topex/Poseidon, on distinguera deux sortes d'instruments, 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,...).

Pour la mesure altimétrique, les altimètres ci-après sont embarqués [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.

Pour le positionnement du satellite sont embarqués aussi [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'altimétrie. 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), de la NASA également, qui reçoit les signaux d'autres satellites et de stations au sol pour avoir également une orbitographie précise. 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 (Doppler Orbitography Radiopositioning Integrated by satellite), 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.

Enfin, pour la correction troposphérique, un instrument de correction des influences extérieures est embarqué. 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 0.2 g/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 [User Handbook, 1996].

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.

1.4.3 Mission 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.

1.4.4 Mission JASON-1

JASON-1 a été lancé le 7 décembre 2001 par une fusée Delta 2 depuis la base de Vandenberg, en Californie (États-Unis). Il est placé sur une orbite identique à celle de Topex/Poseidon à une altitude de 1336 km.

Ce système est optimisé pour l'étude de la variabilité océanique à grande échelle, tout en permettant le survol de 90% des mers en 10 jours. Le satellite repasse sur les mêmes points au sol tous les 9.9156 jours, offrant ainsi un échantillonnage homogène de la surface du globe avec une vitesse de balayage au sol de 5.8 km/s. [User Handbook, 2003]

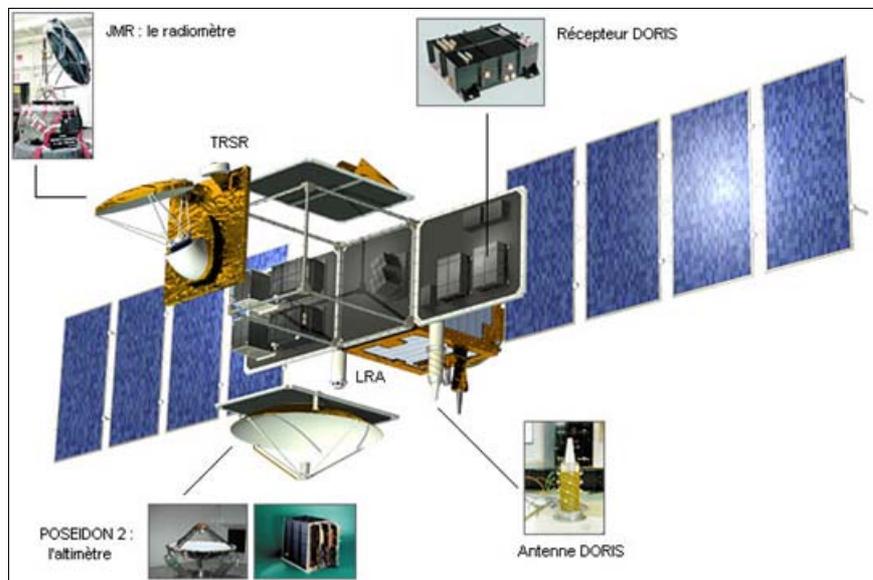


Figure 1.9 : Le système JASON-1

Cinq instruments sont embarqués sur Jason-1: 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 [User Handbook, 2003].

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. 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).

1.4.5 Mission JASON-2

Le satellite Jason-2 a pris le relai 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/Poséidon (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].



Figure 1.10 : Le système JASON-2

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].

1.4.6 Mission ENVISAT

La mission ENVISAT (Environmental Satellite), successeur d'ERS-1 et ERS-2, a été conçue par l'Agence Spatiale Européenne (ESA), pour l'observation de la Terre, de l'atmosphère, des mers et des glaces. Les données produites par ENVISAT sont exploitées dans le cadre de la recherche scientifique sur la Terre et de la surveillance des changements environnementaux et climatiques.

Le lancement d'ENVISAT a été effectué le 1er mars 2002 depuis la base de KOUROU (Guyane) par la fusée Ariane 5. La mission qui doit se poursuivre pendant une durée de vie opérationnelle de 5 ans, a été placée sur une orbite quasi-circulaire, inclinée de 98° par rapport au plan équatorial, et à une altitude moyenne de 800 km. Sa période de révolution est de 101 minutes et son cycle orbital est de 35 jours. 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].

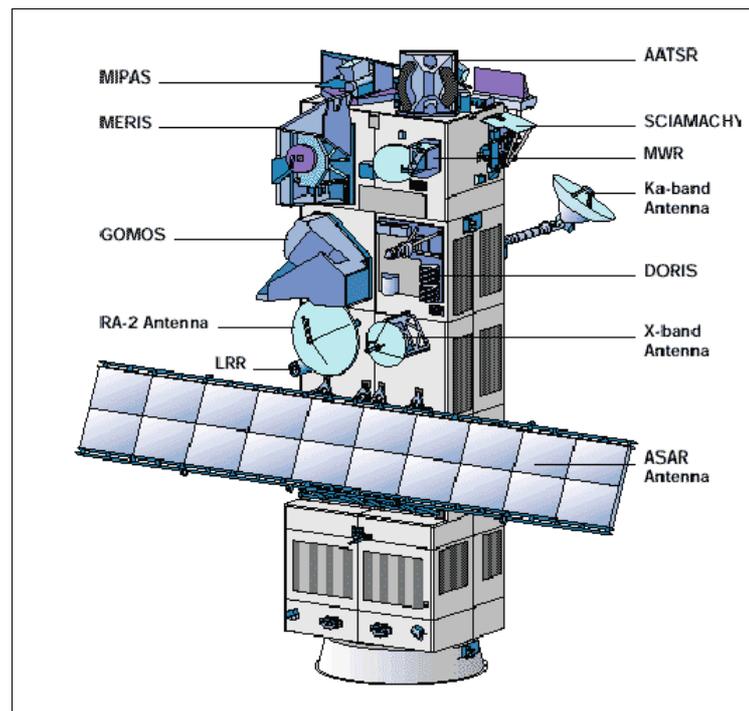


Figure 1.11 : Le système ENVISAT

1.4.7 Mission SARAL

Parmi les missions futures dans le domaine de l'altimétrie spatiale, il y a le satellite Saral (Satellite with ARGOS and ALtika) qui embarquera AltiKa, un altimètre en bande Ka (35 GHz) ainsi qu'un instrument Doris. Ce projet est développé en coopération entre l'ISRO (India) et le CNES (France).

Le lancement de cette mission est prévu pour 2012, pour une durée de vie de 3 ans (dont 2 ans pour la phase 'nominale' et 1 an pour la phase 'étendue').



Figure 1.12 : Le système SARAL

Placé sur une orbite de 800 km d'altitude, avec une inclinaison de 98.55° et une répétitivité de 35 jours, le satellite SARAL est un satellite d'océanographie complémentaire de Jason-2. Il a les mêmes 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 et mono-fréquence (Ka-band, 35.75 GHz), AltiKa, qui intègre une fonction radiométrique bi-fréquence (24 et 37 GHz),
- Du système d'orbitographie précise Doris, associé à un rétro-réflecteur laser (LRA).

Systematismes liés à l'état de la mer

Le principe de l'altimétrie par satellite repose sur la théorie de l'interaction d'une onde électromagnétique incidente avec une surface rugueuse aléatoire, le but est de déterminer le processus physique et de le modéliser par des expressions analytiques permettant d'estimer les différents paramètres caractérisant la surface.

D'une part, une partie de l'onde radar émise par l'altimètre, est renvoyée par les crêtes des vagues et le reste sera renvoyé par les creux des vagues, dont la forme est aléatoire (ne sont pas symétriques). D'autre part, l'instrument est ajusté de telle façon qu'il puisse faire automatiquement par un algorithme symétrique de la densité de probabilité des hauteurs, la moyenne de ces deux mesures pour déterminer la hauteur moyenne de la surface de la mer, donc le résultat obtenu est biaisé ; ce biais est appelé "biais de l'état de la mer (*SSB*)". [User Handbook, 2003].

Pour mieux comprendre le phénomène de biais de l'état de la mer, il est nécessaire d'étudier le principe physique de la mesure altimétrique basé essentiellement sur la théorie de radio dispersion par la surface de la mer. Cette théorie est bien connue et elle est en bon accord avec les observations.

D'autre part, la réponse du niveau de la mer aux variations de la pression atmosphérique proche de la surface de la mer est souvent désignée sous le nom de la correction statique qui lui est souvent associée, dite de "baromètre inverse (*INB*)". Elle provient du changement de la force de pression de la masse d'air surplombant la surface marine, qui engendre une redistribution horizontale des masses d'eau sous-jacentes [User Handbook, 2003].

Dans le présent chapitre, on se concentre, dans un premier temps, sur la présentation de la théorie de radio dispersion, ensuite seront détaillés les modèles utilisés pour l'estimation du biais de l'état de la mer et l'effet du baromètre inverse.

2.1 Le biais de l'état de la mer

2.1.1 Théorie de radio dispersion par la surface de la mer

Une exception importante sur laquelle est basée l'altimétrie est l'incidence nulle où le phénomène dominant est la réflexion spéculaire : l'onde est essentiellement réfléchiée par les facettes de la surface dont la normale est orientée vers le satellite (points spéculaires).

La quantité réellement mesurée par l'altimètre est le coefficient de rétro diffusion qui est défini comme étant le rapport de la puissance rétro diffusée à la puissance incidente, par unité de surface [Barrik and Lipa, 1985].

Aux incidences proches de la verticale, l'énergie reçue provient des facettes des vagues qui réfléchissent l'énergie vers le capteur. Lorsqu'on s'éloigne de la verticale, le nombre de facettes diminue rapidement, car pratiquement aucune vague n'a de pente supérieure à 25%.

Le champ diffusé est calculé à partir du champ incident en égalant les champs électriques et magnétiques à travers la surface, sa forme exacte étant connue. Les méthodes mathématiques pour un tel calcul sont variées et souvent complexes, on se contente ici de donner les solutions qui permettront de comprendre le principe des mesures. Le rapport énergie incidente/énergie reçue s'exprime par la section efficace de rétrodiffusion de la surface de la mer [Barrik and Lipa, 1985].

Soit un radar éclairant une surface de l'océan (Figure 2.1), l'antenne a une surface effective A_e et un gain G . La section efficace de rétrodiffusion σ de cette surface est définie comme suit [Tournadre, 1998] :

$$\sigma = 4\pi \left(\frac{I_S}{\phi_i} \right) A \cos \theta \quad (2.1)$$

où :

A : surface éclairée ;

I_S : intensité rétrodiffusée ;

ϕ_i : puissance incidente ;

θ : angle d'incidence.

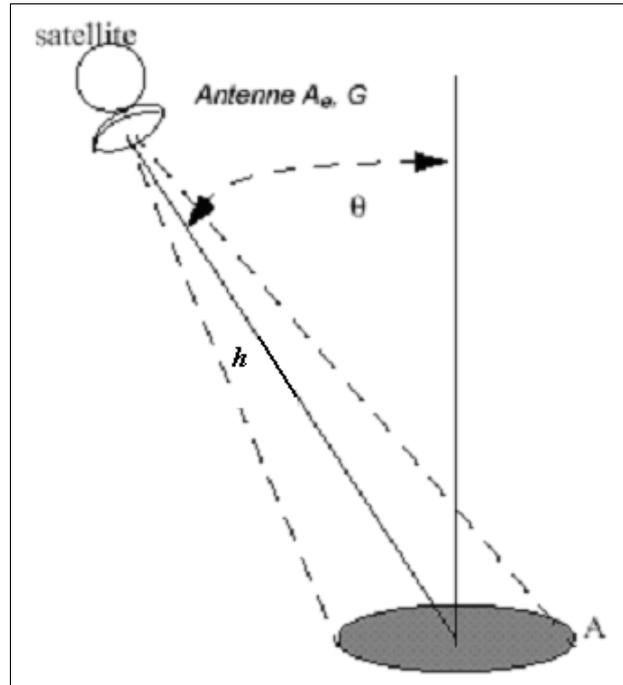


Figure 2.1 : Radar éclairant une surface A suivant l'angle d'incidence θ à la distance h

La relation entre la puissance transmise par le radar P_T et la puissance reçue P est donnée par l'équation [Tournadre, 2005] :

$$P = \frac{P_T G}{4\pi h^2} \cdot \frac{\sigma}{4\pi} \cdot \frac{A_e}{h^2} \quad (2.2)$$

avec :

- G : gain de l'antenne ;
- A_e : surface effective de l'antenne ;
- h : distance satellite-ocean.

- Le premier terme à droite de la relation (2.2) représente l'intensité de l'onde incidente le long de la distance satellite-ocean (h).
- Le deuxième terme est l'intensité produite dans la direction du radar par la diffusion d'une cible ponctuelle de section efficace σ .
- Le dernier terme représente l'angle solide d'une antenne de surface effective A_e .

Cette surface effective est liée au gain par la relation [Tournadre, 2005] :

$$A_e = \frac{G\lambda^2}{4\pi} \quad (2.3)$$

où :

λ représente la longueur d'onde radar.

Si on admet que les gains en émission et en réception sont identiques, on obtient comme équation radar :

$$P = \frac{P_T G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 h^4} \sigma \quad (2.4)$$

Cette relation est valide pour une cible ponctuelle de section efficace connue.

Si les cibles sont réparties sur une surface A , la diffusion est décrite par la section efficace par unité de surface σ_0 définie par [Tournadre, 2005] :

$$\sigma = \int_A \sigma_0 dA \quad (2.5)$$

où :

- A est la surface éclairée par le radar ;
- σ_0 est sans dimension et il est défini par unité de surface.

Une surface Lambertienne (de brillance uniforme) a une section efficace variant avec le cosinus de l'angle d'incidence.

Donc, le problème du calcul de l'intensité rétrodiffusée revient au calcul de σ_0 connaissant la surface diffusante.

Théorie des points spéculaires : Pour des angles d'incidence proches de la verticale, la diffusion se fait par les facettes de la surface dont la normale est orientée vers le radar (points spéculaires). Pour pouvoir calculer l'énergie rétrodiffusée, il faut tout d'abord définir une facette, puis estimer la probabilité pour qu'une facette soit correctement orientée et enfin l'énergie réfléchi par chaque facette [Amarouche, 2005].

Mathématiquement, l'approche pour calculer σ_0 basée sur les facettes, est appelée l'approximation du plan tangent. Deux méthodes générales pour résoudre le problème peuvent être utilisées :

- Si la solution est trouvée à partir des équations de Maxwell, on parle d'approche de l'optique physique.
- Si on considère les ondes comme un ensemble de rayons et que l'on calcule la diffusion de ces rayons, on parle alors d'optique géométrique.

Dans le cadre de l'optique physique, une facette est approchée par un paraboloides elliptique de rayon de courbure r_1 dans le plan (x, z) et r_2 dans le plan (y, z) (Figure 2.2). On calcule la diffusion de chaque paraboloides et ensuite, on somme ces diffusions sur la surface éclairée en utilisant la probabilité de distribution des pentes de la surface.

Pour un radar visant suivant la direction (OX) , on obtient [Amarouche, 2005] :

$$\sigma_0 = \rho(0)^2 \sec^4(\theta) P(\tan \theta, 0) \quad (2.6)$$

où :

$\rho(0)$ est le coefficient de Fresnel à incidence nulle, il est égal à 0.785 pour une fréquence de 13 GHz.

θ est l'angle d'incidence.

$P(\tan \theta, 0)$ représente la densité de probabilité conjointe des pentes ξ_x dans la direction des X et ξ_y dans la direction des Y , soient:

$$\begin{cases} \xi_x = \frac{d\xi}{dx} = \tan \theta \cos \varphi \\ \xi_y = \frac{d\xi}{dy} = \tan \theta \sin \varphi \end{cases} \quad (2.7)$$

Avec :

θ et φ : les angles formés par le nadir et la surface d'interaction (Figure 2.2).

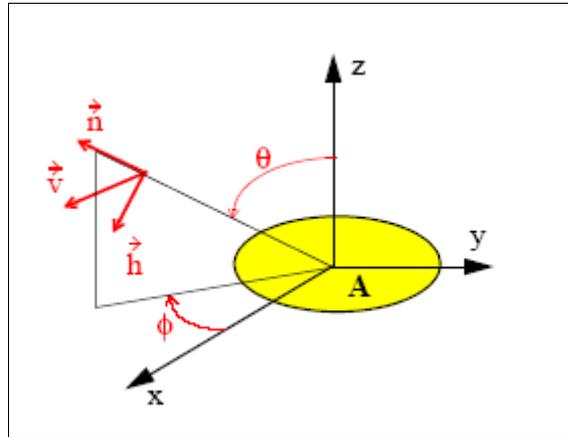


Figure 2.2 : Direction du signal incident

Avec une assez bonne approximation, la distribution des pentes peut être considérée comme Gaussienne et isotrope dans la direction des vents. On obtient alors [Barrik and Lipa, 1985] :

$$\sigma_0(\theta) = \frac{\rho(0)^2}{2S^2} \sec^2(\theta) \exp\left(-\frac{\tan^2 \theta}{2S^2}\right) \quad (2.8)$$

avec :

$$S^2 = \bar{\xi}^2 \quad (2.9)$$

où :

S est la pente quadratique moyenne de la surface.

En réalité, l'estimation du σ_0 dépend des caractéristiques du signal, et par conséquent sa formule ne peut être déduite qu'à partir de ces caractéristiques et plus précisément sa puissance, alors cette estimation est en fait effectuée à partir des formes d'ondes altimétriques en utilisant un processus d'estimation basé sur l'application d'un algorithme MLE (Maximum Likelihood Estimator) avec un modèle analytique de l'écho [Caries and Sterl, 2003].

2.1.2 Modèles de calcul du SSB

Il existe plusieurs modèles qui permettent de calculer le biais de l'état de la mer, il existe des modèles physiques conçus en utilisant la théorie électromagnétique [Rodriguez et al, 1992; Elfouhaily et al, 1999; Elfouhaily, 2000], des modèles empiriques paramétriques appliqués pour les données de Topex/Poseidon, calibrés par analyse des données de l'altimètre [Born et al, 1982; Zlotnicki et al, 1989; Gaspar et al., 1994; Chelton, 1994], et d'autres modèles empiriques non paramétriques Gaspar et Florens [1998] appliqués pour les données Jason-1.

Pour les modèles empiriques, SSB est supposé être exprimé par la forme [Rami et al., 2011a] :

$$SSB = f(swh, \sigma_0) \approx f(swh, u) \quad (2.10)$$

où :

- swh est la hauteur significative des vagues ;
- σ_0 est le coefficient de rétrodiffusion ;
- u est la vitesse du vent.

2.1.2.1 Modèle paramétrique

Le modèle paramétrique le plus probable pour le calcul du biais de l'état de la mer est le modèle à quatre paramètres BM4, donné par [Gaspar et al, 1994] :

$$SSB = swh [a_1 + a_2u + a_3u^2 + a_4swh] \quad (2.11)$$

Le Tableau 2.1 en présente les valeurs des paramètres a_i pour les deux types d'altimètres Topex et Poseidon.

Tableau 2.1 : Paramètres estimés pour le calcul du SSB [User Handbook, 2003]

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

Notons que la hauteur significative de la vague (swh) est calculée par le modèle défini par (Gaspar and Florens, 1998):

$$swh = 2C \sqrt{\sigma_C^2 - \sigma_P^2} \quad (2.12)$$

où :

- C est la célérité ;
- σ_C (en secondes) représente le délai dû à la tache de l'écho sur la mer ;
- σ_P (en secondes) représente la longueur d'onde de l'écho.

La vitesse du vent (u) est calculée selon le modèle de Chelton-Wentz. [Witter and Chelton, 1991] ; ce modèle est obtenu par un ajustement par moindres carrés d'un polynôme d'ordre 4 du modèle tabulaire modifié de la vitesse du vent de Chelton-Wentz (1986), il est donné par :

$$u = \sum_{n=0}^4 a_n (\sigma_{ob})^n \quad (2.13)$$

où :

σ_{ob} représente le coefficient de dispersion biaisé: $\sigma_{ob} = \sigma_o + d\sigma$ (en décibels) ;
 σ_o est le coefficient de rétrodiffusion ;
 $d\sigma = -0.63$ dB est le biais pour adapter les données Geosat ; il est le même pour les altimètres Topex et Jason-1.

Les coefficients polynomiaux (a_i) sont définis comme suit :

Tablau 2.2 : Paramètres estimés pour le calcul de la vitesse du vent [User Handbook, 2003]

u limits	σ_{ob} limits	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4
$u > 7.30$	$\sigma_{ob} < 10.8$	51.0453071	-10.9828044	1.89570842	-0.17482773	0.00543823
$0.01 \leq u \leq 7.30$	$10.8 \leq \sigma_{ob} \leq 19.6$	317.474299	-73.5078951	6.41197804	-0.24866829	0.00360789
$u = 0.0$	$19.6 < \sigma_{ob}$	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

2.1.2.2 Modèles non paramétriques

Pour éviter les altérations causées par l'utilisation de la méthode des moindres carrés lors de la proposition des modèles paramétriques, Gaspar et Florens (GF) ont reformulé et résolu le problème d'estimation du *SSB* d'une manière totalement non paramétrique. Cette évaluation a été obtenue en utilisant (a) un jeu de données très limité, (b) un estimateur élémentaire non paramétrique pour des espérances conditionnelles et (c) un choix brut des paramètres de lissage [Gaspar and Florens, 1998].

En général, l'estimation statistique du *SSB* est basée sur l'équation d'observation suivante [Rami et al., 2011a]:

$$ssh_2 - ssh_1 = f(swh_2, u_2) - f(swh_1, u_1) + \varepsilon \quad (2.14)$$

où :

ssh est la hauteur de surface de la mer au-dessus de l'ellipsoïde de référence, non corrigée du *SSB* ;

les indices 1 et 2 correspondent aux instants de mesures t_1 et t_2 au même endroit géographique;

ε est l'erreur moyenne qui inclut des erreurs de mesures altimétriques dues à la variation dynamique de la surface topographique de la mer entre les deux instants t_1 et t_2 .

Comme point de départ, GF a supposé simplement que le *SSB* est une fonction $f(x)$ non indiqué, c'est un vecteur des variables relatives à l'état de la mer

$$ssh_2 - ssh_1 = y \quad (2.15)$$

La formule (2.14) permet d'écrire :

$$y = f(x_2) - f(x_1) + \varepsilon \quad (2.16)$$

De sorte que l'espérance conditionnelle de y , où $x_2 = x$ soit :

$$E[y|x_2 = x] = f(x) - E[f(x_1)|x_2 = x] \quad (2.17)$$

La théorie d'estimation non paramétrique fournit une variété d'estimateurs de la fonction de régression:

$$r(x) = E[\xi|x] \quad (2.18)$$

où :

ξ représente une variable scalaire aléatoire conjointement distribuée avec le vecteur x [Härdle, 1990].

Le modèle GF est basé sur l'estimateur simple du noyau de Nadaraya- Watson (Nadaraya (1964) et Watson (1964)) en supposant que l'estimateur choisi peut être écrit sous la forme :

$$\bar{r}(x) = \sum_{i=1}^n \xi_i \alpha_i(x, x_i) \quad (2.19)$$

Les poids α_i doivent satisfaire la condition suivante :

$$\sum_i^n \alpha_i(x, x_i) = 1 \quad (2.19a)$$

En utilisant un tel estimateur et un ensemble de n mesures altimétriques de (y_i, x_{1i}, x_{2i}) , les espérances conditionnelles en (2.17) peuvent être estimées pour pouvoir écrire:

$$f(x) = \sum_{i=1}^n y_i \alpha_i(x, x_{2i}) + \sum_{i=1}^n f(x_{1i}) \alpha_i(x, x_{2i}) \quad (2.20)$$

A l'instant t_1 , la formule (2.20) devient :

$$f(x) = \sum_{i=1}^n y_i \alpha_i(x_{1i}, x_{2i}) + \sum_{i=1}^n f(x_{1i}) \alpha_i(x_{1i}, x_{2i}) \quad (2.21)$$

La forme matricielle sera donc :

$$(I - A)F_1 = AY \quad (2.22)$$

où :

I représente la matrice identité de $(n \times n)$;
 A est une matrice de $(n \times n)$ éléments.

avec :

$$A = [\alpha_{ii}] = [\alpha_n(x_{1i}, x_{2i})] \quad (2.22a)$$

$$F_1^T = [f(x_{11}), \dots \dots \dots f(x_{1n})] \quad (2.22b)$$

$$Y^T = [y_1, \dots \dots \dots y_n] \quad (2.22c)$$

Le problème d'estimation est que le système linéaire (2.22) ne peut pas être résolu pour F_1 puisque $(I - A)$ est une matrice singulière. En effet, la définition des poids (2.19a) implique que la somme des éléments dans chaque ligne de cette matrice est nulle.

Pour éliminer cette indétermination, nous devons imposer une valeur du SSB . Dans ce cas, nous imposons la valeur d'un des composants de f_1 , soit $f(x_{11})$ comme donnée qui peut être toujours réarrangée pour avoir le composant choisi dans la première fois. La contrainte est donc [Gaspar and Florens, 1998]:

$$f(x_{11}) = f_0 \quad (2.23)$$

Dans notre cas, on prend $f_0 = SSB(0,0) = 0$.

Donc (2.22) sera :

$$B_1 F = AY - B_0 f_0 \quad (2.24)$$

Où :

F est un vecteur de $(n - 1)$ composantes de F_1 qui reste à déterminer :

$$F^T = [f(x_{12}), \dots \dots f(x_{1n})] \quad (2.24a)$$

B_0, B_1 sont des partitions de $(I - A)$; B_0 étant simplement la première colonne de $(I - A)$; nous avons maintenant un système de n équations avec $n - 1$ inconnues ; on le normalise et on le résout.

$$\hat{F} = (B_1^T B_1)^{-1} B_1^T (AY - B_0 f_0) \quad (2.25)$$

Ceci fournit les estimations de $f(x_{1i}), i = 2 \dots \dots n$, on les replace dans la formule (2.20) pour estimer $f(x)$ pour toute valeur de x . Le problème d'évaluation non paramétrique du SSB est formellement résolu.

Evaluation numérique du modèle NP

Jeu de données : Les améliorations de la technique d'évaluation du modèle non paramétrique du SSB sont commodément évaluées en utilisant un jeu de données des points de croisement de deux passages pour Jason-1. Ce jeu de données contient plus de 6 années consécutives de données GDR (Geophysical Data Records) du satellite Jason-1 correspondant à 250 cycles (du 15 Janvier 2002 au 19 Octobre 2008). Les différences ($y = ssh_2 - ssh_1$) correspondent aux passages inférieurs et supérieurs (ascendant et descendant), chacune de ces différences est associée avec la vitesse de vent u et la hauteur significative des vagues sw_h où u est calculée selon le modèle de Chelton-Wentz.

Procédé numérique de la résolution : Pour résoudre l'équation (2.25), nous devons d'abord choisir la mesure x_{11} où la contrainte (2.23) est vérifiée. Pour le jeu de données de Jason-1, le seul choix évident est d'imposer SSB nul au-dessus de la mer calme (sans vent), donc : $SSB = f(0,0) = 0$.

Cependant, le procédé numériquement efficace pour satisfaire cette contrainte, est le suivant :

- On choisit la mesure du passage supérieur x_{11} de telle façon qu'elle soit la plus proche possible de (u_m, swh_m) la valeur moyenne de la distribution (u, swh) . Pour les données de Jason-1, cette moyenne vaut (8 m/s, 2.7 m)[Userhand book, 2003].
- On attribue à $f(x_{11})$ une valeur de f_0 , par exemple on prend $f_0 = -5$ cm, et ensuite on calcule \hat{F} à l'aide de la formule (2.25).
- Et à l'aide de la formule (2.20), on calcule $f(x)$ pour toutes les valeurs d'une grille régulière. Cette dernière inclut la valeur (0,0) et est générée en décroissant la valeur initiale (0,0) par un pas (0.25 m.s⁻¹, 0.25 m).
- Finalement, on soustrait $f(0,0)$ de $f(x)$ pour tous les points de la grille, et on aura une solution finale qui vérifie la condition $SSB = 0$.

Estimation finale du modèle NP: Même si nous avons l'intention d'améliorer d'une manière significative l'implémentation numérique de la méthode d'estimation du modèle non paramétrique du SSB , nous ne pouvons pas raisonnablement envisager de résoudre (2.25), pour l'ensemble des données de Jason-1, puisqu'il s'agit de résoudre un système linéaire avec un nombre important d'inconnues (chaque cycle contient 6000 données).

L'application suivie est basé sur les évaluations du SSB cycle par cycle. Ceci exige une résolution d'un système linéaire avec plus de 6000 inconnues pour chaque cycle. L'évaluation finale du SSB est obtenue comme la moyenne des différentes évaluations de chaque cycle calculées à chaque point x de la grille, donc la solution finale est :

$$SSB(x) = \bar{f}(x) - \bar{f}(0,0) \quad (2.26)$$

où :

\bar{f} est la valeur moyenne pour l'estimation individuelle de chaque cycle.

Nous notons ici qu'une expérimentation de détermination du SSB a été menée dans le cadre de cette thèse en utilisant le modèle non paramétrique. Dans cette expérience, l'évaluation du biais de l'état de la mer est obtenue en utilisant plus de 6 années consécutives de données GDR du satellite Jason-1 correspondant à 250 cycles (du 15 Janvier 2002 au 19 Octobre 2008), un estimateur élémentaire non paramétrique pour des espérances conditionnelles et un choix brut des paramètres de lissage [Rami et al., 2011a].

Pratiquement, le résultat final sera une grille de u avec un pas de 0.25 m.s⁻¹ et swh avec un pas de 0.25 m, pour chaque point de composants (u, swh) on associe une valeur du SSB . Pour les autres valeurs de swh et u , la valeur de SSB sera déterminée par interpolation bilinéaire [Rami et al., 2011a].

2.2 Effet du baromètre inverse

Dans le cadre de la préparation de cette thèse, la correction statique du baromètre inverse (*inb*) a été déterminée par le modèle suivant [user Handbook, 2003]:

$$inb = \frac{\bar{P}_a - P_a}{\rho \cdot g} \quad (2..27)$$

où :

P_a est la pression introduite au niveau de la mer ;

$\bar{P}_a \approx 1013.25$ représente la pression atmosphérique moyenne ;

$\rho \approx 1.025 \text{ g/cm}^3$ représente la densité moyenne de l'eau de la mer ;

$g \approx 981 \text{ cm/s}^2$ est l'accélération de la pesanteur.

La réponse en baromètre inverse est surtout observée au large. Elle se complique sur le plateau continental en raison de la topographie marine et littorale qui piège les perturbations barométriques du niveau de la mer et les contraint à se propager sous forme d'ondes de berge sur de longues distances. La réponse devient alors dynamique. Elle serait ainsi difficile à isoler de certains effets du vent qui sont associés au passage des systèmes dépressionnaires et qui se propagent en particulier le long du littoral.

Dans le cas d'un ajustement fidèle au modèle hydrostatique de baromètre inverse, une augmentation de un millibar de la pression atmosphérique correspond à une baisse d'environ un centimètre du niveau de la mer. Aussi, l'effet observé sur la variation du niveau de la mer atteint typiquement des valeurs de quelques dizaines de centimètres sur une échelle de plusieurs jours. L'effet présente souvent une modulation saisonnière de l'ordre de plusieurs centimètres, qui dépend globalement de la latitude considérée.

Effets de variation du potentiel générateur de la marée

Le globe terrestre se situe dans un système solaire qui lui fait subir des effets d'attractions luni-solaires engendrées par la Lune et le Soleil, et planétaires engendrées par Venus et Jupiter. Ces forces d'attraction créent des variations du potentiel qui affectent la surface des océans et des mers en générant la marée océanique, et affectent la croûte terrestre en générant la marée terrestre. En outre la position du globe terrestre dans le système solaire et l'instabilité du pôle terrestre engendrent ce qu'on appelle la marée polaire.

L'introduction de méthodes numériques et l'apparition des ordinateurs après la seconde guerre mondiale ont 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) fournissent des solutions très différentes les unes des autres. En 1980, Schwiderski propose le premier modèle hydrodynamique numérique mondial pour l'estimation de la marée. En 1995, Le Provost propose un modèle global hydrodynamique de grande précision indépendant de la mesure altimétrique [Lefèvre, 2000].

Le lancement des premiers satellites altimétriques a permis à la communauté scientifique d'avoir une quantité de mesures de la surface des océans sans précédent dans l'histoire de l'océanographie. Cette arrivée massive de nouvelles données de grande précision stimule les modélisateurs de la marée océanique qui développent de nouveau de nombreux modèles globaux.

Dans le présent chapitre, dans un premier temps seront présentées quelques systèmes de coordonnées astronomiques, des notions sur les échelles de temps ainsi que quelques types de systèmes de références terrestres, ensuite sera présentée la force génératrice de la marée, le potentiel générateur de marée pour le système à trois corps (Terre - Lune - Soleil) et ses développements, voir le développement de Darwin, de Doodson et de Cartwright et Taylor, finalement seront détaillés les modèles utilisés pour l'estimation de l'effet de la marée océanique, terrestre et polaire.

3.1 Notions sur l'astronomie de position

3.1.1 Systèmes de coordonnées astronomiques

Coordonnées horizontales (ou locales) : Les coordonnées horizontales sont liées à un repère local composé du plan horizontal et la verticale du lieu en astronomie ces coordonnées sont variables en fonction du temps et du lieu, les composantes sont [Loiseau, 1981]:

- Azimut (Az): angle compté sur le plan horizontal dans le sens rétrograde à partir de la direction du nord géographique jusqu'à la direction de l'astre.
- Distance zénithale (θ): angle compté sur le plan verticale de 0 à 180° à partir de la verticale jusqu'à la direction de l'astre.

Coordonnées Equatoriales : Les coordonnées Equatoriales sont liées à un repère universel basé sur le plan de l'équateur et l'axe du monde elles ne sont variables qu'en fonction du temps [Loiseau, 1981]:

- Ascension droite (α): angle compté sur le plan de l'équateur dans le sens Direct à partir du point vernal (intersection de l'orbite terrestre avec l'équateur) jusqu'à la direction de l'astre.
- Déclinaison (δ): angle compté sur le plan méridien ou cercle horaire de l'astre entre l'équateur et la direction de l'astre 0 à 90° positivement vers le pôle nord et négativement vers le pôle sud.

Coordonnées géographiques : Un point de la surface terrestre est repéré par ses coordonnées géographiques qui sont liées à un repère universel basé sur le plan de l'équateur terrestre et l'axe de rotation de la terre. La surface terrestre est quadrillée par des lignes imaginaires désignant les parallèles et méridiens, le méridien origine est celui de Greenwich [Loiseau, 1981]:

- Longitude (λ): angle dièdre compté sur le plan de l'équateur dans le sens Direct à partir de la méridienne origine de Greenwich jusqu'au méridien du lieu positivement vers l'Est et négativement vers l'Ouest.
- Latitude (φ): angle compté sur le plan méridien entre l'équateur et la direction de la verticale du lieu 0 à 90° positivement vers le pôle nord et négativement vers le pôle sud.

Coordonnées Horaires : Les coordonnées horaires sont liées à un repère basé sur le plan de l'équateur et l'axe du monde ainsi que le méridien du lieu elles sont variables en fonction du temps et du lieu [Loiseau, 1981]:

- Angle horaire (AH): angle dièdre formé par le plan méridien de l'astre et le plan méridien du lieu compté sur le plan de l'équateur dans le sens rétrograde à partir du méridien du lieu.
- Déclinaison (δ): voir définition ci dessus

Remarque: l'angle horaire d'un astre est nul à l'instant de son passage au méridien supérieur d'un lieu.

Coordonnées écliptiques: Les coordonnées Ecliptiques sont liées à un repère universel basé sur le plan de l'écliptique et son axe QQ', elles ne sont variables qu'en fonction du temps [Loiseau, 1981]:

- Longitude écliptique (l): angle compté sur le plan de l'écliptique dans le sens Direct à partir du point vernal jusqu'à l'intersection de l'écliptique avec le méridien écliptique de l'astre.
- Latitude écliptique (β): angle compté sur le plan méridien écliptique de l'astre entre l'écliptique et la direction de l'astre 0 à 90° positivement vers nord et négativement vers le sud.

3.1.2 Echelles de temps

Temps solaire vrai: Par définition le temps solaire vrai est l'angle horaire du soleil vrai, ce temps peut être quantifié par l'utilisation de toute méthode permettant la mesure de l'angle horaire du soleil d'ou on peut déterminer exactement l'instant du passage du soleil vrai au méridien d'un lieu ($AH = 0$) cet instant n'est autre que le midi vrai en ce lieu. Ce temps est accessible à l'observation, donc à la mesure, mais il présente un inconvénient majeur du fait qu'il est basé sur le mouvement apparent non uniforme du soleil vrai vu qu'il parcourt l'écliptique suivant la loi des aires et à un arc décrit sur l'écliptique ne correspond pas le même arc sur l'écliptique, ce temps ne croît pas comme une fonction linéaire et ne pourra pas être conservé à l'aide d'une horloge [SHOM, 1984].

- Midi vrai en un lieu: c'est l'instant du passage du soleil vrai au méridien de ce lieu, appellation impropre car l'angle horaire du soleil vrai est nul à cet instant.
- Jour solaire vrai: l'intervalle de temps qui sépare deux midi vrais consécutifs.

Temps solaire moyen: Pour les pratiques courantes de la vie il est nécessaire de disposer d'une échelle de temps uniforme et d'un étalon de temps. L'activité de l'humanité dépend de la succession des jours et des nuits ainsi que celle des saisons, dépendante elle-même du mouvement apparent du soleil vrai. Cette échelle que nous cherchons doit être uniforme et s'écartant le moins possible de celle basée sur le mouvement du soleil vrai [SHOM, 1984].

- Soleil moyen: c'est un soleil qui parcourt l'équateur en un mouvement uniforme et défini de telle manière que son ascension droite varie uniformément, ayant la même période que celle du soleil vrai et en soit aussi rapprochée que possible.
- Temps solaire moyen: Par définition le temps solaire moyen est l'angle horaire du soleil moyen
- Midi moyen en un lieu: c'est l'instant du passage du soleil moyen au méridien de ce lieu.
- Jour solaire moyen: l'intervalle de temps qui sépare deux midi moyens consécutifs.

Équation du temps: C'est la quantité qu'il faut ajouter au temps solaire vrai pour avoir le temps solaire moyen elle varie au cours d'une année entre ($- 16mn 20s$ et $+ 14mn 20s$) environ, et s'annule quatre fois vers le 16 avril, le 15 juin, le 02 septembre et le 25 décembre [SHOM, 1984].

Temps civil local: Le temps solaire moyen étant l'angle horaire du soleil moyen qui s'annule au moment de son passage au méridien supérieur d'un lieu, donc il est 0 heure au milieu de la journée. Comme il est était plus commode de commencer la journée au milieu de la nuit, la définition d'un autre repère du temps solaire s'impose [SHOM, 1984].

- Soleil Civil: c'est un soleil décalé de 12 heures par rapport au soleil moyen et qui parcourt l'équateur en un mouvement uniforme.
- Heure Civile Locale (*HCL*): Par définition l'heure civile locale est l'angle horaire du soleil civil.

3.2 Différents systèmes de référence terrestre

Un système de référence terrestre est, initialement, un repère tridimensionnel défini par [Altamimi, 2001] :

- Son centre O (choisi à proximité du centre de gravité terrestre)
- Trois axes orthonormés Ox , Oy et Oz , définis par leur orientation. Ox et Oy se trouvent pratiquement dans le plan équatorial terrestre, et Oz est orienté approximativement suivant l'axe de rotation terrestre.

Dans un système géodésique ainsi défini, un point est localisé par ses coordonnées cartésiennes, exprimées par trois valeurs (X , Y , et Z) relatives aux trois axes du repère.

Les données spatialisées sont rarement stockées sous cette forme, mais on peut avoir recours à ce système de données cartésiennes pour convertir des données d'un système géodésique à un autre [Altamimi, 2001] :

3.2.1 Système de référence inertiel (ou galiléen)

est un référentiel dans lequel un objet isolé (sur lequel ne s'exerce aucune force ou sur lequel la résultante des forces est nulle) est en mouvement de translation rectiligne uniforme (l'immobilité étant un cas particulier de mouvement rectiligne uniforme) : la vitesse du corps est constante (au cours du temps) en direction et en norme. Cela signifie que le principe d'inertie, qui est énoncé dans la première loi de Newton, y est vrai [Altamimi, 2001].

C'est un système de référence spatial privilégié en mécanique newtonienne, associé à une échelle de temps uniforme. Deux systèmes de référence inertiels se déduisent l'un de l'autre par un mouvement de translation de vitesse constante :

Référentiel géocentrique : Le référentiel géocentrique a pour origine le centre de gravité terrestre, et ses axes sont définis par rapport à trois étoiles fixes. Deux de ces étoiles sont l'étoile polaire et Beta du Centaure. Ainsi, il n'est pas solidaire de la Terre dans son mouvement de rotation autour des pôles, et ce référentiel peut être considéré comme galiléen sur des expériences terrestres "peu longues" (dont la durée est brève devant une journée), car la rotation de la Terre autour du Soleil n'est alors pas prise en compte et ne faisant pas intervenir des vitesses trop importantes [Altamimi, 2001].

Référentiel terrestre : Le référentiel terrestre est le référentiel le plus utilisé : il est centré en un point de la Terre, et ses axes sont liés à la rotation terrestre : un homme "immobile" est donc fixe dans le référentiel terrestre. Par exemple, le référentiel terrestre peut se définir sur un terrain de foot comme un référentiel centré au point de corner, donc les axes sont la ligne de touche, la ligne de but et le poteau de corner [Altamimi, 2001].

Le référentiel terrestre peut être considéré comme galiléen dans les expériences usuelles. Il faut une chute libre commençant à une hauteur considérable pour mettre en évidence la déviation vers l'est, due à la rotation terrestre.

3.2.2 Systèmes de référence géodésiques

Un système géodésique est un système de référence permettant d'exprimer les positions au voisinage de la Terre. Dans un système géodésique ainsi défini, un point est localisé par ses coordonnées géographiques (ou géodésiques), exprimées en valeurs angulaires par la latitude φ , la longitude λ , et la hauteur géodésique h mesurée suivant la normale à l'ellipsoïde [Leik, 1995].

Les techniques spatiales ont permis de définir des systèmes géodésiques "mondiaux" ou "globaux", en combinant les méthodes d'orbitographie précise de satellites, et des mesures d'angles ou de distances (ou plutôt, de temps de propagation de signaux) entre ces satellites et des points du globe ; le "réseau" géodésique est désormais virtuel, et ce sont les éléments orbitaux des satellites et les positions des stations de trajectographie qui définissent désormais le système géodésique [Leik, 1995].

Il existe donc des centaines de systèmes géodésiques utilisés dans le monde : le système WGS 84 (World Geodesic System of 1984), est le système géodésique associé au GPS (Global Positioning System) basé sur l'ellipsoïde de révolution GRS 80 dont les paramètres sont [Leik, 1995]:

demi grand axe	a	$= 6\,378\,137,0$ m
aplatissement	f	$f = \frac{a-b}{a} = 1/298,257\,223\,563$
demi petit axe	b	$\approx 6\,356\,752,314\,140\,355\,847\,852$ m
première excentricité	e	$e = \sqrt{\frac{a^2-b^2}{a^2}} \approx 0,081\,819\,191\,32$
circonférence équatoriale	$2 \cdot \pi \cdot a$	$\approx 40\,075,017$ km
	$2 \cdot \pi \cdot b$	$\approx 39\,940,652$ km)
deuxième excentricité	e'	$e' = \sqrt{\frac{a^2 - b^2}{a^2}}$

Tableau 3.1 : Paramètres de l'ellipsoïde GRS 80

Ces systèmes sont rattachés à l'IITRF (International Terrestrial Reference Frame), qui unifie les références terrestres et astronomiques.

Système international de référence terrestre (ITRS) : International Terrestrial Reference System, est un ensemble de procédures définissant un système de référence adéquat afin de mesurer ou localiser précisément à la surface (ou près de la surface) de la Terre. Le IERS définit un système de coordonnées géocentrique utilisant le système de mesure SI [Altamimi, 2001].

Repère international de référence terrestre (ITRF) : International Terrestrial Reference Frame, est une réalisation de l'ITRS. De nouvelles solutions de l'ITRF sont produits années après années, utilisant les dernières techniques permettant une réalisation aussi précise que possible de l'ITRS. Les marges d'incertitude font que chaque ITRF particulier diffère légèrement des autres réalisations de l'ITRF.

3.3 Origine de la marée

En excluant la marée polaire qui est principalement due au mouvement du pôle terrestre, la marée en général est définie comme étant les variations à allure périodique du niveau des océans et de la croûte terrestre dues aux seules actions des corps célestes qui se déplacent autour de la Terre. C'est le mouvement relatif apparent de ces corps célestes par rapport à la Terre qui est combiné avec la rotation de la Terre sur elle-même, qui génère des forces d'attraction gravitationnelle périodiques entraînant un déplacement périodique et ondulatoire des masses d'eaux océaniques et de la partie solide du globe terrestre [Lefèvre, 2000].

Il est particulièrement important de faire ressortir la principale caractéristique de la marée : la rigoureuse périodicité du phénomène. En effet, le mouvement des astres étant la cause de la marée et leurs déplacements périodiques étant parfaitement connus, la périodicité des élévations du niveau des océans due à la marée est, elle aussi, connue. Comme nous le verrons plus loin, cette caractéristique permet l'analyse harmonique de la marée.

3.4 Force génératrice de la marée

L'étude de la marée revient à s'intéresser aux mouvements des particules liquides des océans et des mers ainsi que les particules solides du globe terrestre dans un repère de coordonnées géocentriques. En effet, ces particules sont à la fois soumises aux forces gravitationnelles de l'attraction terrestre et aux forces d'attraction des astres en révolution autour de la Terre. Ces astres qui sont la cause des marées sont nommés astres perturbateurs. Les forces qu'ils exercent sur le globe terrestre entraînent des variations du niveau des océans et des mers qui varient dans le temps et qui forment les ondes de propagation de la marée.

3.4.1 Attraction universelle

Les lois de la mécanique newtonienne donnent la force d'attraction qu'exerce une particule P_1 de masse m_1 sur une particule P_2 de masse m_2 [Lefèvre, 2000] :

$$\vec{F}_{1/2} = -Gm_1m_2 \frac{\vec{R}_{1/2}}{R_{1/2}^3} \quad (3.1)$$

Où :

G représente la constante de gravitation universelle ;

$R_{1/2}$ est le vecteur de direction de la ligne passant par P_1 et P_2 , de sens P_1 vers P_2 et de module la distance de P_1 à P_2 .

Rappelons que l'expression de la constante de gravitation universelle en fonction du champ d'attraction terrestre g est donnée par :

$$G = g \frac{a^2}{m_T} = 6.667 \cdot 10^{-24} m^2 S^2 kg^{-1} \quad (3.2)$$

où :

a est le rayon de la Terre ($a \approx 6400\text{km}$) ;

m_T représente la masse de la Terre.

L'expression du module de la force génératrice en fonction de la masse de l'astre m_k , la distance zénithale de l'astre θ et la distance Terre/astre R_k est [Lefèvre, 2000] :

$$\|F_{GM}\| = G \frac{m_k}{R_k^3} a \sqrt{3 \cos^2(\theta) + 1} \quad (3.3)$$

Grâce à cette équation, on peut définir la surface engendrée par cette force d'attraction ; la figure suivante montre bien cette influence avec un peu d'exagération pour une meilleure visualisation. Cette surface est symétrique par rapport à l'axe des pôles d'une part et par rapport à l'axe centre de la Terre – centre de l'astre, et donc cette surface est un ellipsoïde de révolution.

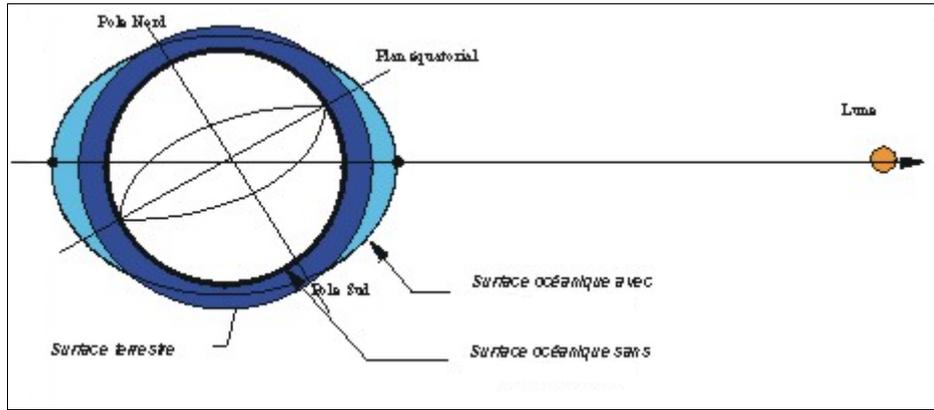


Figure 3.1 : Influence d'un astre unique sur la surface des océans et des mers

3.4.2 Cas du système à trois corps Terre – Lune – Soleil

Dans le cas de la Terre, comme décrit précédemment, seules la Lune et le Soleil ont une influence notable sur la génération de la marée. Afin de quantifier la force génératrice de la marée sur notre planète, plaçons-nous dans le système à trois corps Terre – Lune – Soleil. La formule (3.3) montre que la force génératrice de la marée varie en raison inverse du cube de la distance contrairement à l'attraction gravitationnelle qui varie en raison inverse du carré de la distance [Lefèvre, 2000].

$$\frac{\|F_{GML/T}\|}{\|F_{GMS/T}\|} \approx \frac{G \frac{m_L}{R_L^3} a}{G \frac{m_S}{R_S^3} a} = \frac{m_L}{m_S} \left(\frac{R_S}{R_L}\right)^3 = 2.17 \quad (3.4)$$

Ainsi, l'action de la Lune est deux fois plus importante que celle du Soleil malgré sa masse considérable: l'effet de distance est prépondérant.

Cependant, ces forces différentielles sont infimes. Pour les deux corps Lune/Terre par exemple :

$$\|F_{GML/T}\| \approx G \frac{m_L}{R_L^3} a = g \frac{a^2}{m_T R_L} = 5.5 \cdot 10^{-7} \text{Newton} \quad (3.5)$$

Par un calcul similaire, on a pour le Soleil :

$$\|F_{GMS/T}\| \approx 2.5 \cdot 10^{-7} \text{Newton} \quad (3.6)$$

On remarque bien que la lune a une grande influence sur la surface des océans et des mers ; elle est deux fois plus grande que celle du soleil.

3.5 Potentiel générateur de la marée

Nous pouvons chercher un potentiel qui dérive de la force génératrice et l'exprimer en fonction des mouvements des deux astres perturbateurs. Nous verrons que, grâce à des principes de la physique ondulatoire, ce potentiel peut s'exprimer sous forme d'une somme infinie de potentiels élémentaires qui se traduisent tous par la génération d'une onde sinusoïdale élémentaire se propageant dans les océans. Trois développements du potentiel générateur sont présentés et permettent d'introduire les notions de composantes harmoniques de la marée que nous quantifierons et qualifierons pour les principales ondes de la marée [Dennoukri, 2007].

3.5.1 Définition et expression du potentiel générateur

Par définition, une force F dérive d'un potentiel. On peut écrire :

$$F = \nabla \Pi \quad (3.7)$$

où :

$\nabla = \frac{\partial}{\partial x} u_x + \frac{\partial}{\partial y} u_y + \frac{\partial}{\partial z} u_z$ représente l'opérateur nabla dans un repère cartésien (O,xyz) ;
 $\nabla \Pi$ est le gradient de Π ;
 Π est une fonction scalaire.

Le potentiel, défini à une constante près, est égal au travail qu'effectue la force pour déplacer une masse unité d'un point vers un autre, indépendamment du chemin suivi, on montre qu'un champ d'attraction créé par un point matériel P de masse m dérive d'un potentiel Π fonction de la distance r entre P et un point considéré :

$$U = G \frac{m}{g} \quad (3.8)$$

Dans le cas de l'étude de la marée, le potentiel qui dérive de la force génératrice de la marée est appelé potentiel générateur de la marée. Le gradient est un opérateur linéaire, donc, dans le cas du système à trois corps qui nous intéresse (Terre - Lune - Soleil), le potentiel astronomique générateur total Π_A , n'est que la somme du potentiel générateur lunaire Π_L et du potentiel générateur solaire Π_S , ce potentiel est appelé aussi potentiel luni-solaire. Ainsi, il suffit de déterminer Π_L , par exemple, et Π_S sera déduite.

3.5.2 Calcul du potentiel générateur

Comme décrit précédemment, nous pouvons simplifier le calcul du potentiel générateur de la marée en ne calculant que le potentiel lunaire Π_L . En reprenant les notations introduites dans les paragraphes précédents et en exprimant la force génératrice lunaire donnée par l'équation (3.3), l'équation (3.8) se transforme en [Lefèvre, 2000] :

$$\Pi_L = G m_L \left(\frac{1}{r_L} - \frac{a}{R_L^2} \cos(\theta_L) \right) \quad (3.9)$$

avec :

$$r_L^2 = a^2 + R_L^2 - 2aR_L \cos(\theta_L)$$

Par substitution de l'expression de l'inverse de r_L en fonction de a , R_L et θ_L dans (3.9) on obtient :

$$\Pi_L = Gm_L \frac{1}{R_L} \left(\frac{1}{\sqrt{1 - 2\frac{a}{R_L} \cos(\theta_L) + \frac{a^2}{R_L^2}}} - \frac{a}{R_L} \cos(\theta_L) \right) \quad (3.10)$$

Le terme $\frac{a}{R_L}$ est petit devant 1. Dans le cas de la Lune $\frac{a}{R_L} \approx 0.0166$, et dans le cas du Soleil $\frac{a}{R_S} \approx 4.10^{-5}$.

On a $-2\frac{a}{R_L} \cos(\theta_L) + \frac{a^2}{R_L^2} \ll 1$, nous pouvons alors écrire $\frac{1}{r_L}$ sous forme d'une série entière de polynômes de Legendre :

$$\frac{1}{r_L} = \frac{1}{R_L} \sum_{n=0}^{\infty} \left(P_n(\cos(\theta_L)) \left(\frac{a}{R_L} \right)^n \right) \quad (3.11)$$

où :

P_n représentent les polynômes de Legendre définis par les relations :

$$\begin{cases} P_0(x) = 1 \\ P_1(x) = x \\ P_{n+1}(x) = \frac{2n+1}{n+1} x P_n(x) - \frac{n}{n+1} P_{n-1}(x) \end{cases}$$

Cependant dans le cadre de notre étude, le terme $\frac{a}{R_L}$ étant petit, il entraîne une diminution très rapide de l'influence quantitative des polynômes de Legendre avec l'ordre du développement. La contribution du polynôme P_2 représente environ 98% du potentiel lunaire total et une fraction encore plus importante du potentiel solaire total [Le Provost, 1973]. C'est pourquoi, on se limite à l'ordre 2, limite de précision des mesures in situ même si dans certains cas, le développement est utilisé jusqu'à l'ordre 3 dont les quatre premiers polynômes de Legendre s'écrivent en fonction de $\cos(\theta_L)$:

$$\begin{cases} P_0(\cos(\theta_L)) = 1 \\ P_1(\cos(\theta_L)) = \cos(\theta_L) \\ P_2(\cos(\theta_L)) = \frac{1}{2}(3 \cos^2(\theta_L) - 1) \\ P_3(\cos(\theta_L)) = \frac{1}{2}(5 \cos^3(\theta_L) - 3 \cos(\theta_L)) \end{cases}$$

Après la simplification, l'expression du potentiel générateur lunaire jusqu'à l'ordre 3 s'écrit comme suit [Lefèvre, 2000] :

$$\Pi_L = Gm_L \frac{1}{R_L} \left[\frac{a^2}{R_L^2} (\cos^2(\theta_L) - \frac{2}{3}) + \frac{a^3}{R_L^3} \left(\frac{20}{3} \cos^3(\theta_L) - 2 \cos(\theta_L) \right) \right] \quad (3.12)$$

Ce potentiel ne dépend que de:

- θ_L , la distance zénithale de la Lune ;
- R_L , la distance de la Lune par rapport au centre de la Terre.

De même, en remplaçant l'indice L par l'indice S, on a le potentiel solaire. La somme des deux potentiels est le potentiel luni-solaire. En posant les coefficients géodésiques de Doodson on aura [Doodson, 1921] :

$$C_L = \frac{3}{4} Gm_L \frac{a^2}{R_{OL}^3} \text{ et } C_S = \frac{3}{4} Gm_S \frac{a^2}{R_{OS}^3}$$

avec :

- R_{OL} : distance moyenne Terre/Lune ;
- R_{OS} : distance moyenne Terre/Soleil.

L'expression exacte du potentiel après la simplification devient :

$$\Pi_A = \frac{4}{3} C_L \sum_{n=2}^{\infty} \left[\left(\frac{R_{OL}}{R_L} \right)^{n+1} \left(\frac{a}{R_{OL}} \right)^{n-2} P_n(\cos(\theta_L)) \right] + \frac{4}{3} C_S \sum_{n=2}^{\infty} \left[\left(\frac{R_{OS}}{R_S} \right)^{n+1} \left(\frac{a}{R_{OS}} \right)^{n-2} P_n(\cos(\theta_S)) \right] \quad (3.13)$$

D'après l'équation (3.12) on peut écrire le potentiel luni-solaire à l'ordre 2 sous la forme suivante [Lefèvre, 2000] :

$$\Pi_L = C_L \left(\frac{R_{OL}}{R_L} \right)^3 (\cos^2(\theta_L) - \frac{2}{3}) + C_S \left(\frac{R_{OS}}{R_S} \right)^3 (\cos^2(\theta_L) - \frac{2}{3}) \quad (3.14)$$

3.6 Potentiel générateur du système Terre-Lune-Soleil

3.6.1 Positions des astres

La théorie solaire de Newcomb donne la position apparente du Soleil en fonction de la longitude écliptique (la latitude écliptique est supposée nulle), et la distance du Soleil par rapport au centre de la Terre. La théorie lunaire de Brown qui prend en compte les effets perturbateurs de la Terre, du Soleil et d'autres astres perturbateurs, donne des positions très précises des mouvements de la Lune. Elle fournit la longitude écliptique, la latitude écliptique et la distance entre la Lune par rapport à la Terre.

La combinaison de ces deux théories permet de connaître à tout instant les positions précises du Soleil et de la Lune par rapport à la Terre. L'introduction de 5 angles fondamentaux s, h, p, N et p_1 permet d'exprimer les coordonnées écliptiques du Soleil et de la Lune en fonction du temps [Newcomb, 1895] :

Tableau 3.2 : Les angles fondamentaux des mouvements de la Lune et du Soleil

Symbole	Valeur en fonction du temps (°)	
s	$218,3165 + 481267,8804T - 0.0016T^2$	Longitude moyenne de la lune
h	$280,4661 + 36000,7698T + 0.0003T^2$	Longitude moyenne du soleil
p	$83,3535 + 4069,0215T - 0,1031T^2$	Longitude moyenne du périégée lunaire
N'	$234,555 + 1934,1363T + 0,0021T^2$	Opposé de la longitude moyenne du nœud ascendant de la lune
p_1	$282,9384 + 1,7195T + 0,0005T^2$	Longitude moyenne du périégée solaire

Considérant T le temps exprimé en siècles juliens de 36525 jours de temps moyen, écoulés depuis le 1er janvier 2000 à midi temps civil local, t l'heure exprimée également en temps civil local; les 5 angles fondamentaux sont [Lefèvre, 2000] :

Comme les termes en T^2 peuvent être négligés sur une période de quelques siècles, on peut dire que ces cinq paramètres indépendants sont suffisants pour décrire le mouvement des trois corps terre, lune et soleil, et la rotation terrestre. Enfin, le temps moyen solaire de Greenwich et le temps moyen lunaire de Greenwich τ sont définis par la relation [Lefèvre, 2000] :

$$\tau = 15t - s + h \quad (3.15)$$

Le tableau suivant donne les périodes des angles fondamentaux [Lefèvre, 2000] :

Tableau 3.3 : Périodes des angles fondamentaux

Angle	Période
τ	1,035 jours
s	27,32 jours
h	365,24 jours
p	8,85 années
N'	18,61 années
p_1	209,4 siècles

3.6.2 Développement du potentiel générateur

Grâce à la décomposition du potentiel générateur en polynômes de Legendre, on a exprimé le potentiel en une suite infinie par l'équation (3.13). En outre, comme décrit précédemment, il est possible d'exprimer les mouvements des astres perturbateurs responsables de la génération de la marée (en l'occurrence pour le système terrestre, la Lune et le Soleil) de manière très précise et linéaire. C'est pourquoi, il est possible de développer ce potentiel générateur en série de fonctions pseudo harmoniques (développement de Darwin) ou harmoniques (développement de Doodson) [Lefèvre, 2000].

On se propose de donner des développements de ce potentiel générateur sous forme de fonctions sinusoïdales ou non sinusoïdales du temps, tous dépendant des coordonnées du lieu d'observation. Ce potentiel va contenir des termes classés suivant trois types de marée définis par la périodicité des phénomènes générateurs: les termes de longues périodes, les termes diurnes et les termes semi-diurnes.

Développement de Darwin

Darwin présenta le premier développement du potentiel générateur de la marée en fonctions sinusoidales du temps. Il est quasi-harmonique car il contient des pseudo-constantes qui varient très lentement dans le temps [Darwin, 1883].

Pour repérer la latitude et la longitude de la Lune, Darwin utilise l'orbite lunaire comme système de référence. Ce développement contient 32 termes lunaires et 59 termes solaires. Chaque onde est caractérisée par une appellation symbolique composée d'une lettre pour indiquer le groupe auquel elle appartient ($M, S, O, N, K, Q, \rho, \sigma, \tau, \chi \dots$) et d'un indice pour indiquer sa périodicité [Lefèvre, 2000] :

- a pour annuel,
- m pour mensuel,
- f pour semi-mensuel,
- 1 pour diurne,
- 2 pour semi-diurne,
- 3 pour tiers-diurne...

Développement de Doodson

En 1921, Doodson présenta un développement du potentiel générateur beaucoup plus complet. En s'appuyant sur la théorie lunaire de Brown, il a exprimé les coordonnées de la Lune par rapport à l'écliptique. Ses développements, contrairement à ceux de Darwin, sont purement harmoniques. Ils conduisent à environ 400 composantes du potentiel. Doodson a utilisé les 5 angles fondamentaux ainsi que le temps lunaire moyen (Tableau 3.2) pour positionner les mouvements de la Lune et du Soleil dans le repère terrestre [Doodson, 1921].

Le potentiel Π_2 (développement à l'ordre 2 de la série en polynômes de Legendre) est alors exprimé sous la forme [Lefèvre, 2000] :

$$\Pi_2 = \Pi_{20} + \Pi_{21} + \Pi_{22} \quad (3.16)$$

avec :

- pour les ondes de longues périodes :

$$\left\{ \begin{array}{l} \Pi_{20} = \lambda_0 \left[C_L \left(\frac{R_{OL}}{R_L} \right)^3 (\cos^2(\delta_L) \cos(2AH_L) + C_S \left(\frac{R_{OS}}{R_S} \right)^3 (\cos^2(\delta_S) \cos(2AH_S)) \right] \\ \lambda_0 = \frac{1-3 \sin^2(\varphi)}{2} \end{array} \right. \quad (3.17)$$

- pour les ondes diurnes :

$$\left\{ \begin{array}{l} \Pi_{21} = \lambda_1 \left[C_L \left(\frac{R_{OL}}{R_L} \right)^3 \sin(\delta_L) \cos(AH_L) + C_S \left(\frac{R_{OS}}{R_S} \right)^3 \sin(\delta_S) \cos(AH_S) \right] \\ \lambda_1 = \sin(\varphi) \end{array} \right. \quad (3.18)$$

- pour les ondes semi-diurnes :

$$\begin{cases} \Pi_{22} = \lambda_2 \left[C_L \left(\frac{R_{OL}}{R_L} \right)^3 \left(\frac{2}{3} - 2 \sin^2(\delta_L) \right) + C_S \left(\frac{R_{OS}}{R_S} \right)^3 \left(\frac{2}{3} - 2 \sin^2(\delta_S) \right) \right] \\ \lambda_2 = \cos^2 \varphi \end{cases} \quad (3.19)$$

Les λ_i sont appelés les facteurs de latitude : ce sont eux qui déterminent le type de la marée, ils dépendent de φ la latitude à laquelle le potentiel s'exerce ;
 Les coefficients C_L et C_S sont définis précédemment (cf. Chapitre 3, § 3.5.2) ;
 δ_L et δ_S sont les déclinaisons respectives de la Lune et du Soleil ;
 AH_L et AH_S leurs angles horaires respectifs.

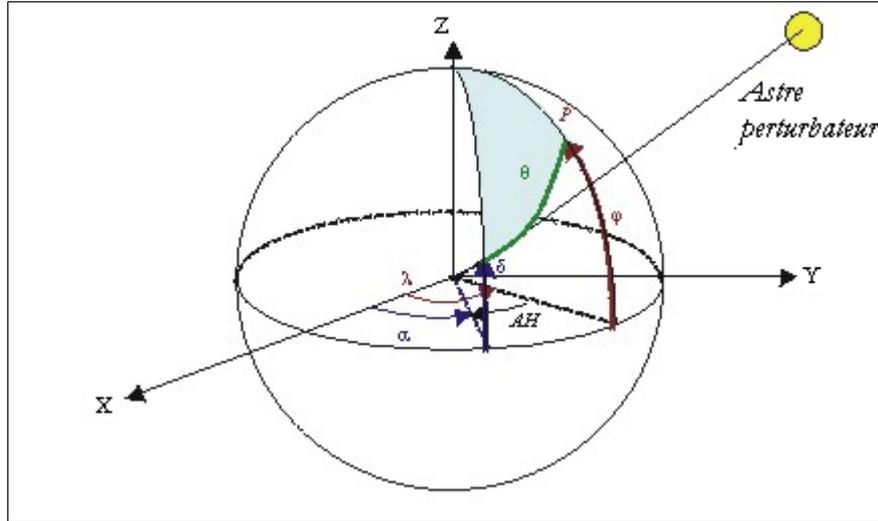


Figure 3.2 : Coordonnées horaires d'un astre perturbateur

Pour obtenir son développement du potentiel, Doodson a calculé chacun des trois termes précédents en utilisant la formule suivante [Doodson, 1921] :

$$\Pi_{2k} = \lambda_k(\varphi) \sum_i \alpha_i \cos[\theta_i(t)] \quad (3.20)$$

où :

α_i sont les coefficients positifs du développement harmonique ;
 $\theta_i(t)$ représentent les arguments astronomiques (ou arguments de Doodson) au méridien de Greenwich avec n_i des nombres entiers et t l'heure civile du lieu considéré.

avec :

$$\theta_i(t) = n_1\tau + (n_2 - 5)s + (n_3 - 5)h + (n_4 - 5)p + n_5 - 5)N' + (n_6 - 5)p_1$$

Chaque terme du développement est une composante caractérisée par une combinaison de 6 nombres entiers. Doodson a mis en place l'emploi du nombre d'argument η afin d'identifier les composantes. Il est donné sous la forme [Doodson, 1921] : $\eta = n_1n_2n_3n_4n_5n_6/1000$.

Par conséquent, les composantes ayant le même n_1 constituent une espèce. Les composantes qui ont le même n_1 et le même n_2 constituent un groupe.

Le développement de Doodson comporte plus de 400 composantes, le tableau suivant représente un extrait des principales composantes. Grâce à la période de chaque composante, on

distingue trois grandes classifications (espèces) des ondes de marée : les ondes de longues périodes (périodes supérieures au jour), les diurnes (périodes de l'ordre de la journée) et les ondes semi-diurnes (périodes de l'ordre de la demi-journée). Enfin, ce qui caractérise principalement ces trois différentes espèces, c'est τ , le temps solaire moyen multiplié par un coefficient égal à 0 pour les longues périodes, 1 pour les diurnes et 2 pour les semi-diurnes.

Tableau 3.4 : Principales composantes extraites du développement de Doodson

Nom de Darwin	Nombre de Doodson	Argument de Doodson	Coef. harm. α_i	Fréquence ($^{\circ}$ /h)	Fréquence (rad/s)	Période (jours)	Origine
M_0	055.555	-	0,50458	0	-	-	L
S_0	055.555	-	0,23411	0	-	-	S
S_a	056.554	$h + p_1$	0,01176	0,0410667	0,0000001991	365,2594	S
S_{sa}	057.555	$2h$	0,07287	0,0821373	0,0000003982	182,6211	S
S_{ta}	058.554	$3h - p_1 +$	0,00427	0,1232040	0,0000005973	121,7493	S
M_{sm}	063.655	$s - 2h + p$	0,01578	0,4715211	0,0000022860	31,8119	L
M_m	065.455	$s - p$	0,08254	0,5443747	0,0000026392	27,5546	L
M_{sf}	073.555	$2s - 2h$	0,01370	1,0158958	0,0000049252	14,7653	L
M_f	075.555	$2s$	0,15642	1,0980331	0,0000053234	13,6608	L
M_{stm}	083.655	$3s - 2h + p$	0,00569	1,5695548	0,0000076094	9,5569	L
M_{tm}	085.455	$3s - p$	0,02995	1,6424078	0,0000079626	9,1329	L
M_{sqm}	093.555	$4s - 2h$	0,00478	2,1139288	0,0000102486	7,0958	L
$2Q_1$	125.755	$\tau - 3s + 2p$	0,00955	12,8442862	0,0000622709	1,1678	S
σ_1	127.555	$\tau - 3s + 2h$	0,01153	12,9271398	0,0000626725	1,1603	L
Q_1	135.655	$\tau - 2s + p$	0,07216	13,3986609	0,0000649585	1,1195	S
ρ_1	137.455	$\tau - 2s + 2h + p$	0,01371	13,4715145	0,0000653117	1,1135	L
O_1	145.555	$\tau - s$	0,37689	13,9430356	0,0000675977	1,0758	L
τ_1	147.555	$\tau - s + 2h$	0,00491	14,0251729	0,0000679960	1,0695	
M_{11}	155.655	$\tau + p$	0,02964	14,4966939	0,0000702820	1,0347	L
M_{12}	155.655	$\tau + p$	0,01040	14,4874103	0,0000702369	1,0295	L
χ_1	157.455	$\tau + 2h - p$	0,00566	14,5695476	0,0000706352	1,0295	L
π_1	162.556	$\tau + s - 3h + p_1$	0,01029	14,9178647	0,0000723238	1,0055	S
P_1	163.555	$\tau + s - 2h$	0,17554	14,9589314	0,0000725229	1,0027	S
K_1^L	165.555	$\tau + s$	0,36233	15,0410686	0,0000729212	0,9973	L
K_1^S	165.555	$\tau + s$	0,16817	15,0410686	0,0000729212	0,9973	S
ψ_1	166.554	$\tau + s + h + p_1$	0,00423	15,0821353	0,0000731203	0,9946	S
φ_1	167.555	$\tau + s + 2h$	0,00756	15,1232059	0,0000733194	0,9919	S
θ_1	173.655	$\tau + 2s - 2h + p$	0,00566	15,5125897	0,0000752072	0,9670	L
J_1	175.455	$\tau + 2s - p$	0,02954	15,5854433	0,0000755604	0,9624	L
SO_1	183.455	$\tau + 3s - 2h$	0,00492	16,0569644	0,0000778464	0,9342	L
OO_1	185.655	$\tau + 3s + N'$	0,01623	16,1391017	0,0000782446	0,9294	L
v_1	195.455	$\tau + 4s - p$	0,00311	16,6834764	0,0000808838	0,8991	L

ε_1	227.655	$2\tau - 2s + 2p + N'$	0,00671	27,3416964	0,0001325563	0,5486	L
$2N_2$	235.755	$2\tau - 2s + 2p$	0,02301	27,9692084	0,0001355985	0,5363	L
μ_2	237.555	$2\tau - 4s + 4h$	0,02777	27,9682084	0,0001355937	0,5363	L
N_2	245.655	$2\tau - s + p$	0,17387	28,4397295	0,0001378797	0,5274	L
v_2	247.455	$2\tau - s + 2h + p$	0,03303	28,512583	0,0001382329	0,5261	L
M_2	255.555	2τ	0,90812	28,9841042	0,0001405189	0,5175	L
λ_2	263.655	$2\tau - s - 2h + p$	0,00670	29,4556253	0,0001428049	0,5092	L
L_2	265.455	$2\tau + s - p$	0,02567	29,5377626	0,0001432031	0,5078	L
T_2	272.556	$2\tau + 2s - 3h + p_1$	0,02479	29,5589333	0,0001433058	0,5075	S
S_2	273.555	$2\tau + 2s - 2h$	0,42286	30,0000000	0,0001454441	0,5000	S
R_2	274.554	$2\tau + 2s - h - p_1$	0,00354	30,0410667	0,0001456432	0,4993	S
K_2^S	275.555	$2\tau + 2s$	0,03648	30,0821373	0,0001458423	0,4986	S
K_2^L	275.555	$2\tau + 2s$	0,07858	30,0821373	0,0001458423	0,4986	L

Développement de Cartwright et Tayler

Ce développement [Cartwright and Eden, 1973; Cartwright and Tayler, 1971] a été calculé numériquement pour vérifier les résultats de Doodson. Il utilise des éphémérides de grandes précisions pour la Lune et le Soleil ainsi que de nouvelles constantes astronomiques. Les auteurs ont exprimé le potentiel générateur des marées sous la forme :

$$V = Re[g \sum_{l=2}^{\infty} \sum_{m=0}^{\infty} C_{lm}^*(t) W_{lm}(\lambda, \varphi)] \quad (3.21)$$

$C_{lm}^*(t)$ étant le conjugué complexe qui correspond à la marée d'équilibre à Greenwich, de degré l et d'ordre m . Les parties réelles et imaginaires de $C_{lm}^*(t)$ comprennent les paramètres nodaux [Munk and Cartwright, 1966]. Les W_{lm} sont les harmoniques sphériques complexes qui dépendent uniquement du lieu considéré :

$$W_{lm}(\lambda, \varphi) = N_{lm} P_{lm}(\sin \varphi) e^{-im\lambda} \quad (3.22)$$

avec :

P_{lm} : le polynôme de Legendre,
 N_{lm} : des facteurs de normalisation.

Les facteurs de normalisation sont donnés par :

$$N_{lm} = (-1)^m \sqrt{\frac{2l+1(l-m)!}{4\pi(l+m)!}} \quad (3.23)$$

Cartwright et Tayler ont directement calculé les éphémérides de la Lune et du Soleil et ils ont pris en compte la très légère variation de l'angle de l'écliptique avec l'équateur terrestre. Ce qui entraîne que leurs coefficients harmoniques du potentiel générateur, contrairement à ceux de Doodson, varient très légèrement dans le temps. Le développement du potentiel par Doodson est analytique tandis que celui de Cartwright et Tayler est basé sur une *FFT* (Fast Fourier Transform) d'éphémérides pour extraire les différents termes du potentiel. Cependant, les

résultats sont très comparables. Les écarts entre les coefficients harmoniques de Doodson et ceux de Cartwright et Tayler n'excèdent pas 0,1%.

C'est pourquoi, dans la suite de notre étude, on utilisera le développement du potentiel générateur de Doodson pour tous nos calculs.

3.7 Estimation de l'effet de marée

3.7.1 Marée océanique

Comme nous l'avons vu précédemment, le potentiel générateur des marées peut se décomposer en une somme de fonctions sinusoïdales élémentaires. L'expression des équations linéarisées de la marée océanique amène donc à chercher la dénivellation du niveau des océans créée par la force génératrice des marées, dont dérive le potentiel, sous la forme d'une somme de fonctions sinusoïdales élémentaires [Lefèvre, 2000] :

$$\Delta h_{MO}(\varphi, \lambda, t) = \sum_i Z_i(\varphi, \lambda) \cos(\omega_i t - \psi_i(\varphi, \lambda)) \quad (3.24)$$

où :

Z_i est l'amplitude de l'onde i .

ψ_i est la phase exprimée à l'instant de passage du corps perturbateur (lune ou soleil) au méridien de Greenwich.

ω_i est la fréquence de la composante k : elle est donnée par le développement de Doodson et extraite à partir du tableau (Tableau 3.4).

Concernant le satellite Jason-1, pour estimer l'effet de la marée océanique on utilise la formulation suivante [Lefèvre, 2000] :

$$\Delta h_{MO}(\varphi, \lambda, t) = \sum_i F_i(A_i \cos(\xi_i) + B_i \sin(\xi_i)) \quad (3.25)$$

où :

$\xi_i = \sigma_i t + X_i + U_i$, $A_i = Z_i \cos(\psi_i)$ et $B_i = Z_i \sin(\psi_i)$

F_i est le coefficient de la correction nodale de l'amplitude de l'onde i .

U_i est la correction nodale de la phase de l'onde i .

X_i est l'argument astronomique.

σ_i est la fréquence de l'onde i (extraite à partir du tableau de Doodson).

Notons ici que pour un lieu quelconque de coordonnées (λ, φ) , les deux quantités Z_i et ψ_i qui ne dépendent que de ce lieu, sont extraites à partir des modèles globaux. L'amplitude et la phase d'une onde "composante" peuvent être calculées par une interpolation bilinéaire à partir des fichiers sous forme matricielle [Dennoukri, 2007]. L'effet de marée océanique sur les données fournies par Aviso-altimetry est obtenu par les modèles *FES2000* et *GOT02*.

Pour le traitement des données altimétriques du satellite Jason-1, on utilisera le modèle *FES2004*, ce modèle est une version améliorée de modèle FES (Finite Element Solution), un modèle purement hydrodynamique, il a été produit sur la base du modèle des éléments finis développé par le groupe de modélisation de la marée océanique de Grenoble [Le Provost & Vincent, 1986; Lyard & Genco, 1994, Lyard et al., 2006].

La couverture géographique de ce modèle est globale de l'Arctique à l'Antarctique, et la plupart des mers peu profondes [Le Provost et al., 1995].

3.7.2 Marée terrestre

Le potentiel gravitationnel U induit par un corps astronomique peut être décomposé en composantes harmoniques s (cf. Chapitre 3, § 3.5), et chacun de ses composants est caractérisé par une amplitude, une phase et une fréquence. Alors le potentiel de marée peut être exprimé comme [Love, 1921] :

$$U = \sum_1^\infty \sum_i U_i(s) \quad (3.26)$$

Dont le potentiel de la marée du composante harmonique s , $U_i(s)$ est donné par :

$$U_i(s) = g c_n(s) \sum_{m=0}^n P_n^m \cos(\omega(s) t + \varphi(s) + m\lambda) \leftarrow (m+n) \text{ pair}$$

$$U_i(s) = g c_n(s) \sum_{m=0}^n P_n^m \sin(\omega(s) t + \varphi(s) + m\lambda) \leftarrow (m+n) \text{ impair}$$

Dont la phase $\omega(s)t + \varphi(s)$ du composant s à l'instant t du temps de l'altimètre (relativement à l'époque de référence), est donnée par une combinaison linéaire des phases correspondantes de 6 variables astronomiques $\omega_i t + \varphi_i$ [Love, 1921] :

$$\omega(s)t + \varphi(s) = \sum_1^6 k_i(s)(\omega_i t + \varphi_i) \quad (3.27)$$

où :

λ est la longitude de l'altimètre ;

P_n^m est la fonction de Legendre associée (en harmoniques sphériques) du degré n et d'ordre m ;

g est la gravité.

Les tables de Cartwright offrent le degré $n = 2$ et l'ordre $m = 0, 1, 2$, de plus le degré $n = 3$ et l'ordre $n = 0, 1, 2, 3$, les coefficients de $k_i(s)$ et les amplitudes $c_n(s)$ pour chaque composant s .

La marée terrestre est proportionnelle au potentiel terrestre, dont le facteur de proportionnalité est le nombre de Love H_n , alors elles sont données par [Love, 1921] :

$$\Delta h_{MT} = H_2 \frac{U_2}{g} + H_3 \frac{h_3}{g} \quad (3.28)$$

avec :

$$H_2 = 0.609 ; H_3 = 0.2919 \text{ et } g = 9.80.$$

3.7.3 Marée polaire

La forme ellipsoïdale de la Terre est due à sa rotation propre à une période d'une journée, l'axe de l'ellipsoïde se confondant avec l'axe de rotation, or celui-ci n'est pas fixe dans le temps et son orientation spatiale bouge. Ceci se traduit par un déplacement vertical de la surface de la Terre par rapport à l'ellipsoïde de référence utilisé en altimétrie qui, lui, possède une orientation fixe dans le temps (correspondant à un axe de rotation moyen), ce déplacement est appelé marée polaire [Wahr, 1985].

Si on connaît la position instantanée du pôle par rapport à sa position moyenne, cette information est obtenue grâce aux éphémérides du pôle, la marée polaire est calculée en utilisant l'expression simplifiée de Wahr (1985):

$$\Delta h_{MP}(\varphi, \lambda, t) = amp \sin(2\varphi)((X_{Pol} - X_{Pol_{avr}}) \cos(\lambda) - (Y_{Pol} - Y_{Pol_{avr}}) \sin(\lambda)) \quad (3.29)$$

où :

$amp = 11.10^{-6} as2rad(1 + k_2) = -69.435$ (as2rad est une fonction de conversion du "arc sec" au radian) ;

$X_{Pol_{avr}} = 0.042$ et $Y_{Pol_{avr}} = 0.293$ en arc sec sont les coordonnées moyennes du pôle ;

X_{Pol} est l'abscisse du pôle suivant la direction du méridien de référence de l'IERS ;

Y_{Pol} est l'ordonnée du pôle dans la direction orthogonale ouest de l'axe des abscisses.

Réduction de l'erreur d'orbite

L'orbite d'un satellite est la trajectoire suivie autour de la terre en passant toujours par son équateur. L'erreur d'une orbite est difficile à estimer, elle peut être évaluée par comparaison de différentes mesures altimétriques en un même point, ou en calculant l'orbite à partir de deux paramètres différents.

Les facteurs principaux qui sont à la source des erreurs d'orbite par la méthode dynamique sont d'une part l'incertitude sur le champ de potentiel de la terre et d'autre part la densité et la précision des observations à partir des stations de poursuite. C'est une des motivations du choix du système Doris pour Jason-1. Ce système doit permettre la poursuite du satellite pendant environ 70% du temps.

Par ailleurs, d'autres sources contribuent significativement à la détermination de la position du satellite et les facteurs correspondant sont optimisés. Ce sont en particulier les positions des stations de poursuite par rapport au centre de la terre, les corrections des effets de propagation sur les signaux et la mesure du temps.

La part d'erreur due au calcul d'orbite, notamment celle due à la composante radiale est d'une influence importante sur le calcul du niveau moyen, car elle peut dépasser le mètre [Bonfond, 1994], heureusement avec le développement de nouveaux modèles de potentiel plus précis, la précision sur la détermination de l'orbite du satellite ne cesse de s'améliorer. La réduction de l'erreur d'orbite s'effectue généralement par traitement aux points de croisement qui représentent l'intersection entre un passage descendant et un passage ascendant du satellite.

Dans ce chapitre, on s'intéresse à la présentation de l'orbite d'un satellite artificiel et les différentes forces influant cette orbite, ensuite sera présentés les instruments de localisation du satellite Jason-1, puis sera détaillé le procédé qui permet la réduction de l'erreur d'orbite par traitement aux points de croisement qui est la méthode la plus utilisée vu son aspect rigoureux et les résultats qu'elle fournit.

4.1 Position d'un satellite

Les termes utilisés pour décrire l'orbite d'un satellite sont ceux de la mécanique céleste classique : trois coordonnées pour fixer le plan orbital (ω, Ω, i), trois autres pour fixer la position du satellite dans le plan orbital (a, e, v) et enfin le roulis, tangage et lacet pour définir l'orientation du satellite face à la Terre (Figure 4.1, Figure 4.2) [Zarrouati, 1987].

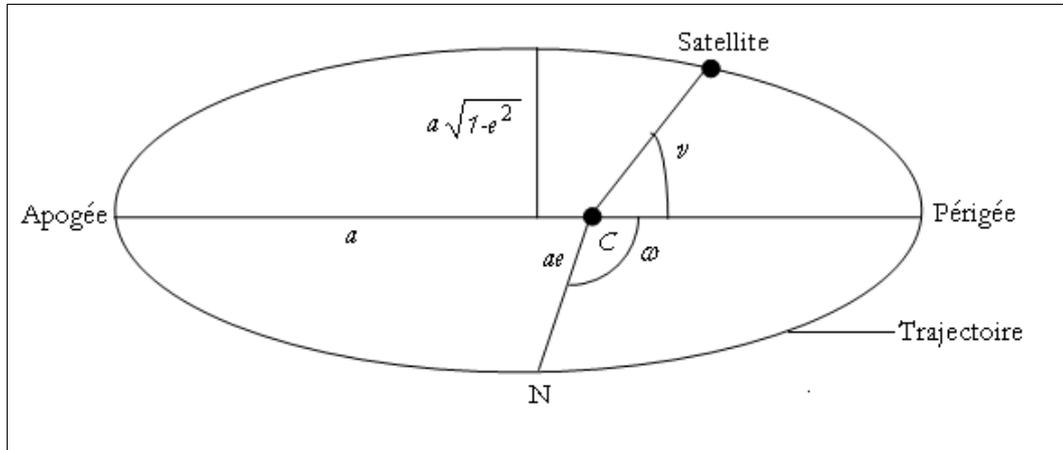


Figure 4.1 : Position du satellite sur son orbite

Le système de coordonnées est décrit par son origine et les trois axes formant un trièdre direct :

- Origine O : centre des masses de la terre
- Axe des Z : orienté vers le pôle nord à partir de l'origine
- Axe des X : orienté vers le point vernal à partir de l'origine
- Axe des Y : tel que le repère $OXYZ$ soit direct.

Le plan orbital est défini par [Zarrouati, 1987] :

- L'inclinaison i est l'angle entre le plan orbital et le plan équatorial.
- L'ascension droite du nœud ascendant Ω est l'angle compris entre l'axe des X défini précédemment et la ligne passant par le point d'intersection de la trace du satellite avec le plan équatorial, appelé le nœud ascendant à partir de l'origine.
- L'argument du périhélie ω représente l'angle entre le périhélie (le point le plus proche de la terre) et nœud ascendant.

La position du satellite sur son orbite est fonction de [Zarrouati, 1987]:

- L'anomalie vraie v qui représente l'angle entre la direction du périhélie et celle du satellite.
- Demi-grand axe de l'ellipse orbitale a .
- L'excentricité de l'ellipse orbitale e .
- Rayon vecteur $r = a(1 + e \cos(v))$.

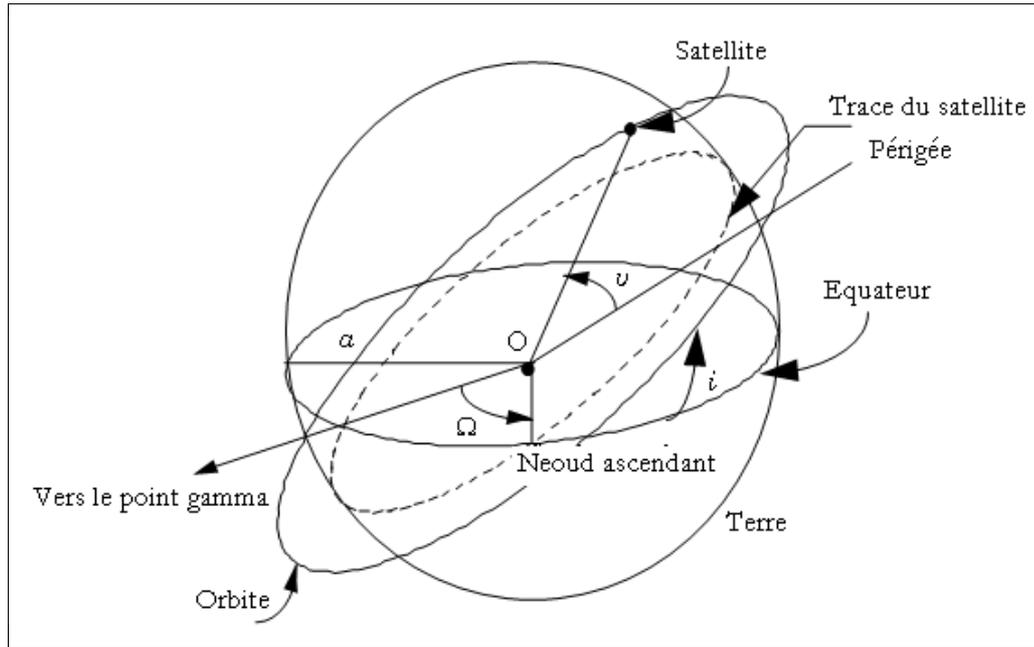


Figure 4.2 : Eléments orbitaux du satellite sur son orbite

Les paramètres d'orbite du satellite Jason-1 sont donnés dans le tableau suivant [User Handbook, 2003] :

Tableau 4.1 : Paramètres d'orbite du satellite Jason-1

Demi grand axe	a	7714.43 km
Excentricité	e	0.000095
Inclinaison	i	66.04°
Argument du périégée	ω	90°
Altitude moyenne	h	1336 km
Période	T	112.43 mn
Anomalie moyenne	m	253.13°
Répétitivité		9.9156 jours
Révolutions en 1 cycle		7714.43 km

4.2 Calcul d'orbite d'un satellite artificiel

La loi de mouvement du satellite artificiel dans un repère inertiel ($OXYZ$) se base sur l'intégration numérique de l'équation du mouvement de Newton [Barriot, 1987] :

$$\gamma = \nabla U + F/m \quad (4.1)$$

où :

γ représente l'accélération du satellite ;

U est le potentiel terrestre (force gravitationnelle);

F est l'ensemble des forces non gravitationnelles;
 m est la masse du satellite.

Les mesures de poursuite peuvent être des distances station-satellite (*Laser*), des vitesses (effet *Doppler*) et récemment des distances satellite-satellite (en utilisant le *GPS* par exemple).

L'orbite doit être connue avec une précision centimétrique pour interpréter le signal émis par le satellite, cette précision n'est pas obtenue en considérant l'orbite elliptique ; d'autre plus précise doit être calculée en considérant toutes les forces agissant sur le véhicule spatial.

4.2.1 Les forces gravitationnelles

Le potentiel causé par la terre est représenté par son développement en harmoniques sphériques [Barriot, 1987] :

$$U = U(r, \lambda, \theta) = \frac{GM}{r} \left[1 + \sum_{m=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\sin \theta) \right] \quad (4.2)$$

avec :

$$C_{nm} = \frac{\delta(n-m)!}{a(n+m)!} \frac{1}{M} \iiint_{Terre} \dot{r}^n P_{nm}(\csc \theta) \cos(m\lambda) dm$$

$$S_{nm} = \frac{\delta(n-m)!}{a(n+m)!} \frac{1}{M} \iiint_{Terre} \dot{r}^n P_{nm}(\csc \theta) \sin(m\lambda) dm$$

$$\delta = \begin{cases} 1 & \text{si } m = 0 \\ 2 & \text{si } m \neq 0 \end{cases}$$

où :

(r, θ, λ) sont les coordonnées sphériques du point de calcul dans le repère géocentrique ;
 P_{nm} représentent les fonctions associées de Legendre de première espèce ;
 a est le demi grand axe de l'ellipsoïde de référence terrestre ;
 GM est le produit de la constante gravitationnelle avec la masse de la terre ;
 (C_{nm}, S_{nm}) représentent les coefficients harmoniques ;
 $(\dot{r}, \dot{\theta}, \dot{\lambda})$: coordonnées sphériques du point courant d'intégration dans le repère géocentrique.

4.2.2 Les forces non gravitationnelles

Ces forces sont décomposées en deux parties :

Le frottement atmosphérique : Cette force de direction opposée à la direction de la vitesse est due à la résistance de l'atmosphère résiduelle au mouvement du satellite, elle est donnée par la formule [Robert, 1985] :

$$f_a = \frac{1}{2} c \frac{A}{m} \rho v^2 \quad (4.3)$$

où :

c est le coefficient de frottement ;

A représente la section efficace du satellite ;
 m est la masse du satellite ;
 v est la vitesse du satellite par rapport à l'atmosphère ;
 ρ représente la masse volumique de l'atmosphère.

Cette force induit une erreur sur l'altitude exprimée par [Robert, 1985] :

$$\delta_a = 4\pi A C \frac{a^2}{m} \quad (4.4)$$

où :

a est le rayon équatorial moyen ;

La pression de radiation : Le soleil et la terre, en particulier, émettent des rayonnements divers, la pression de radiation due à l'énergie des photons incidents crée une force qui dépend du comportement du satellite vis à vis du rayonnement incident (absorption, réflexion, diffusion), elle est définie par la formule suivante [Robert, 1985] :

$$P_r = \frac{K S A \cos \alpha}{c} \quad (4.5)$$

où :

K est un coefficient qui dépend de l'orientation, la forme et la réflectivité de la surface du satellite ;
 S représente l'irradiante ;
 C représente la célérité ;
 α est l'angle entre la radiation incidente et la perpendiculaire à la surface.

Cette force induit une erreur sur l'altitude exprimée par [Robert, 1985] :

$$\delta_a = \frac{3\pi a^3 K S A}{m C G M} \quad (4.6)$$

Le bilan d'erreur des différentes forces affectant l'orbite du satellite Jason-1 est donné dans le tableau suivant [User Handbook, 2003] :

Tableau 4.2 : Bilan d'erreurs d'orbite du satellite Jason-1

Sources d'erreurs	Quantité (cm)
Gravité	2
Pression de radiation	2
Freinage atmosphérique	1
Coordonnées de stations	1

4.3 Détermination précise de l'orbite du satellite Jason-1

Une détermination très précise de la position du satellite en orbite est une des conditions essentielles de la qualité des données altimétriques. Sur Jason-1, outre les mesures des trois systèmes de localisation embarqués, et leur calibration croisée, des modèles d'orbitographie de plus en plus précis sont pris en compte [www.aviso.cnes.fr].

Que ce soit pour un satellite ou un point au sol, localiser consiste à calculer des coordonnées de position (éventuellement des vitesses) en 3 dimensions dans un repère donné. Naturellement, le repère choisi est lié à la Terre car il s'agit d'étudier l'océan, la croûte solide, les glaces... L'origine du repère est le centre des masses de la Terre, ou géocentre.

Pour la localisation dans l'espace, il y a une difficulté car le satellite est en mouvement sur une trajectoire déterminée par les conditions de lancement et un ensemble de forces qui s'exercent sur le satellite. Les principales sont l'attraction gravitationnelle de la Terre qui le maintient en orbite et les forces de surface (pression des photons du vent solaire, frottement de l'atmosphère...). C'est pourquoi la connaissance du champ de gravité de la Terre et de l'environnement du satellite est déterminante pour appréhender les écarts de la trajectoire réelle du satellite par rapport à l'orbite elliptique décrite par les lois de Képler [www.aviso.cnes.fr].

4.3.1 Doris

Basé sur l'effet Doppler, contribue à ce délicat exercice d'orbitographie. L'antenne réceptrice du système Doris à bord des satellites reçoit les rayonnements émis par le réseau de stations terrestres. Lorsque le récepteur et la source se déplacent l'un par rapport à l'autre, la longueur d'onde à la réception diffère de la longueur d'onde à l'émission : c'est l'*effet Doppler* [User Handbook, 2003].

Quand le satellite se rapproche de l'émetteur, la fréquence du signal reçu par les instruments Doris à bord du satellite est plus élevée que celle du signal émis, et moins élevée quand il s'en éloigne. Si les fréquences des signaux reçus et émis sont égales, l'émetteur se trouve sur la perpendiculaire à la trace du satellite au sol (figure 4.3). Sur un tracé de la fréquence reçue par le satellite en fonction du temps, la pente de la courbe au point de proximité maximale (point TCA : Time of Closest Approach) permet de calculer la distance entre la balise émettrice et le satellite [www.aviso.cnes.fr].

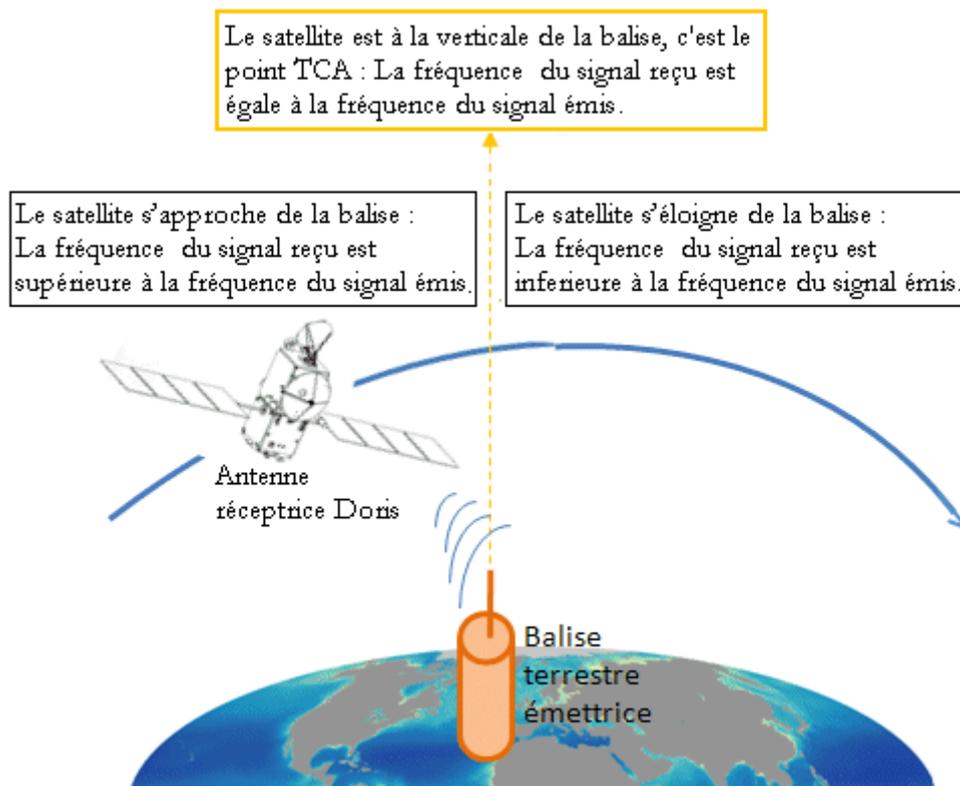


Figure 4.3 : Principe du système Doris

4.3.2 TRSR GPS

Le TRSR (Turbo Rogue Space Receiver) est un système de localisation par GPS, qui, grâce à un réseau de satellites, permet de connaître la position d'un émetteur. Le TRSR est un système de localisation complémentaire de Doris pour la détermination précise de l'orbite. Il sert également pour l'amélioration des modèles du champ de gravité. Il fournit aussi des solutions embarquées pour le positionnement du satellite d'une précision d'environ 50 m et une précision temporelle d'environ 50 ns [User Handbook, 2003].

Le TRSR peut recevoir en continu et simultanément les signaux de navigation bi-fréquence de 16 satellites GPS. À partir de ces signaux, l'instrument effectue et acquiert des mesures de phase avec une précision d'environ 1 mm et de pseudo-distance avec une précision d'environ 10 cm [User Handbook, 2003].

4.3.3 LRA

LRA (Laser Retroreflector Array) est un ensemble de miroirs qui réfléchissent des tirs lasers effectués depuis des stations au sol. Le temps aller-retour du faisceau laser permet de connaître très précisément la position du satellite, il permet la calibration des autres systèmes de localisation (Doris, TRSR) embarqués, avec une très grande précision dans ses mesures [User Handbook, 2003].

Le LRA est un instrument passif, qui réfléchit les tirs laser effectués depuis des stations au sol. Les informations recueillies en retour sont analysées pour en déduire l'altitude du satellite à quelques millimètres près. Le nombre nécessairement restreint de station, ainsi que la sensibilité

des lasers aux conditions météo ne permettent cependant pas un suivi permanent du satellite, d'où l'intérêt de disposer d'autres systèmes de localisation à bord [www.aviso.cnes.fr].

Les réflecteurs, entièrement passifs, sont placés au nadir du satellite. L'unité se compose de neuf coins de cube en quartz, disposés en forme de cône tronqué, un cube placé au centre et les huit autres distribués autour du cône. Cette disposition permet de réfléchir les tirs lasers venant de 360° en azimuth et 60° sur l'axe perpendiculaire [www.aviso.cnes.fr].

4.4 Correction d'orbite par traitement aux points de croisement

Un point de croisement est le point d'intersection entre un arc ascendant et un arc descendant. On calcule la position des points de croisement et la différence d'altitude entre les arcs. La position du point de croisement est calculée en faisant une interpolation linéaire entre deux couples de deux points successifs (les quatre points voisins).

Une fois que le point de croisement est déterminé, on calcule la hauteur enregistrée par le passage ascendant et celle enregistrée par le passage descendant et on calcule la différence. Donc on est obligé de déterminer les profils altimétriques moyens pour chaque cycle et ensuite faire un ajustement polynomial à chaque profil moyen.

L'objectif d'un tel processus est bien entendu de réduire l'influence des phénomènes variables (erreurs d'orbite et variabilité) qui affectent l'ensemble d'un profil. Ces phénomènes seront moyennés lors de la détermination des profils moyens mais uniquement d'un point de vue relatif au profil moyen considéré. Il reste donc à éliminer les erreurs résiduelles qui affectent la cohérence des profils moyens entre eux [Rami et al., 2011b].

Les différences de hauteurs de mer aux points de croisement peuvent être minimisées dans un processus d'ajustement afin d'augmenter le niveau de cohérence global des profils moyens entre eux.

4.4.1 Profils altimétriques moyens

Les profils altimétriques moyens correspondent à un ensemble de hauteurs moyennes de la mer, le long des traces du satellite, représentatives du niveau moyen de la mer pour la période de temps sur laquelle est effectuée la mesure. Ce processus est utilisé afin de s'affranchir des phénomènes variables dont la période est inférieure à la période considérée: ces phénomènes peuvent provenir des variations de la surface de la mer (variabilité saisonnière, semi-annuelle et inter-annuelle) et de la dispersion des mesures altimétriques [Rummel, 1993].

Les hauteurs moyennes de la mer sont déterminées à partir des hauteurs instantanées le long des traces du satellite (altitude du satellite, mesure altimétrique corrigée).

Le principe consiste à moyenniser les trois paramètres (latitude, longitude et hauteur de la surface de la mer) par glissement d'une fenêtre de 0.047° en latitude ($\sim 5\text{km}$), ce qui correspond à l'espacement moyen entre deux mesures successives du satellite. Les points moyens sont donc indépendants dans le sens où les fenêtres ne se recouvrent pas [Dennoukri, 2007].

La moyenne est effectuée si au moins 60% des cycles utilisés sont représentés dans la fenêtre: ceci permet de garantir une homogénéité (au niveau temporel) pour l'ensemble des points constituant le profil moyen.

Chaque point moyen (hauteur de mer et coordonnées géographiques) ainsi déterminé possède donc une précision intrinsèque qui est liée au nombre de hauteurs de mer utilisées pour le calcul de la moyenne et à la dispersion de ces hauteurs “instantanées” (une hauteur par cycle du satellite, dans la fenêtre). Cette dispersion provient de la variabilité de la surface de la mer, des erreurs d’orbites et de la dispersion de la mesure altimétrique elle-même (mesure et corrections de propagation).

4.4.2 Ajustement polynômial

Afin de combler l’absence de mesures le long des profils moyens, et afin de densifier la zone, les hauteurs de la surface de la mer sont approximées par un polynôme du second degré (fonction de la longitude et de la latitude) dont les coefficients sont calculés par moindres carrés.

La précision de l’ajustement dépend du nombre de points utilisés et du degré du polynôme, le second ordre est jugé suffisant pour notre étude [Rummel, 1993].

4.4.3 Détermination des points de croisement

Les traces du satellite forment une grille dont l’espacement est lié à la répétitivité du satellite. Les nœuds de cette grille correspondent donc à des lieux géographiques communs pour lesquels les hauteurs de mer déduites des observations doivent être équivalentes [Bonfond and Exertier, 1994].

Les différences de hauteurs de mer aux points de croisement entre profils moyens peuvent aussi être calculées et permettent d’avoir un estimateur du positionnement relatif des profils moyens entre eux (écart type des différences). Cela permet aussi de détecter d’éventuels systématismes entre les profils ascendants et descendants (moyenne des différences) [Rami et al., 2011b].

La définition d’un point de croisement et la géométrie de l’écart des valeurs de la hauteur de la surface de la mer en ce point est schématisée dans la figure suivante :

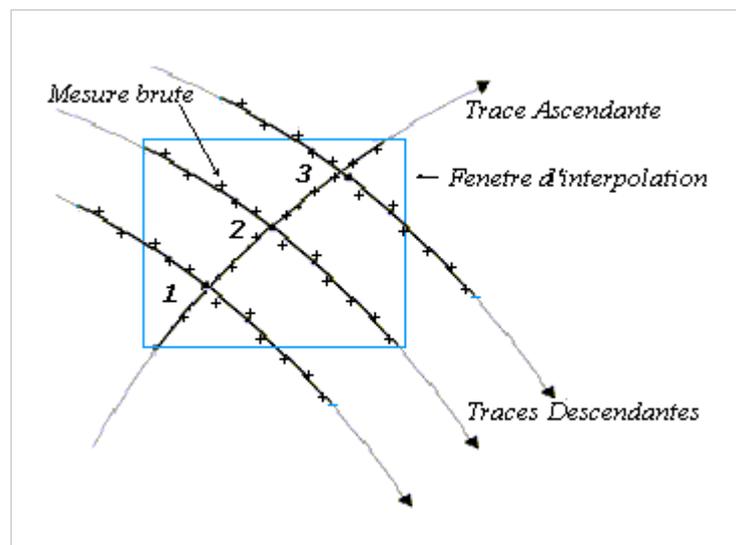


Figure 4.4 : Points de croisement.

Les points de croisements sont déterminés, dans une fenêtre de (10m × 30m), par une recherche séquentielle, leurs coordonnées sont calculées par l’intersection des deux diagonales (passage ascendant et passage descendant).

Les différences de hauteurs aux points de croisement, sont calculées à partir des points moyens entourant le point de croisement sur la base d'une interpolation linéaire sur chaque profil moyen: ce type d'interpolation permet d'obtenir une précision suffisante (sub-centimétrique) étant donné l'espacement des points moyens entre eux ($\sim 5\text{km}$) et le gradient de la surface ($\sim 4\text{cm.km}^{-1}$, au maximum).

La précision de ces différences de hauteurs de mer aux points de croisement est bien entendu limitée par la précision des points moyens elle-même; cette précision est définie à partir de l'erreur à craindre sur la moyenne : 1 cm pour Jason-1, suivant le nombre de cycles utilisés.

4.4.4 Ajustement des passages altimétriques

Pour l'élimination de l'erreur d'orbite, on utilise les différences de hauteurs aux points de croisements ; pour ce faire, il est recommandé de sélectionner une région sous forme de diamant délimitée par deux passages ascendants et deux passages descendants, ce choix est motivé par les longueurs égales des passages (ascendants et descendants). Le modèle d'ajustement est [Rummel, 1993] :

$$\Delta h_{ad} = \Delta r_a - \Delta r_d + \varepsilon \quad (4.7)$$

avec :

$$\varepsilon = \Delta \xi + v \quad (4.8)$$

où :

Δh_{ad} représente de différence de hauteur observée entre passage ascendant et passage descendant ;

Δr_a est l'erreur d'orbite du passage ascendant. ;

Δr_d est l'erreur d'orbite du passage descendant. ;

$\Delta \xi$ représente la variabilité entre t_a et t_d (respectivement temps de la mesure pour le passage ascendant et pour le passage descendant) ;

v est l'erreur sur la mesure altimétrique.

Pour les courts intervalles de l'orbite, on peut considérer l'orbite képlérienne, ainsi la distance radiale géocentrique r s'écrit en fonction de l'anomalie excentrique E , du demi grand axe a et de l'excentricité e comme suit [Rummel, 1993] :

$$r = a (1 - e \cos E)$$

L'erreur d'orbite Δr est obtenue en différentiant l'équation précédente :

$$\Delta r = \Delta a + e a \Delta M \sin M - \Delta e a \cos M \quad (4.9)$$

avec :

$$E \approx M (M = E - e \cos E; e \approx 0) ; \text{Tel que : } M = M_0 + \frac{dM}{dt} t \quad \text{et} \quad \frac{dM}{dt} = n = \frac{2\pi}{T}$$

où :

M est l'anomalie moyenne ;

M_0 est l'anomalie moyenne au temps de référence ;
 n représente le mouvement moyen;
 T représente la période orbitale.

En posant : $\mu = \frac{2\pi}{T}(t - t_0)$ avec t_0 le temps de référence, l'équation (4.8) peut s'écrire, pour les longs segments comme suit [Rummel, 1993] :

$$\Delta r = x_0 + x_1 \sin \mu + x_2 \cos \mu \quad (4.9a)$$

Pour les segments relativement petits (< 2000 km) on a : $\sin \mu \approx \mu$ et $\cos \mu \approx 1$, donc la formule (4.8) peut se réduire à [Rummel, 1993] :

$$\Delta r = x_0 + x_1 \mu \quad : \text{pour un segment moyen} \quad (4.9b)$$

$$\Delta r = x_0 \quad : \text{pour les petits segments} \quad (4.9c)$$

Notons ici que le temps de référence est le temps de passage à l'équateur t_e de chaque segment, on aura alors pour un passage ascendant :

$$\mu_{ad} = \frac{2\pi}{T}(t_{ad} - t_{ae}) \quad (4.10)$$

On pourra simplement en déduire que : μ_{ad} (ascendant) = $-\mu_{da}$ (descendant ; l'équation (4.7) peut s'écrire sous la formulation suivante [Rummel, 1993] :

$$\Delta h_{ad} = x_{a0} + x_{a1} \sin \mu_{ad} + x_{a2} \cos \mu_{ad} - x_{d0} - x_{d1} \sin \mu_{da} - x_{d2} \cos \mu_{da} + \varepsilon \quad (4.11)$$

En appliquant l'équation (4.10), on aura :

$$\Delta h_{ad} = (x_{a0} + x_{d0}) + (x_{a1} + x_{d1}) \sin \mu_{ad} + (x_{a2} + x_{d2}) \cos \mu_{ad} + \varepsilon \quad (4.12)$$

Donc la détermination de l'erreur d'orbite revient à résoudre, par moindres carrés, le système linéaire suivant [Rummel, 1993] :

$$Y = AX + \varepsilon \quad (4.13)$$

Le vecteur Y contient les différences aux points de croisement de k passage ascendant et l passage descendant, sa dimension est : $\dim(Y) = n \times 1 = (k.l) \times 1$;

Le vecteur X des paramètres la dimension est : $\dim(X) = m \times 1$;

La matrice de configuration A est de dimension : $\dim(A) = n \times m$; Cette matrice est divisée en deux parties :

$$A = (A_a \mid A_d) \quad (4.14)$$

où :

A_a et A_d représentent les l'erreurs d'orbite des passages ascendants et descendants, respectivement tel que : $dim(A_a) = n \times kp$ et $dim(A_d) = n \times lp$ tel que p est le nombre de paramètres par segment.

Par exemple, pour un système à deux paramètres, $p = 2$, et $m = (k + l)2$, la structure de la matrice A est présentée dans le tableau suivant [Rummel, 1993] :

Tableau 4.3 : Structure de la matrice de configuration A pour un modèle à deux paramètres

		A_a						A_d							
		1	2	k			1	2	l				
1	1	1	μ_{a1}						-1	$-\mu_{d1}$					
	2	1	μ_{a2}								-1	$-\mu_{d1}$			
	:		
	l	1	μ_{al}											-1	$-\mu_{d1}$
2	1			1	μ_{a1}				-1	$-\mu_{d2}$					
	2			1	μ_{a2}						-1	$-\mu_{d2}$			
	:				
	l			1	μ_{al}									-1	$-\mu_{d2}$
k	1						1	μ_{a1}	-1	$-\mu_{dk}$					
	:2						1	μ_{a2}			-1	$-\mu_{dk}$			
	:							
	l						1	μ_{al}						-1	$-\mu_{dk}$

La solution de l'équation (4.13) par la méthode des moindres carrés permet d'avoir le vecteur des paramètres de l'erreur d'orbite sous la forme :

$$X = (A^T D_y^{-1} A)^{-1} A^T D_y^{-1} Y \quad (4.15)$$

avec :

$$D_y = \sigma_0^2 I$$

où :

- D_y est la matrice de variance covariance,
- σ_0 est le coefficient de rétrodiffusion ;
- I est la matrice Unité.

La matrice normale devient :

$$A^T D_y^{-1} A = \sigma_0^2 \begin{pmatrix} A_a^T A_a & A_a^T A_d \\ A_d^T A_a & A_d^T A_d \end{pmatrix} \quad (4.14)$$

La réduction de l'erreur d'orbite entraîne alors un meilleur positionnement du profil moyen. En effet, cela permet d'éliminer en partie une des sources de dispersion des profils instantanés avant d'appliquer le processus de réduction de la dispersion présenté précédemment [Bonfond, 1994].

Cependant, un tel processus peut engendrer, par propagation d'erreur, des distorsions de la grille formée par l'ensemble des profils moyens. Il est donc important d'introduire des équations de contrainte permettant de limiter cette propagation d'erreur sur des régions de petites dimensions: ceci consiste généralement à choisir des profils moyens qui seront considérés comme fixes dans le processus d'ajustement

La méthode utilisée pour l'ajustement des profils moyens entre eux consiste à appliquer des biais sur les hauteurs des profils au-dessus de l'ellipsoïde (un biais constant par profil). L'écart entre ces deux valeurs doit être corrigé et réparti sur l'ensemble des mesures des deux profils croisés en ce point, la méthode utilisée pour cela est la méthode d'interpolation polynomiale [Bonfond, 1994].

Détermination des paramètres affectant la mesure altimétrique

Afin de valider le fondement théorique pour cette étude, on a élaboré un logiciel qui détermine l'effet dû à l'état de la mer, l'effet de la variation du potentiel générateur de la marée et la réduction de l'erreur d'orbite, ensuite corriger la mesure altimétrique de tous les effets pour enfin calculer la surface moyenne de la Méditerranée occidentale.

Dans le présent chapitre, sera donnée, premièrement, une brève présentation de la Méditerranée occidentale ainsi que sa variabilité spatiale et temporelle, présenter les données altimétriques du satellite Jason-1 utilisées et une description du software élaboré dans le cadre de ce travail pour la détermination des différents paramètres, ensuite les résultats obtenus pour chaque paramètre seront présentés et discutés et seront comparés avec les valeurs fournies dans le message du satellite Jason-1.

Le traitement de six années de mesures altimétriques va nous permettre de calculer la surface moyenne de la Méditerranée occidentale qui va être utilisé d'une part pour la détermination de la topographie dynamique (circulation océanique) en se basant sur le modèle global du géoïde (EGM08) et d'autre part, pour le calcul de la variation de la surface de la mer et sa tendance pendant une longue période

5.1 Présentation de la zone d'étude

La Mer Méditerranée est un bassin semi fermé à la fois à l'Ouest, au niveau du Détroit de Gibraltar (environ 15 km de large pour 300 m de profondeur), et à l'Est, au niveau du Canal de Suez (60 m de large). Elle se divise en deux bassins principaux, le bassin occidental (voir Figure 5.1) et le bassin oriental [Bouffard, 2007].

La Méditerranée occidentale s'étend sur environ 2000 km d'Est en Ouest entre le Détroit de Gibraltar à 5°W et le Détroit de Sicile situé au-delà de 10°E, pour une profondeur moyenne de 1500 mètres. Du sud au nord, elle est comprise entre 35°N et 45°N, soit une largeur maximale de 900 km entre la France et l'Algérie. Ce bassin est couramment subdivisé en 5 sous bassins : la Mer d'Alboran, le Bassin Algérien, la Mer des Baléares et le Bassin Nord, composé lui-même de la Mer Ligure, du Golfe du Lion et de la Mer Catalane. Enfin, à l'est de la Corse et de la Sardaigne, se trouve la Mer Tyrrhénienne [Bouffard, 2007].

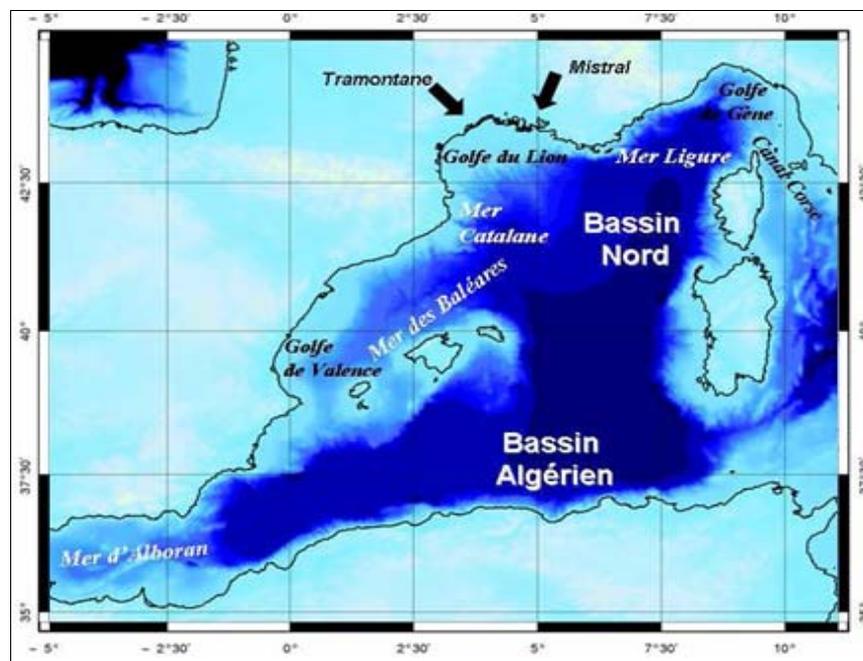


Figure 5.1: Principaux bassins et mers de la Méditerranée Occidentale

L'analyse des données altimétriques en Méditerranée a permis pour la première fois de caractériser les évolutions du niveau moyen de la Méditerranée. Les amplitudes sont fortes, 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, la figure 5.2 présente cette variation pour un lieu de coordonnées 6°N et 41°E. La moitié de ce signal environ est liée aux effets stériques de dilatation/contraction des eaux de surface sous l'action des flux de chaleur à l'interface océan/atmosphère (sous l'effet du soleil, la température de l'eau de surface augmente, la chaleur se propage dans les couches profondes et tout en se réchauffant, l'eau se dilate. Inversement, si la température diminue, l'eau se contracte. C'est ce qu'on appelle l'effet stérique). Le signal restant est probablement lié à un déséquilibre entre le flux entrant et sortant à Gibraltar, l'évaporation et la précipitation [www.avisocnes.fr].

Ces résultats suggèrent donc qu'à l'échelle saisonnière la masse de la Méditerranée n'est pas totalement conservée. Le suivi régulier du niveau moyen et par conséquent du bilan en eau de la

Méditerranée par les satellites altimétriques sera un indicateur précieux d'éventuels changements climatiques dans le bassin méditerranéen.

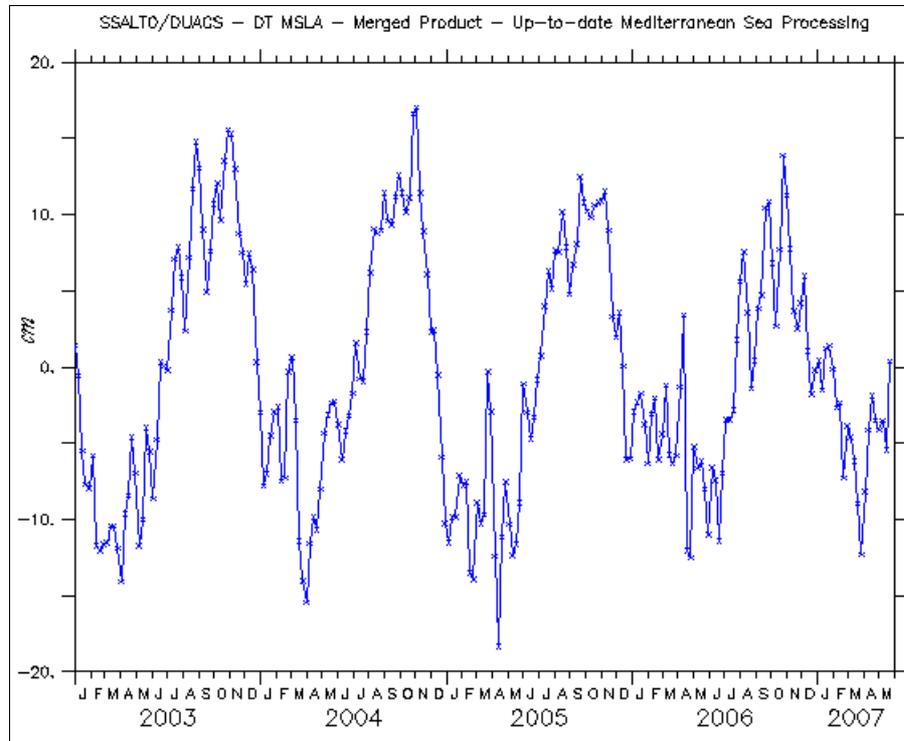


Figure 5.2: Anomalies de hauteurs de mer (SLA) en fonction du temps en Méditerranée Occidentale

Comme toutes les mers et océans du monde, la mer Méditerranée occidentale présente une variabilité spatiale et temporelle. En représentant la variance (ou l'écart-type - ou rms) qui est calculé par la racine carrée de la variance) des anomalies de hauteurs de mer sur toute la période disponible, on distingue des zones de fortes, moyenne et faible variabilités sur tout le bassin [www.aviso.cnes.fr].

La variabilité s'échelonne entre 4 et 17 cm rms. Les zones de plus faible variabilité (<6 cm rms) sont situées dans le bassin ouest, le long des côtes italiennes et françaises. Au contraire, la zone de plus forte variabilité (>16 cm rms) est observée à la pointe sud-est de la Crète (tourbillon de Lérapétra). Une variabilité plus modérée (8 à 12 cm rms) est observée dans le bassin ouest. On retrouve aussi la signature des structures permanentes / récurrentes de la circulation de la mer d'Alboran, au nord du bassin tyrrhénien et au sud de la Grèce [www.aviso.cnes.fr].

5.2 Positionnement global du problème et solutions envisagées

La Figure 5.3 est un FAST (Functional Analysis System Technique) représentant les problématiques et solutions liées aux déterminations des paramètres affectant la mesure altimétriques, la réduction de l'erreur d'orbite et la détermination du niveau de la mer. Ces méthodes ont été implémentées, optimisées ou évaluées au cours de cette thèse (encadrés en rouge sur le FAST), elles sont explicitées dans les chapitres précédents.

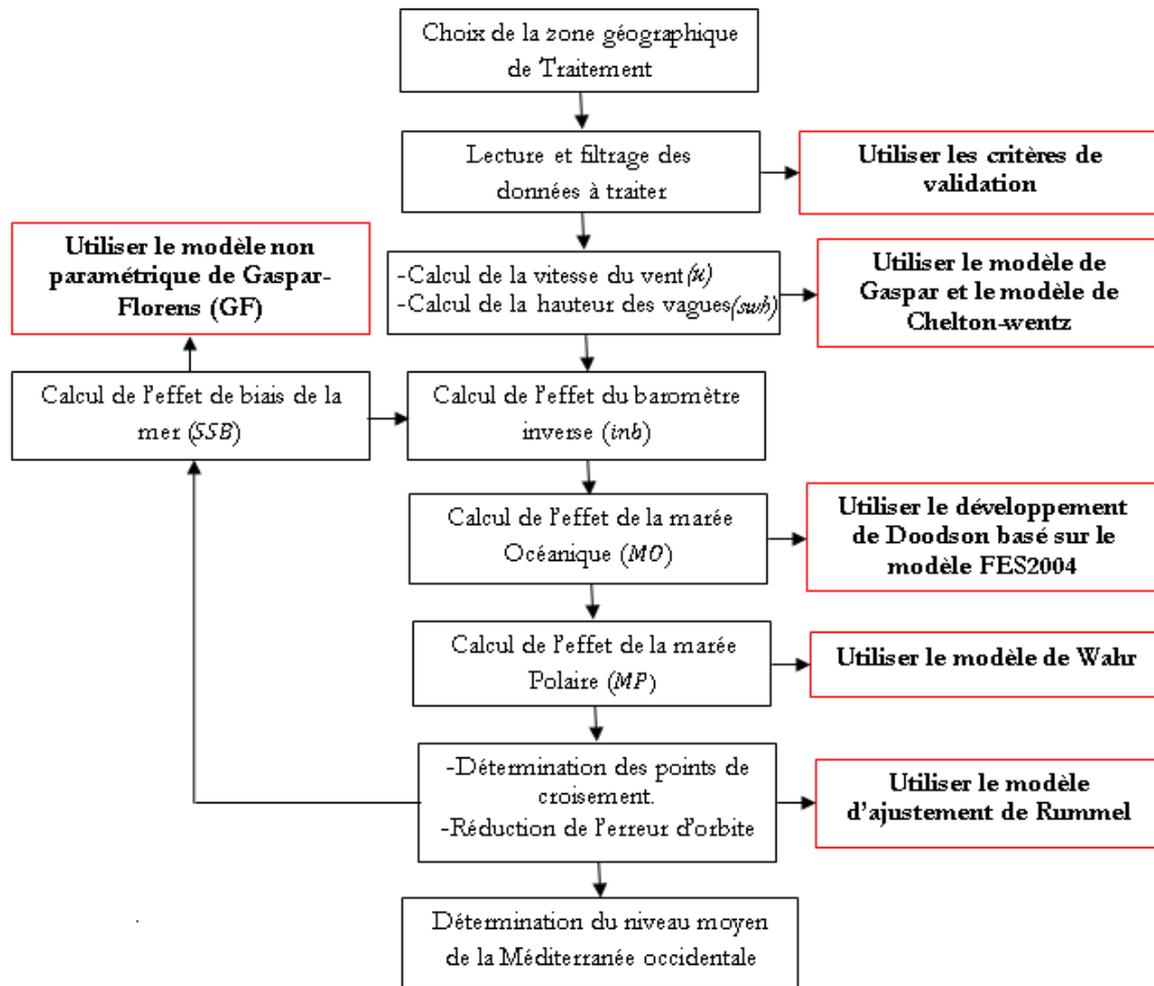


Figure 5.3: Principales étapes de l'exécution du programme du traitement

5.3 Données utilisées

Pour cette application, les données utilisées représentent plus de six (06) années consécutives de données altimétriques du satellite Jason-1, correspondant à tous les passages disponibles du cycle 001 au cycle 250 (à partir du 15 janvier 2002 au 19 octobre 2008), fournies par Aviso-altimetry. Les données GDR sont disponibles via : AVISO (<http://aviso.cnes.fr>) et PO.DAAC (<http://podaac.jpl.nasa.gov>).

La Méditerranée occidentale, notre zone d'intérêt, est défini par les coordonnées géographiques suivantes: 35°N-45°N, 3°W-11°E (Figure 5.4). Les passages du satellite Jason-1 qui traversent la Méditerranée occidentale sont # 009, 044, 070, 085, 146, 161, 172, 187, 222 et 248, ces passages sont sélectionnés en utilisant un localisateur de passage sur Google Earth (Visu_TPJ1_Tracks_GE_V3.kmz).

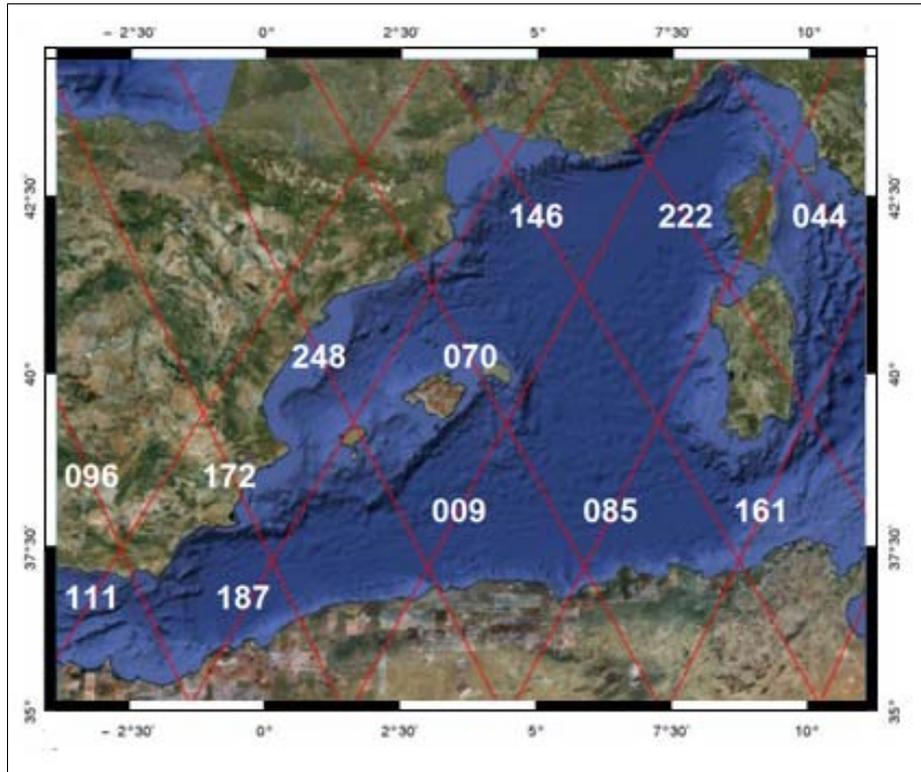


Figure 5.4: Passages du satellite Jason-1 sur la Méditerranée occidentale

Afin de ne prendre que les données fiables, les données altimétriques (GDR) de Jason-1 sont filtrées en utilisant les critères suivants [User Handbook, 2003]:

- Number of valid points > 10;
- 0 mm < RMS of 1/sec range < 200 mm;
- 130 000 mm < (altitude – range_ku) < 100 000 mm;
- 2500 mm < dry tropospheric correction < -1900 mm;
- 500 mm < wet tropospheric correction < -1 mm;
- 400 mm < ionospheric correction < 40 mm;
- 500 mm < sea state bias correction < 0 mm;
- 5000 mm < ocean tide correction < +5000 mm;
- 1000 mm < solid earth tide correction < +1000 mm;
- 150 mm < pole tide correction < +150 mm,
- 0 mm < significant wave height < 11 000 mm;
- 7 dB < sigma naught < 30 dB;
- 0 m/s < altimeter wind speed < 30 m/s;
- 0.2 deg² < square of off nadir angle from waveforms < 0.5 deg².

5.4 Description du logiciel élaboré

Le logiciel de traitement, appelé "Moheet", élaboré dans la cadre de cette thèse est écrit sous Borland C++ Builder version-5, il est structuré de telle façon qu'il soit très facile à comprendre, à exécuter et à modifier (figure 5.5).



Figure 5.5: Menu principal du logiciel Moheet

Ce software est composé de fichiers sources et de fichiers en-tête correspondants, l'ensemble de ces fichiers est représenté par ordre d'importance comme suit :

- Le fichier "*Mobeeet*" : C'est le fichier source du programme général, ce fichier permet de charger les noms des fichiers de données à traiter et les fichiers qui interviennent dans les différentes étapes de l'exécution du programme général.
- Le fichier "*Dec_Glob*" Ce fichier est réservé pour la déclaration des différentes variables nécessaires pour l'exécution du programme général.
- Le fichier "*Procédures*" Tous les fichiers qui interviennent pour l'exécution du programme général ont des fichiers header et des fichiers sources correspondants; le header de ce fichier contient les déclarations de tous les sous-programmes, où le fichier source contient le corps de ces sous-programmes, ce fichier est considéré comme étant la racine du programme général.

5.5 Détermination de l'effet de l'état de la mer

5.5.1 Biais de l'état de la mer

Le traitement, avec le modèle non paramétrique (GF) (cf. Chapitre 2, § 2.1.2), de toutes les données altimétriques disponibles a permis de déterminer un modèle 3-D *SSB* (Figure 5.4), sous forme d'une grille de (0.25 x 0.25) en fonction de la hauteur significative des vagues (*swh*) et la vitesse du vent (*u*).

Les valeurs du *SSB* déterminées varient entre -0,15 cm et -18,94 cm. La valeur moyenne est de -7,21 cm. En outre, ce modèle nous a permis de réduire de 60% les valeurs par défaut du *SSB* par région (*swh, u*) et donc une bonne interpolation du biais de l'état de la mer par cette nouvelle grille (*swh, u, SSB*).

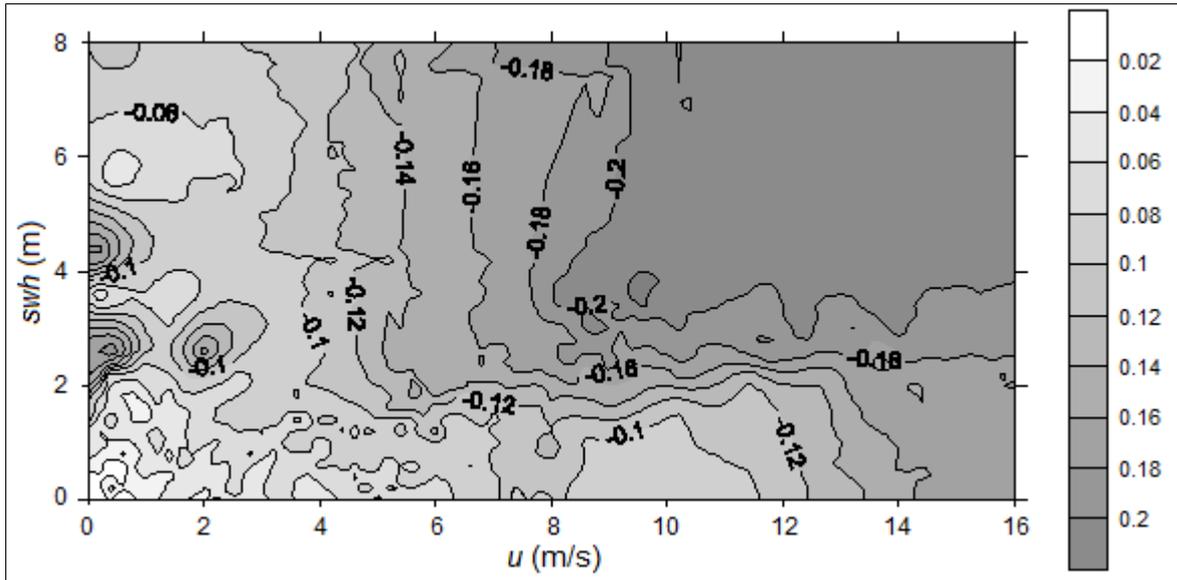


Figure 5.6: Le modèle 3-D *SSB* (en mètres)

Ensuite, la grille obtenue est exploitée pour corriger les différents cycles du satellite Jason-1 de l'effet de l'état de la mer. A titre d'exemple, la figure 5.7 présente, pour le cycle 050, les différences entre *SSB* déterminés et *SSB* fournis dans le message du satellite Jason-1.

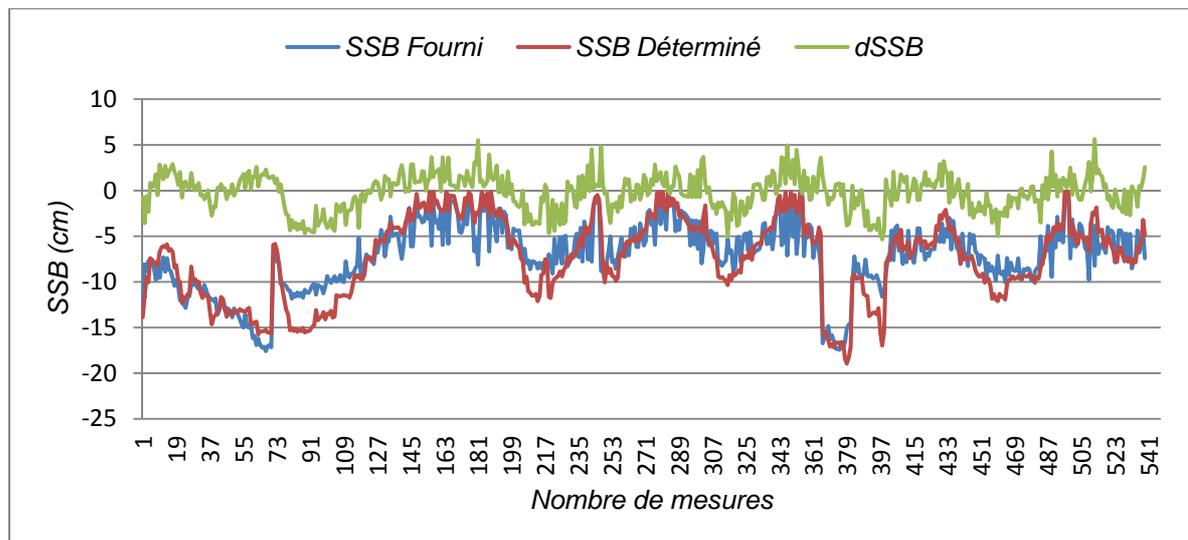


Figure 5.7: Différence entre *SSB* déterminé et *SSB* fourni (cycle 050)

Dans la figure 5.7, l'axe des x représente le nombre de mesures altimétriques le long du passage sélectionné, le graphe en rouge et le graphe en bleu représentent les valeurs du *SSB* déterminés et fournis respectivement, celui en vert représente les différences qui sont comprises entre -5,35 cm et 5,63 cm. Ces différences sont dues à l'amélioration de calcul du *SSB*, évaluée à l'aide de 250 cycles des données Jason-1 alors que les valeurs fournies dans le message sont évaluées à l'aide de quelques cycles.

Ces résultats ont fait l'objet d'un article scientifique [Annexe C] : Rami et al., " Non parametric estimation of the sea state bias in Jason-1 measurements and their effect on Mediterranean mean sea surface

Notons ici, qu'une expérience a été menée pour la détermination du biais de l'état de la mer sur la même région pour le passage 085 des cycles 052,053 et 054 des données GDR du satellite Jason-1 en se basant sur le modèle paramétrique (BM4).

Les résultats obtenus par ce modèle sont différents par rapport aux valeurs du *SSB* fournies ce qui montre la limite du modèle paramétrique pour l'estimation du biais de l'état de la mer affectant la mesure du satellite Jason-1.

Ces résultats ont fait l'objet d'un article scientifique [Annexe C] : *Rami et al., "Estimation of the Sea State Bias Effect on the Altimetric Measurements Using a Parametric Model", Bulletin des Sciences Géographiques - Institut National de Cartographie et de Télédétection - N°17 : 16-21– ISSN-1112-3745, Avril 2006.*

5.5.2 Baromètre inverse

Le modèle utilisé pour la détermination de l'effet du baromètre inverse (cf. Chapitre 2, § 2.2) est le même que celui utilisé pour l'obtention des valeurs de cet effet et qui sont fournies par le message du satellite Jason-1.

Les différences entre l'effet du baromètre inverse déterminé et celui fourni dans le message du satellite Jason-1 pour le passage 187 cycle 050 sont présentées dans la figure 5.8.

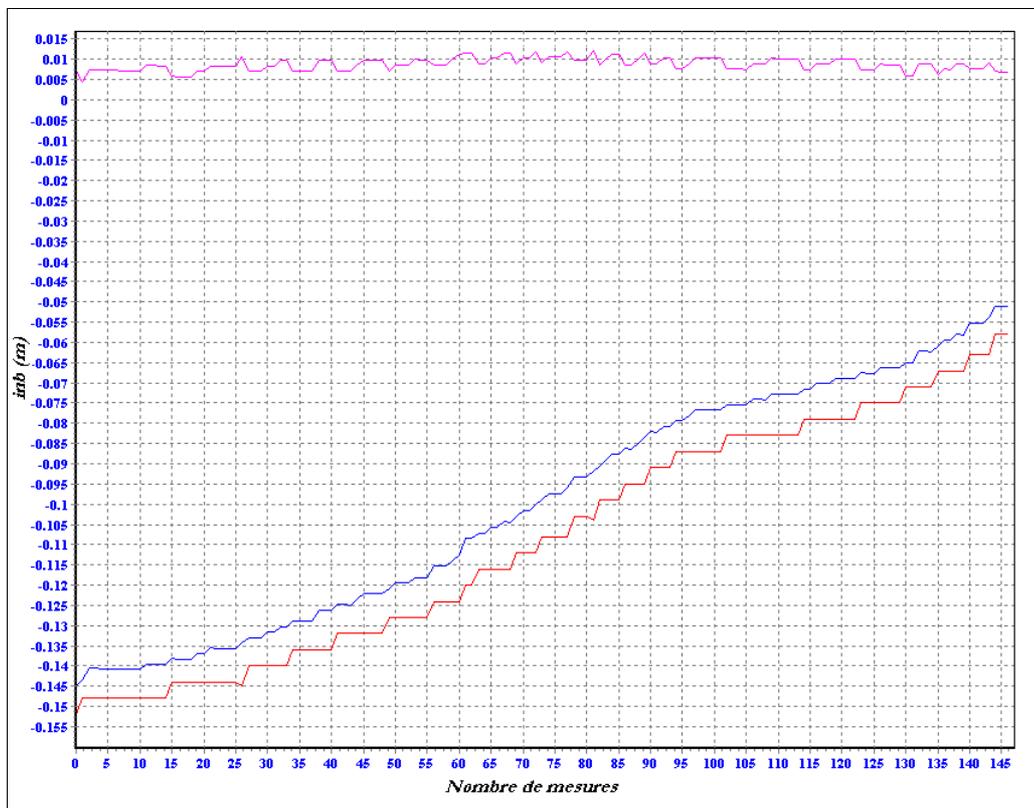


Figure 5.8 : Différence entre effet du baromètre inverse (*inb*) déterminé et fourni (passage 187 cycle 050)

Pour cette correction on remarque que les deux graphes des valeurs déterminées et celles fournies dans le message ont la même allure, ce qui donne une impression de l'existence d'une erreur systématique.

5.6 Détermination de l'effet de marée

5.6.1 Effet de marée océanique

L'effet de la marée océanique est déterminé en utilisant la formule (3.15) (cf. Chapitre 3, § 3.7.1), pour un lieu quelconque de coordonnées (λ, φ) , l'amplitude et la phase d'une onde sont extraites à partir du modèle FES2004, elles sont calculées par une interpolation bilinéaire.

A titre d'exemple, pour le passage 187 cycle 050, la figure 5.9 présente les différences entre l'effet de marée océanique déterminé et celui fourni dans le message du satellite Jason-1.

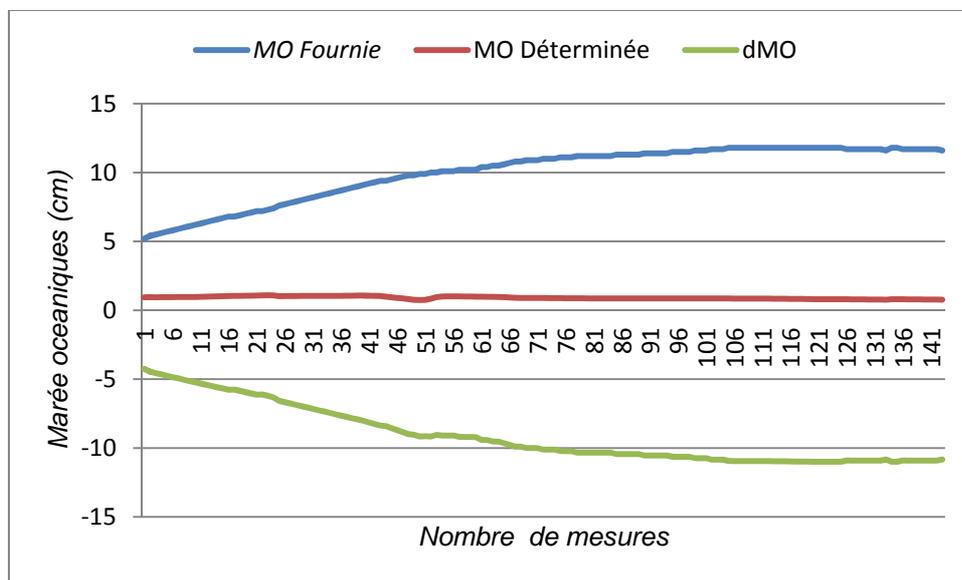


Figure 5.9 : Différence entre effet de marée océanique (MO) déterminé et fourni (passage 187 cycle 050)

Dans la figure 5.9, l'axe des x représente le nombre de mesures altimétriques le long du passage sélectionné, le graphe en rouge et le graphe en bleu représentent les valeurs de l'effet de marée océanique déterminés et fournis respectivement, celui en vert représente les différences (dMO) qui sont comprises entre -11 cm et -4.26 cm.

Ces différences sont principalement dues au modèle utilisé, parce que nous avons utilisé le modèle FES2004 qui est basé sur des données marégraphiques et des mesures altimétriques du satellite Topex/Poseidon et Jason-1, il permet la prise en compte de 15 composantes de marée (amplitude+phase) (M2, S2, N2, K2, 2N2, K1, O1, Q1, P1,, S1, Mf, Mm, Mtm, Msqm, M4) disponibles sur des grilles de $(1/8^\circ \times 1/8^\circ)$, tandis que les valeurs fournies sont obtenus par le modèle FES99 basée sur des mesures marégraphiques seulement qui se dispose de huit composantes de marée (M2, S2, N2, K2, 2N2, K1, O1 et Q1) distribuées sur une grille de $(1/4^\circ \times 1/4^\circ)$.

Ces résultats ont fait l'objet d'un article scientifique [Annexe C]: *Rami et al., "Estimation of the geophysical parameters and the orbital error effect on the altimetric measurements for sea surface height determination", accepté dans International Journal of Physical Science (IJPS), Volume 6(15), pp. 3777-3783, ISSN 1992 – 1950, August 04, 2011.*

5.6.2 Effet de marée polaire

Pour la détermination de l'effet de la marée polaire on a utilisé le modèle de Wahr (cf. Chapitre 3, § 3.7.3) qui est le même modèle utilisé pour le calcul des valeurs fournies par le message du satellite Jason-1.

Le tableau suivant représente un extrait du fichier utilisé contenant les coordonnées du pôle dans des dates différentes.

Tableau 5.1 : Coordonnées du pôle en fonction de la date.

Date	X_{Pol}	Y_{Pol}
2005	0.149846	0.238832
2005.05	0.125034	0.215888
2005.1	0.079539	0.205721
2005.15	0.0316	0.206101
2005.2	-0.002863	0.222609
2005.25	-0.029824	0.243228
2005.3	-0.053516	0.273501
2005.35	-0.060595	0.311413
2005.4	-0.069881	0.339796
2005.45	-0.052735	0.372101
2005.5	-0.039347	0.397607
2005.55	-0.018098	0.415125
2005.6	0.009636	0.422945
2005.65	0.037918	0.427914
2005.7	0.050513	0.422319
2005.75	0.058816	0.41689
2005.8	0.071083	0.407308
2005.85	0.072815	0.395431
2005.9	0.066154	0.38784
2005.95	0.063157	0.387561
2006	0.053263	0.383615

Les différences entre l'effet de la marée polaire déterminé et celui fourni dans le message du satellite pour le passage 187 cycle 050 sont présentées dans la figure 5.10.

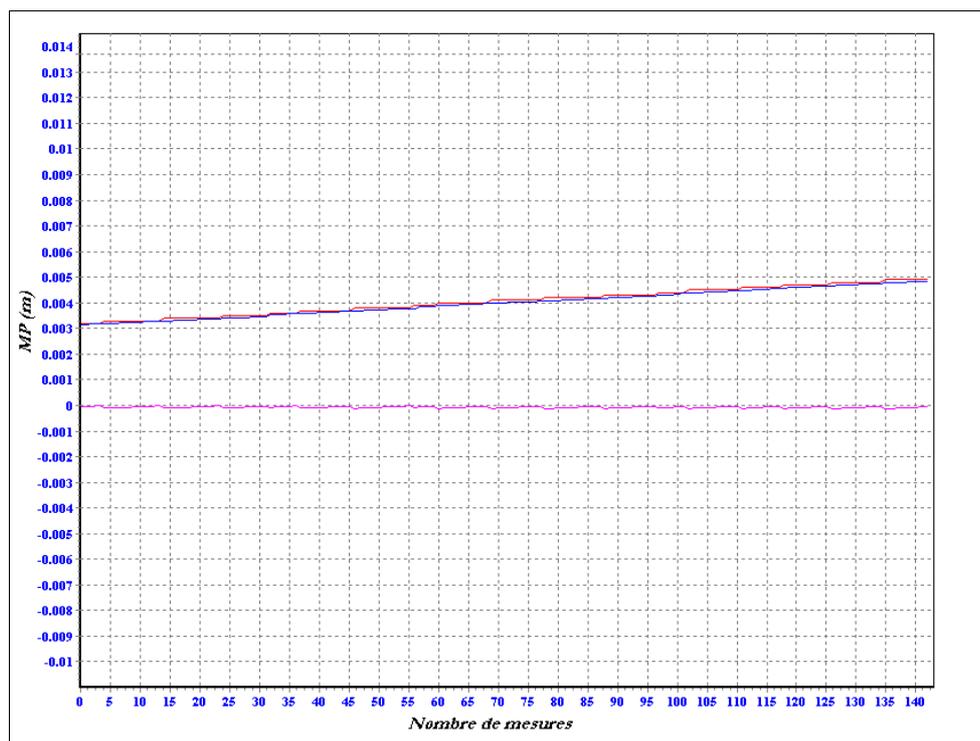


Figure 5.10 : Différence entre effet de marée polaire (*MP*) déterminé et fourni (passage 187 cycle 050)

On remarque bien que les résultats obtenus pour la détermination de l'effet de la marée polaire sont de l'ordre de 5 mm, ce qui montre que l'effet de ce type de marée est petit relativement aux autres types. Il est dû tout simplement au faible déplacement annuel du pôle par rapport à la position moyenne (une période de 25000 ans). La différence entre les valeurs données et les valeurs calculées est de l'ordre de 0.3 mm, cette différence est sûrement due aux erreurs de calcul car on a utilisé le même modèle, ce qui aurait fourni les mêmes valeurs.

Le tableau suivant représente un extrait de tous les paramètres affectant la mesure altimétrique déterminés pour le passage 187 cycle 050.

Tableau 5.2 : Récapitulatif des différents paramètres (passage 187 cycle 050)

Longitude (°)	Latitude (°)	<i>SSB</i> (m)	<i>inb</i> (m)	<i>MO</i> (m)	<i>MP</i> (m)
-0.753	35.9107	-0.0922	-0.152	0.0094	0.0044
-0.722	35.9605	-0.0654	-0.148	0.0095	0.0044
-0.691	36.0103	-0.0527	-0.148	0.0094	0.0044
-0.66	36.0602	-0.0484	-0.148	0.0095	0.0044
-0.6289	36.11	-0.0489	-0.148	0.0095	0.0044
-0.5977	36.1598	-0.0502	-0.148	0.0095	0.0044
-0.5665	36.2096	-0.0388	-0.148	0.0096	0.0045
-0.5353	36.2593	-0.0383	-0.148	0.0096	0.0045
-0.504	36.3091	-0.0407	-0.148	0.0096	0.0045
-0.4727	36.3589	-0.0434	-0.148	0.0097	0.0045

-0.4413	36.4086	-0.047	-0.148	0.0098	0.0045
-0.4099	36.4584	-0.0471	-0.148	0.0099	0.0045
-0.3785	36.5081	-0.0481	-0.148	0.01	0.0045
-0.347	36.5578	-0.0495	-0.148	0.0101	0.0045
-0.3154	36.6075	-0.0521	-0.148	0.0102	0.0045
-0.2838	36.6572	-0.0598	-0.144	0.0103	0.0045
-0.2522	36.7069	-0.0561	-0.144	0.0104	0.0045
-0.2205	36.7565	-0.0633	-0.144	0.0105	0.0045
-0.1887	36.8062	-0.0675	-0.144	0.0106	0.0046
-0.1569	36.8559	-0.0704	-0.144	0.0106	0.0046
-0.1251	36.9055	-0.0713	-0.144	0.0107	0.0046
-0.0932	36.9551	-0.0704	-0.144	0.0108	0.0046
-0.0613	37.0047	-0.0613	-0.144	0.0109	0.0046
-0.0293	37.0543	-0.061	-0.144	0.0108	0.0046
0.0027	37.1039	-0.0667	-0.144	0.0102	0.0046
0.0348	37.1535	-0.0606	-0.144	0.0103	0.0046
0.0669	37.2031	-0.0645	-0.145	0.0103	0.0046
0.0991	37.2527	-0.0652	-0.14	0.0103	0.0046
0.1313	37.3022	-0.071	-0.14	0.0104	0.0046
0.1636	37.3517	-0.075	-0.14	0.0104	0.0046
0.1959	37.4013	-0.0728	-0.14	0.0104	0.0047
0.2283	37.4508	-0.0669	-0.14	0.0104	0.0047
0.2607	37.5003	-0.0643	-0.14	0.0105	0.0047
0.2931	37.5498	-0.0679	-0.14	0.0105	0.0047
0.3256	37.5993	-0.0714	-0.136	0.0105	0.0047
0.3582	37.6487	-0.0752	-0.136	0.0105	0.0047
0.3908	37.6982	-0.0719	-0.136	0.0106	0.0047
0.4235	37.7476	-0.0716	-0.136	0.0106	0.0047
0.4562	37.7971	-0.0685	-0.136	0.0107	0.0047
0.4889	37.8465	-0.0685	-0.136	0.0106	0.0047
.
.
.
.
.
Moyenne		-0.069	-0.108	0.009	0.005

5.7 Réduction de l'erreur d'orbite

Afin de s'affranchir des phénomènes variables, on doit moyenner les passages corrigés des différents paramètres (cf. Chapitre 4, § 4.4.1). L'écart type obtenue, présentée dans le tableau 5.3, indique l'existence de variabilité, donc l'existence d'une dispersion entre les cycles sur la même région et la qualité des données altimétriques.

Tableau 5.3 : Déviation standard de la hauteur instantanée (cycle 050)

Numéro de passage	Variation moyenne (cm)	Déviation standard (cm)
009	1.43	3.65
044	1.25	3.31
070	0.72	3.56
085	0.02	2.91
146	0.95	4.07
161	0.41	3.14
172	1.24	4.23
187	0.58	2.96
222	1.11	3.28
248	1.81	3.41

Pour combler l'absence de mesures le long des profils moyens, les hauteurs de la surface de la mer sont approximées par un polynôme du second degré (cf. Chapitre 4, § 4.4.2). La précision de l'ajustement est indiquée dans le tableau suivant :

Tableau 5.4 : Déviation standard de l'ajustement polynomial (cycle 050)

Numéro de passage	Déviation standard (cm)
009	2.04
044	2.14
070	2.45
085	2.54
146	1.88
161	1.75
172	2.26
187	1.75
222	2.34
248	1.98

Les coordonnées des points de croisement entre les passages ascendants et les passages descendants sont déterminées par une recherche séquentielle (cf. Chapitre 4, § 4.4.3), le traitement des données Jason-1 montre l'existence de 13 points de croisement sur la zone d'intérêt.

Le passage 187 a été fixé car d'après les traitements précédents il paraît le plus stable en plus de la quantité plus importante de mesures qu'il contient. Ceci permet aussi d'éliminer le cas de singularité de la matrice des paramètres (on suppose que ce passage ne comporte pas des erreurs d'orbite).

A titre d'exemple, pour le cycle 050, les coordonnées des points de croisement, ainsi que les différences d'altitudes entre passage ascendant et passage descendant sont présentées dans le tableau suivant :

Tableau 5.5 : Différences de hauteurs aux points de croisements (cycle 050)

Passage Ascendant	Passage descendant	Latitude (°)	Longitude (°)	Différence (cm)
009	070	39.211391	4.255565	3.9
009	146	41.154831	5.663373	4.3
009	248	42.936558	7.054734	-7.3
009	222	37.015310	2.783162	-8.8
085	044	42.980077	9.924750	0.6
085	070	37.099777	5.673263	3.3
085	146	39.197043	7.080745	-0.6
085	222	41.120620	8.472285	-1.6
161	146	37.105344	8.484140	8.7
161	222	39.180015	9.875786	-8.1
187	172	37.106304	-0.033919	-1.7
187	146	42.994231	4.224938	18.3
187	248	1.4145684	39.220458	14.3
187	070	41.195467	2.817119	0.1

Les différences de hauteur aux points de croisement nous ont permis de réduire l'erreur d'orbite de chaque cycle en se basant sur le modèle détaillé précédemment (cf. Chapitre 4, § 4.4.4).

Les profils moyens, corrigés des erreurs orbitales, déterminés par traitement aux points de croisements, et ajustés à l'aide d'un polynôme du second degré, représentent les hauteurs moyennes de la surface de la mer sous les traces du satellite.

Les résultats obtenus ont fait l'objet d'un article scientifique [Annexe C] : *Rami et al., "Estimation of the geophysical parameters and the orbital error effect on the altimetric measurements for sea surface height determination", accepté dans International Journal of Physical Science (IJPS), Volume 6(15), pp. 3777-3783, ISSN 1992 – 1950, August 04, 2011.*

5.8 Détermination du niveau moyen de la mer

Comme déjà présenté (cf. Chapitre 1, § 1.2.2), la hauteur de la surface de mer *ssh* au-dessus de l'ellipsoïde de référence est la différence entre l'altitude du satellite Jason-1 et la mesure altimétrique corrigée.

Le traitement, avec le logiciel Moheet, de 250 cycles de données altimétriques du satellite Jason-1 a permis d'avoir des profils moyens corrigés de tout les effets affectant la mesure altimétrique et de l'erreur d'orbite.

Notons ici que les profils altimétriques sont aussi corrigées de l'effet de la troposphère basé sur la pression au niveau de la mer, la température et la pression partielle de la vapeur d'eau (cf. Chapitre 1, § 1.3.2), de l'effet de l'ionosphère qui est déterminé à partir des mesures bi-fréquence de l'altimètre Poséidon (cf. Chapitre 1, § 1.3.2) et l'effet de marée terrestre qui est calculé par le modèle de Cartwright et Edden (cf. Chapitre 3, § 3.7.2). Ces corrections sont tirées directement du message du satellite Jason-1 [Rami et al., 2011b].

Le nappage de ces profils le long des passages de Jason-1, par une grille régulière de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (en longitude et en latitude) permet d'avoir une surface moyenne de la Méditerranée occidentale (Figure 5.11) en utilisant une interpolation linéaire (triangulation de DELAUNAY).

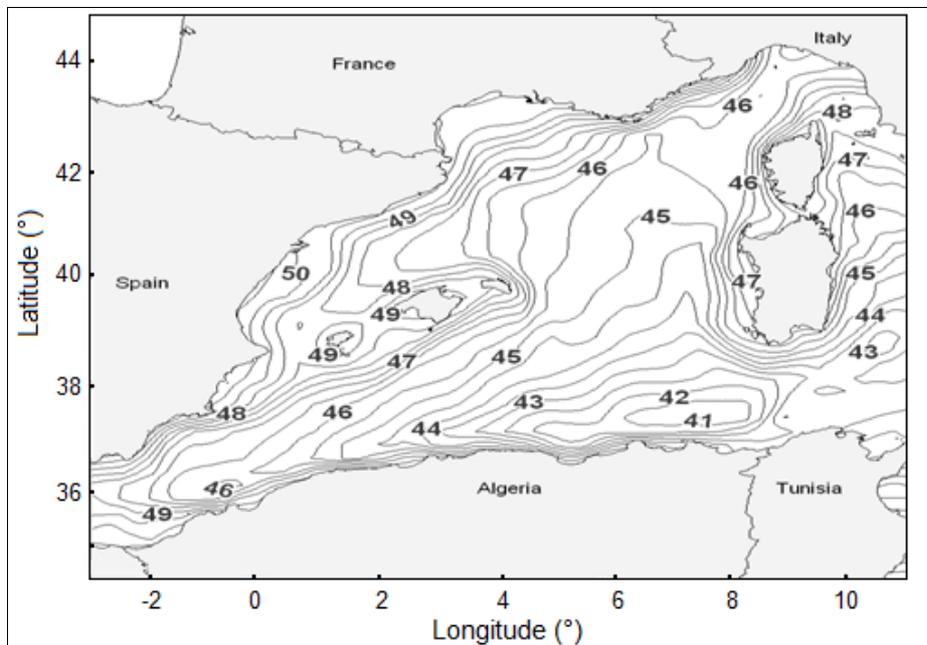


Figure 5.11: Niveau moyen de la Méditerranée occidentale

La figure 5.11, montre que la hauteur de la surface de la Méditerranée occidentale est de l'ordre des 45 mètres.

Ces résultats ont fait l'objet d'un article scientifique [Annexe C] : Rami et al., "Estimation of the geophysical parameters and the orbital error effect on the altimetric measurements for sea surface height determination", accepté dans *International Journal of Physical Science (IJPS)*, Volume 6(15), pp. 3777-3783, ISSN 1992 – 1950, August 04, 2011.

Par conséquent la connaissance de cette surface moyenne nous permet d'avoir sa topographie dynamique et de calculer la variabilité et la tendance du niveau de la Méditerranée occidentale.

5.9 Détermination de la topographie dynamique

La topographie dynamique de l'océan, qui est la distance entre le géoïde et la hauteur de la surface de la mer (cf. Chapitre 1, § 1.2.2) et qui reflète la dynamique de l'océan, est une inconnue océanographique primordiale.

Cette quantité n'est pas immédiatement déduite de l'altimétrie, qui permet de connaître plutôt la surface moyenne océanique. Il est donc nécessaire de combiner les données altimétriques avec d'autres sources (in-situ, satellites gravimétriques,...) pour déterminer précisément le géoïde, et en déduire la circulation moyenne par soustraction [Rami and Kahlouche, 2010]. La topographie dynamique cartographiée permet d'identifier la circulation océanique générale.

Le géoïde est défini comme une surface équipotentielle du champ de gravité de la Terre. Sur les océans, le géoïde coïncide avec la surface moyenne des océans, c'est-à-dire avec la surface des océans au repos. Ainsi, une bosse sur le géoïde, par exemple un relief sous-marin correspond à un excès de masse, tandis qu'une fosse océanique, qu'on peut associer à un déficit de masse, va créer une dépression. En mesurant très précisément, les ondulations de la surface des océans, les satellites altimétriques permettent de cartographier le géoïde [Rami and Kahlouche, 2010].

L'utilisation du modèle gravitationnel de la terre (géoïde global) "EGM2008", obtenu à partir d'une combinaison des données (GRACE, des mesures gravimétrique terrestres et altimétriques, ...), nous permet de calculer la topographie dynamique de la Méditerranée occidentale [Nikolaos et al, 2008].

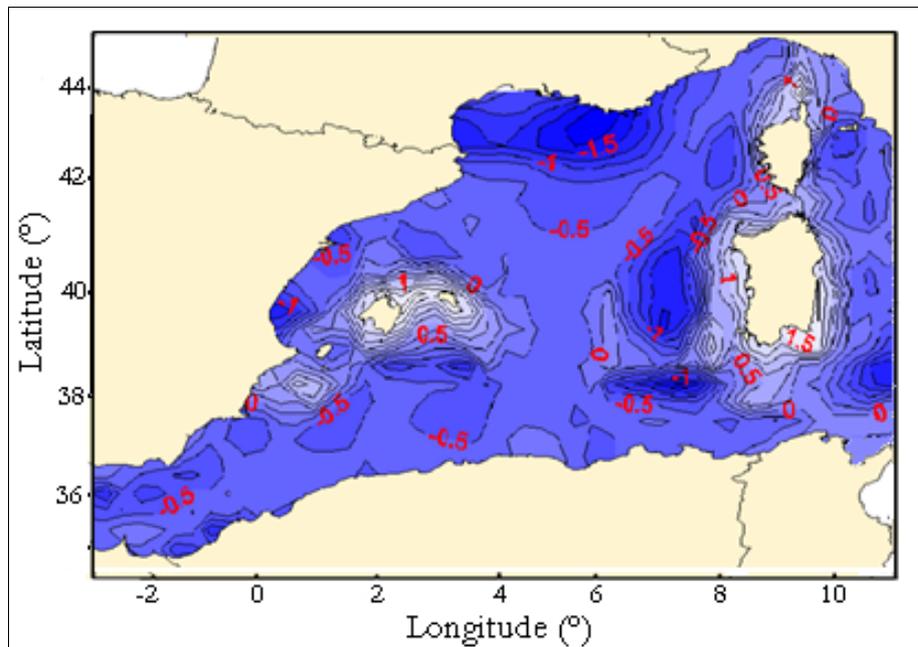


Figure 5.12: Topographie dynamique de la Méditerranée occidentale

Notons d'abord que la topographie dynamique est beaucoup plus importante au large de la mer (entre -1,5 et 1 mètres) que sur la région côtière (entre -0,5 et 0,5 mètres), notons aussi que la topographie dynamique varie entre -1,95 m et 1,81 m, avec une moyenne de 0,25 m.

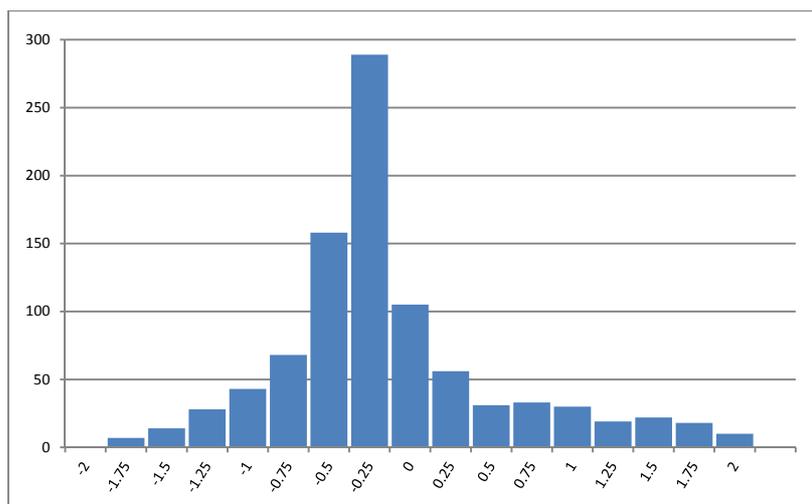


Figure 5.13: Histogramme des fréquences de la topographie dynamique (Cycle 250)

La figure 5.13, montre que plus de 90% des données sont comprises entre -1,25 m et 1,25 m ce qui est cohérent avec les résultats fournis par Aviso-Altimetry (la topographie dynamique moyenne varie entre -1,10 et 1,10 mètre).

Les résultats obtenus ont fait l'objet d'une communication [Annexe C] : *Rami, et al., "Dynamic Topography Determination of the Western Mediterranean Sea from Jason-1 Data"*, qui a été présenté dans le symposium international "Toulouse Space Appli", juin 2011.

5.10 Variabilité du niveau de la Méditerranée

La surface moyenne obtenue avec la combinaison des données d'autres missions altimétriques (Topex/Poseidon) permettent, en calculant la moyenne des valeurs d'anomalies de hauteur de la mer, de déterminer une série temporelle d'anomalies moyennes de hauteur (SLA : Sea Level Anomaly) en Méditerranée pour la période 1993-2009 (voir figure 5.14)[Haddad et al., 2011].

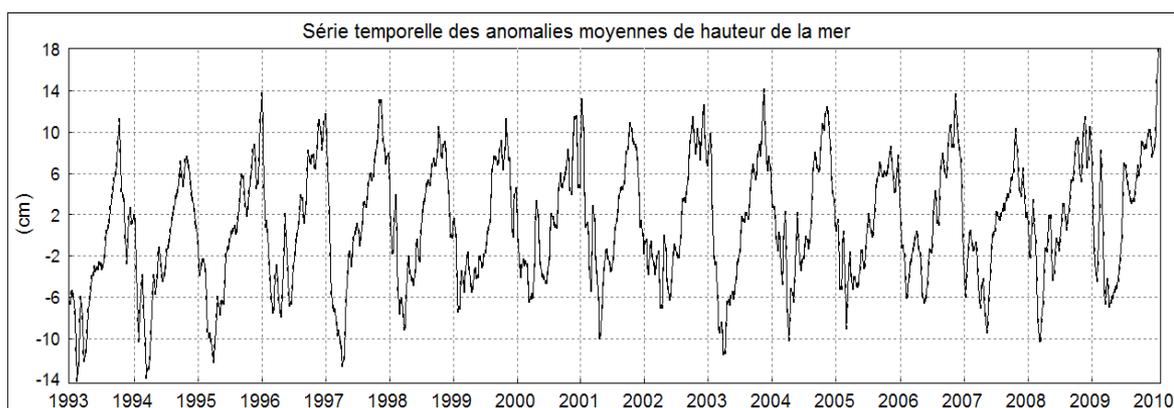


Figure 5.14: Anomalies moyennes de hauteur de la mer en Méditerranée (SLA).

Un modèle de variabilité océanique est établi pour déterminer les composantes harmoniques. La tendance à long terme est évaluée par ajustement au sens des moindres carrés des résidus obtenus après élimination des composantes harmoniques modélisées (Figure 5.15) [Haddad et al., 2011].

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 en Méditerranée pourrait se soulever de 15 cm d'ici la fin de ce siècle, ce qui impliquera des conséquences importantes notamment pour les zones côtières.

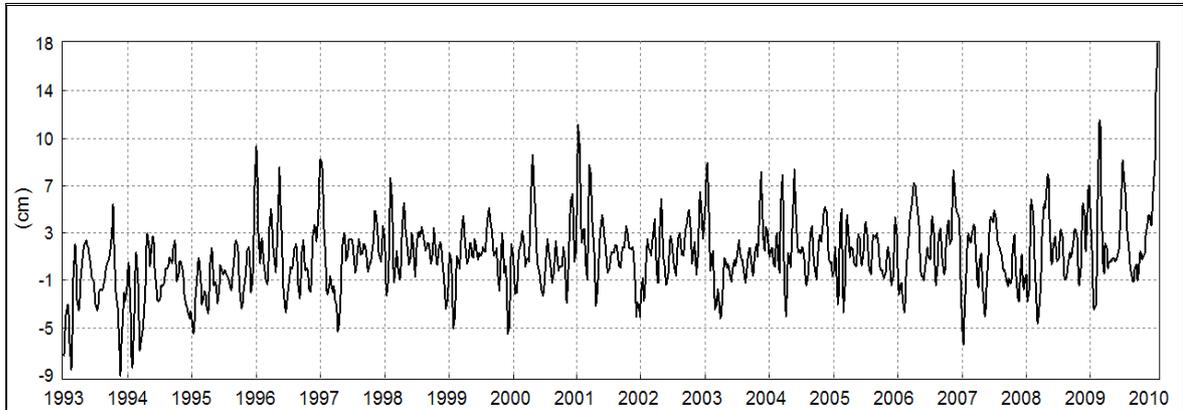


Figure 5.15: Résidus après élimination des composantes harmoniques

Ces résultats ont fait l'objet d'un article scientifique [Annexe C] : Haddad, et al., "Investigation of Mediterranean sea level variability by singular spectral analysis", *Journal of Mathematics and Technology - JMT*, Volume 2(1): 45-53 – ISSN-2075-4124, February 15, 2011.

Conclusion

Notre travail a permis d'une part de faire une étude approfondie sur l'altimétrie spatiale ainsi que sur tous les paramètres affectant la mesure altimétrique et d'autre part de développer une méthodologie de calcul ou de détermination de certains de ces paramètres afin de déterminer le niveau moyen de la mer.

L'utilisation du modèle non paramétrique (GF) évalué à l'aide de 250 cycles de données altimétriques du satellite Jason-1 a permis d'établir une grille de 0.25×0.25 en 3D du modèle de correction de *SSB* comme une combinaison de la hauteur significative des vagues (*swh*) et la vitesse du vent (*u*).

Le modèle NP basée sur une longue période de données Jason-1 est très efficace pour déterminer l'effet du *SSB*. Il permet de réduire de 60% des valeurs par défaut de *SSB* par région (*swh - u*) et donc une bonne détermination du biais de l'état de la mer affectant les données altimétriques le long des cycles sur la mer Méditerranée occidentale.

Sur la même zone, le modèle basé sur le développement de Doodson du potentiel générateur de la marée en utilisant le modèle globale FES2004 a permis d'améliorer la détermination de la marée océanique à quelques centimètres.

Le modèle utilisé pour l'estimation des marées polaires et celui utilisé pour la détermination due l'effet du baromètre inverse donnent pratiquement les mêmes valeurs que celles fournies par le satellite puisque on a utilisé les mêmes modèles que ceux utilisé par Aviso-altimetry.

Le traitement aux points de croisement des profils moyens a permis de réduire l'erreur d'orbite avec une grande précision (1cm).

Les résultats obtenus ont permis de corriger l'ensemble de données Jason-1 dont nous disposons de tous les effets. La correction de 250 cycles de données Jason-1 des effets environnementaux, effets liés à l'état de la mer et l'effet de l'erreur d'orbite a permis la détermination de la hauteur de la surface de la Méditerranée occidentale.

La surface moyenne obtenu a permis de déterminer la topographie dynamique de la Méditerranée occidentale qui varie entre -1,95 m et 1,81 m, et le calcul de la variabilité de la mer qui est de 1.72 mm/an.

Durant la préparation de ce travail, des aspects sur le plan théorique selon le degré du fondement n'ont pas été bien traités, ces aspects peuvent constituer des axes de recherche intéressants dans le cadre d'une continuité pour une plus exhaustive modélisation des paramètres affectant la mesure altimétrique.

En outre, les résultats obtenus et le niveau de compréhension atteint ont permis de fixer des perspectives intéressantes sur le processus du traitement de la donnée altimétrique et de passer à l'étape suivante qui est la recherche des différents domaines d'application de l'altimétrie spatiale ainsi que son apport scientifique sur ces domaines. Cette étape sera traitée avec priorité pour permettre une meilleure application de la surface moyenne obtenue, considérée comme un « géoïde marin » et de l'intégrer dans les opérations géodésiques.

En perspective, pour une détermination plus précise des paramètres affectant la mesure altimétrique, nous projetons d'utiliser des données altimétriques sur une longue durée et de plusieurs altimètres. L'introduction des données des satellites Envisat et Jason-2 va certainement améliorer l'estimation de ces paramètres et donc une meilleure détermination du niveau moyen de la Méditerranée occidentale.

Références bibliographiques

- Amarouche, L., Thouvenot, E.B. Chapron and O. Z. Zanifé. "A New Estimator of the Sea State Bias using a Three Frequency Radar Altimeter IGARSS' 01", Proceedings (2001).
- Altamimi, Z. "The Terrestrial Reference frame and the Dynamic Earth, EOS, Transactions". American Geophysical Union. 82 (25):273 (2001).
- Aviso, Aviso User Handbook - Merged Topex/Poséidon Products, Aviso, Toulouse (1996).
- Aviso and PoDaac, User Handbook - IGDR and GDR Jason-1 Products. SMM-MU-M5-OP-13184-CN, Edition 2 (2003).
- Bariot, J.P. "La détermination du géoïde par altimétrie océanique et gravimétrie. Quelques aspects du traitement et interprétation géologique sur l'océan indien (partie nord-ouest) et Méditerranée occidentale". Thèse de doctorat, Montpellier (1987).
- Barrick A.D.E., and B.J. Lipa. "Analysis and interpretation of Altimeter Sea echo, Satellite Oceanic Remote Sensing". Advances in Geophysics, Academic Press Inc, New-York, USA (1985).
- Bessero, G. "Marées". Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, Brest (1985).
- Bulusu, S. "A study of Indian ocean circulation using satellite observations and model simulations". Department of Oceanography Faculty of Science, University of Southampton, India (1998).
- Born, G.H., M.A. Richards and G.W. Rosborough. "An empirical determination of the effects of sea state bias on SEASAT altimetry". J. Geophys. Res. 87: 3221-3226 (1992).
- Bonnefond, P. "Méthode Géométrique de Trajectographie par Arcs Courts. Application à l'Analyse des Mesures Altimétriques des Satellites Topex/Poséidon et ERS1 en Méditerranée". Thèse de Doctorat, Observatoire de Paris (1994).
- Bonnefond, P. and P. Exertier. "Cross nalysis of Topex/Poseidon and ERS-1 Data in the Mediterranean Sea". Proceedings of the 4th Workshop on Astrodynamics and Flight Mechanics held at Tokyo Japan. 1994. pp148-153.
- Bouffard, J. "Amélioration de l'altimétrie côtière appliquée à l'étude de la circulation dans la partie nord du bassin occidental méditerranéen". PhD Thesis, LEGOS, Toulouse (2007).
- Caires, S., and A. Sterl. "Validation of ocean wind and wave data using triple collocation". J. of Geophys. Res. VOL. 108 (2003).
- Cartwright, D. E., and R. J. Tayler. "New computations of the tide-generating potential". Geophys. J. R. Astr. Soc., 23, 45-74 (1971).
- Cartwright, D.E., and A.C. Eden. "Corrected Tables of Tidal Harmonic". J. Geophys. Res. 17: 619-622 (1973).
- Chelton, D.B. "The sea state bias in altimeter estimates of sea level from collinear analysis of TOPEX data". J. Geophys. Res., 99: 24995-25008 (1994).

- Christensen, E.J., B.J._Haines, S.J._Keihm, C.S._Morris, R.A._Norman, G.H._Purcell, B.G. Williams, B.C. Wilson, G.H. Born, M.E. Parke, S.K. Gill, S.K. Shum, B.D. Tapley, R. Kolenkiewicz and R.S. Nerem. "Calibration of Topex/Poseidon at Platform Harvest". *J. of Geophys. Res.* 99(12): 24465-24485 (1994).
- Darwin, G.H. "Report on the harmonic analysis of tidal observation", *Brit. Ass. for Adv. Sci. Rep.*, 48-118 (1883).
- Dennoukri, T. "Estimation de l'effet de l'état de la mer sur la mesure altimétrique". Thèse de magister, CTS 2007.
- Doodson, A.T. "The harmonic development of the tide-generating potential", *Proceedings of the Royal Society.* 100: 305-329 (1921).
- Elfouhaily, T. "Improved electromagnetic bias theory". *J. of Geophys. Res.* 105: 1299-1310 (2000).
- Elfouhaily, T., D.R Thompson, D. Vandemark and B. Chapron. "Weakly nonlinear theory and sea state bias estimations". *J. of Geophys. Res.* 104: 7641-7647 (1999).
- Envisat RA2-MWR Product Handbook. European Space Agency - Issue 1.2 (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., F. Ogor, P.Y. Le Traon and O. Zanife. "Estimating the sea state bias of the Topex/Poseidon altimeters from crossover differences". *J. of Geophys. Res.* 99: 24981–24994 (1994)
- Gaspar, P., F. Ogor and C. Escoubes. "Nouvelles calibration et analyse du biais d'état de mer des altimètres Topex et Poseidon". Technical note 96/018 (1996).
- Haddad, M., M.F. Belbachir, S. Kahlouche and A. Rami. "Investigation of Mediterranean sea level variability by singular spectral analysis", *Journal of Mathematics and Technology – JMT*, Volume 2(1): 45-53 – ISSN-2075-4124, (2011).
- Härdle, W. "Applied Non-Parametric Regression". Cambridge Univ. Press, New York (1990).
- Kahlouche, S., A. Rami, S.A. Benahmed Daho. "Topex Altimetric Mean Sea Level and Gravimetric Geoid in the North of Algeria". Springer Verlag 126 : 73-82 (2004).
- Labroue, L., P. Gaspar, J. Dorandeu, O. Zanife and F. Mertz. "Nonparametric estimates of the sea state bias for the Jason-1 radar altimeter". *Marine Geodesy.* 27: 453–481 (2004).
- Le Provost, C. "Ocean tides. Satellite Altimetry and Earth Sciences". ed. L.L. Fu and A. Cazenave. pp 267-303 (2001).
- Le Provost, C. "Contribution à l'étude des marées dans les mers littorales. Application à la Manche". *Univ. Sci. et Médicale de Grenoble et Inst. Nat. Polytech. Grenoble* (1973).
- Le Provost, C., F. Lyard, M. L. Genco, F. Lyard, P. Vincent, and P. Canceil. "Spectroscopy of the world ocean tides from a finite element hydrodynamic model" *J. Geophys. Res.* 99: 24777- 24797 (1995).
- Lefèvre, F. "Modélisation des marées océaniques à l'échelle globale : assimilation de données in situ et altimétrique". Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique et de Mécanique de Grenoble, (2000).
- Leik, A. "GPS satellite surveying" (1995).

- Lettre du CNES N°139. "Lancement de Topex/Poseidon". Toulouse (1992).
- Loiseau, J. "Détermination astronomique". Ecole Nationale des sciences géographiques, Technical Notes (1981).
- Love, A.E.H. "Some problems of Geodynamics". Cambridge University Press, Cambridge (1911).
- Lyard, F., F. Lefèvre, T. Letellier and O. Francis. "Modelling the global ocean tides: a modern insight from FES2004", *Ocean Dynamics*, 56 : 394-415 (2006).
- MacArthur, J. L. "A radar altimeter design description". Appl. Phys. Lab., Johns Hopkins Univ., Baltimore (1978).
- Ménard, Y., E. Jeansou, and P. Vincent. "Calibration of the Topex/Poseidon altimeters additional results at Harvest". *J. of Geophys. Res.* 99(12): 24487-24504 (1994).
- Munk, W.H., and D.E. Cartwright. "Tidal spectroscopy and prediction". *Phil. Trans Roy.Soc.* 259 (1105): 553-581 (1966)..
- Nadaraya, E. A. "Some new estimates for distribution functions". *Theory Probab. Appl.* 15: 497-500 (1964).
- Newcomb, S. "On the Principal Fundamental Constants of Astronomy". *Astronomical Journal.* 14(336): 185-189 (1895).
- Vienna, Austria, April 13-18, 2008
- OSTM/Jason-2 Products Handbook. Centre nationale d'études spatiales.SALP-MU-M-OP-15815-CN. Issue: 1 (2009).
- Pavlis, N. K., S. A. Holmes, S. C. Kenyon, and J. K. Factor. "An Earth Gravitational Model to Degree 2160:EGM2008". EGU General Assembly 2008.
- Pekeris, C.L., and Y. Accad. "Solution of Laplace's Equations for the M2 Tide in the World Oceans". *Phil. Trans. R. Soc.* 265, 413-436 (1969).
- Rami, A., S. Kahlouche and M. Haddad, M. Bakhti. "Non parametric estimation of the sea state bias in Jason-1 measurements and their effect on Mediterranean mean sea surface height", *International Journal of Academic Research - IJAR*, 3(4) : 1024-1028– ISSN-2075-4124, (2011a).
- Rami, A., S. Kahlouche, M Haddad, "Estimation of the geophysical parameters and the orbital error effect on the altimetric measurements for sea surface height determination", *International Journal of the Physical Sciences – IJPS*, Volume 6(15), pp. 3777-3783, ISSN 1992 – 1950, (2011b).
- Rami, A.and S.Kahlouche. "Dynamic Topography Determination of the Western Mediterranean Sea from Jason-1 Data". Toulouse Space Show, Toulouse (France) – Juin 2010.
- Robert, S.H. "Methods of satellite oceanography". University of California Press (1985).
- Rodriguez, E., Y. Kim and J. M. Martin. "The effect of small-wave modulation on the electromagnetic bias". *J. Geophys. Res.* 97: 2379-2389 (1992).
- Rummel, R. "Satellite altimetry in geodesy and oceanography". Springer Verlag, 50: 453-466 (1993).
- SHOME. "Connaissance de temps". Bureau des longitudes, ISSN 0181-3048 , Paris, France (1984).
- Schwiderski, E.W. "On charting global ocean tides". *Rev. Geophys.* 18: 243-268 (1980).

- Tournadre, J., and J. C. Morland. "The effects of rain on Topex/Poseidon altimeter data". IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 35: 1117-1135 (1998).
- Vandemark, D., N. Tran, B. D. Beckley, B. Chapron and P. Gaspar. "Direct estimation of sea state impacts on radar altimeter sea level Measurements". Geophys Res Lett., 29: 1-4 (2002).
- Witter, D. L. and D. B. Chelton. "A Geosat altimeter wind speed algorithm and a method for altimeter wind speed algorithm development". J. of Geophys. Res. 96: 8853-8860 (1991).
- Wahr, J. W. "Deformation of the Earth induced by polar motion". J. of Geophys. Res. 90: 9363-9368 (1985).
- Zarouati, O. "Trajectoires spatiales". Centre nationale d'études spatial (CNES).Cepadues-edition (1987)
- Zlotnicki, V. "Correlated environmental corrections in Topex/Poseidon with a note on ionospheric accuracy". J. Geophys. Res. 99: 24907-24914 (1994).
- Watson, G.S. "Smooth regression analysis". Sankhya Ser. A 26: 359-372 (1964).
- WOCE/NASA., "WOCE/NASA Altimeter Algorithm Workshop". Oregon State University, Corvallis, Oregon, USA U.S; WOCE Technical Report Number 2 (1987).

Sites Web:

www.aviso.cnes.fr

www.podaac.jpl.nasa.gov

Annexe A

**Paramètres Affectant la mesure altimétrique calculés
par le logiciel Moheet**

Ensemble des paramètres affectant la mesure altimétrique calculés par le logiciel Moheet

Longitude (°)	Latitude (°)	<i>SSB</i> (m)	<i>inb</i> (m)	<i>MO</i> (m)	<i>MP</i> (m)
-0.753	35.9107	-0.0922	-0.152	0.0094	0.0044
-0.722	35.9605	-0.0654	-0.148	0.0095	0.0044
-0.691	36.0103	-0.0527	-0.148	0.0094	0.0044
-0.66	36.0602	-0.0484	-0.148	0.0095	0.0044
-0.6289	36.11	-0.0489	-0.148	0.0095	0.0044
-0.5977	36.1598	-0.0502	-0.148	0.0095	0.0044
-0.5665	36.2096	-0.0388	-0.148	0.0096	0.0045
-0.5353	36.2593	-0.0383	-0.148	0.0096	0.0045
-0.504	36.3091	-0.0407	-0.148	0.0096	0.0045
-0.4727	36.3589	-0.0434	-0.148	0.0097	0.0045
-0.4413	36.4086	-0.047	-0.148	0.0098	0.0045
-0.4099	36.4584	-0.0471	-0.148	0.0099	0.0045
-0.3785	36.5081	-0.0481	-0.148	0.01	0.0045
-0.347	36.5578	-0.0495	-0.148	0.0101	0.0045
-0.3154	36.6075	-0.0521	-0.148	0.0102	0.0045
-0.2838	36.6572	-0.0598	-0.144	0.0103	0.0045
-0.2522	36.7069	-0.0561	-0.144	0.0104	0.0045
-0.2205	36.7565	-0.0633	-0.144	0.0105	0.0045
-0.1887	36.8062	-0.0675	-0.144	0.0106	0.0046
-0.1569	36.8559	-0.0704	-0.144	0.0106	0.0046
-0.1251	36.9055	-0.0713	-0.144	0.0107	0.0046
-0.0932	36.9551	-0.0704	-0.144	0.0108	0.0046
-0.0613	37.0047	-0.0613	-0.144	0.0109	0.0046
-0.0293	37.0543	-0.061	-0.144	0.0108	0.0046
0.0027	37.1039	-0.0667	-0.144	0.0102	0.0046
0.0348	37.1535	-0.0606	-0.144	0.0103	0.0046
0.0669	37.2031	-0.0645	-0.145	0.0103	0.0046
0.0991	37.2527	-0.0652	-0.14	0.0103	0.0046
0.1313	37.3022	-0.071	-0.14	0.0104	0.0046
0.1636	37.3517	-0.075	-0.14	0.0104	0.0046
0.1959	37.4013	-0.0728	-0.14	0.0104	0.0047
0.2283	37.4508	-0.0669	-0.14	0.0104	0.0047
0.2607	37.5003	-0.0643	-0.14	0.0105	0.0047
0.2931	37.5498	-0.0679	-0.14	0.0105	0.0047
0.3256	37.5993	-0.0714	-0.136	0.0105	0.0047

0.3582	37.6487	-0.0752	-0.136	0.0105	0.0047
0.3908	37.6982	-0.0719	-0.136	0.0106	0.0047
0.4235	37.7476	-0.0716	-0.136	0.0106	0.0047
0.4562	37.7971	-0.0685	-0.136	0.0107	0.0047
0.4889	37.8465	-0.0685	-0.136	0.0106	0.0047
0,576	40,3942	-0,0145	-0,2333	0,0081	0,0046
0,6825	40,2479	0	-0,2332	0,008	0,0046
0,7179	40,1991	-0,0086	-0,2331	0,008	0,0046
0,8589	40,0037	-0,0065	-0,2344	0,0079	0,0046
0,894	39,9548	-0,0108	-0,2344	0,0079	0,0046
0,929	39,9059	-0,0116	-0,2343	0,0079	0,0046
0,964	39,857	-0,0097	-0,2343	0,0078	0,0046
0,999	39,8081	-0,0121	-0,2342	0,0078	0,0046
1,0338	39,7592	-0,0146	-0,2342	0,0078	0,0046
1,0687	39,7102	-0,0119	-0,2341	0,0078	0,0046
1,1034	39,6613	-0,0068	-0,2341	0,0078	0,0046
1,1381	39,6123	-0,0087	-0,234	0,0078	0,0046
1,2419	39,4653	-0,0079	-0,2339	0,0077	0,0047
1,2764	39,4163	-0,0147	-0,2339	0,0078	0,0047
1,7872	38,6795	-0,0232	-0,2375	0,0077	0,0047
1,8209	38,6303	-0,0137	-0,2375	0,0077	0,0047
1,8544	38,581	-0,011	-0,2375	0,0077	0,0048
1,888	38,5318	-0,0149	-0,2374	0,0077	0,0048
1,9214	38,4825	-0,0128	-0,2374	0,0077	0,0048
1,9548	38,4333	-0,0125	-0,2373	0,0077	0,0048
2,0215	38,3347	-0,0122	-0,2372	0,0077	0,0048
2,0548	38,2854	-0,0119	-0,2372	0,0077	0,0048
2,1543	38,1374	-0,0129	-0,2371	0,0078	0,0048
2,2862	37,9399	-0,0112	-0,2369	0,0078	0,0048
2,3846	37,7916	-0,0129	-0,2367	0,0078	0,0048
2,4826	37,6433	-0,0145	-0,2366	0,0078	0,0048
2,5477	37,5443	-0,0126	-0,2365	0,0078	0,0048
2,5802	37,4948	-0,0155	-0,2365	0,0078	0,0048
2,6126	37,4453	-0,0155	-0,235	0,0078	0,0048
2,7095	37,2967	-0,0186	-0,2348	0,0078	0,0049
2,7417	37,2472	-0,0185	-0,2362	0,0078	0,0049
2,8701	37,0489	-0,0166	-0,2361	0,0079	0,0049
2,9021	36,9993	-0,018	-0,236	0,0079	0,0049
2,934	36,9496	-0,0207	-0,236	0,0071	0,0049
2,9659	36,9	-0,0205	-0,2374	0,0058	0,0049

2,7936	37,0385	-0,057	-0,1269	-0,0035	0,0059
2,8256	37,0881	-0,0477	-0,127	-0,0035	0,0059
2,8577	37,1377	-0,0453	-0,127	-0,0035	0,0059
2,8898	37,1873	-0,0444	-0,127	-0,0035	0,0059
2,9219	37,2369	-0,0466	-0,1256	-0,0035	0,0059
2,9541	37,2864	-0,051	-0,1257	-0,0036	0,0059
2,9864	37,336	-0,052	-0,1243	-0,0036	0,006
3,0187	37,3855	-0,0515	-0,1243	-0,0036	0,006
3,051	37,435	-0,0551	-0,1244	-0,0036	0,006
3,0834	37,4845	-0,0535	-0,1244	-0,0036	0,006
3,1159	37,534	-0,0495	-0,1244	-0,0037	0,006
3,1484	37,5835	-0,0503	-0,1245	-0,0037	0,006
3,1809	37,633	-0,0498	-0,1245	-0,0037	0,006
3,2135	37,6825	-0,0488	-0,1246	-0,0038	0,006
3,2461	37,7319	-0,0493	-0,1246	-0,0038	0,006
3,2788	37,7813	-0,0511	-0,1247	-0,0039	0,006
3,3116	37,8308	-0,0532	-0,1247	-0,0039	0,006
3,3444	37,8802	-0,0517	-0,1248	-0,0039	0,006
3,3772	37,9296	-0,0546	-0,1248	-0,004	0,0061
3,4101	37,979	-0,0554	-0,1248	-0,004	0,0061
3,443	38,0284	-0,0558	-0,1249	-0,004	0,0061
3,476	38,0777	-0,0528	-0,1249	-0,0041	0,0061
3,5091	38,1271	-0,0577	-0,125	-0,0041	0,0061
3,5422	38,1764	-0,0541	-0,125	-0,0041	0,0061
3,5753	38,2258	-0,0535	-0,1236	-0,0041	0,0061
3,6085	38,2751	-0,0552	-0,1222	-0,0042	0,0061
3,6418	38,3244	-0,0536	-0,1208	-0,0042	0,0061
3,6751	38,3737	-0,0487	-0,1208	-0,0042	0,0061
3,7084	38,423	-0,0533	-0,1209	-0,0042	0,0061
3,7418	38,4723	-0,0506	-0,1209	-0,0042	0,0061
3,8088	38,5708	-0,044	-0,121	-0,0043	0,0062
3,8423	38,62	-0,0417	-0,1211	-0,0043	0,0062
3,8759	38,6692	-0,0491	-0,1211	-0,0044	0,0062
3,9096	38,7185	-0,0533	-0,1211	-0,0044	0,0062
3,9433	38,7677	-0,0578	-0,1212	-0,0044	0,0062
3,9771	38,8168	-0,056	-0,1212	-0,0045	0,0062
4,0109	38,866	-0,0545	-0,1213	-0,0045	0,0062
4,0448	38,9152	-0,0518	-0,1199	-0,0046	0,0062
4,0787	38,9643	-0,0499	-0,1185	-0,0046	0,0062
4,1127	39,0135	-0,0498	-0,117	-0,0046	0,0062
4,1467	39,0626	-0,0492	-0,1171	-0,0047	0,0062

4,1808	39,1117	-0,0522	-0,1171	-0,0047	0,0063
4,215	39,1608	-0,0605	-0,1172	-0,0047	0,0063
4,2492	39,2099	-0,0611	-0,1172	-0,0048	0,0063
4,2834	39,259	-0,0607	-0,1173	-0,0048	0,0063
4,3177	39,308	-0,0619	-0,1173	-0,0048	0,0063
4,3521	39,3571	-0,0666	-0,1174	-0,0049	0,0063
4,3865	39,4061	-0,0691	-0,1174	-0,0049	0,0063
4,421	39,4551	-0,0728	-0,116	-0,0049	0,0063
4,4555	39,5042	-0,077	-0,1146	-0,0049	0,0063
4,4901	39,5532	-0,084	-0,1146	-0,005	0,0063
4,5247	39,6021	-0,083	-0,1132	-0,005	0,0063
4,5594	39,6511	-0,0821	-0,1133	-0,005	0,0063
4,5941	39,7001	-0,0886	-0,1133	-0,0051	0,0063
4,6289	39,749	-0,0889	-0,1133	-0,0051	0,0064
4,6638	39,7979	-0,0886	-0,1134	-0,0051	0,0064
4,6987	39,8469	-0,0888	-0,1134	-0,0051	0,0064
4,7337	39,8958	-0,0941	-0,112	-0,0052	0,0064
4,7687	39,9447	-0,0944	-0,1106	-0,0052	0,0064
4,8038	39,9935	-0,098	-0,1107	-0,0052	0,0064
4,8389	40,0424	-0,1034	-0,1107	-0,0052	0,0064
4,8741	40,0912	-0,1008	-0,1107	-0,0053	0,0064
4,9094	40,1401	-0,1065	-0,1093	-0,0053	0,0064
4,9447	40,1889	-0,11	-0,1094	-0,0053	0,0064
4,9801	40,2377	-0,113	-0,1094	-0,0053	0,0064
5,0155	40,2865	-0,1133	-0,1066	-0,0053	0,0064
5,051	40,3353	-0,1156	-0,1066	-0,0053	0,0065
5,0865	40,3841	-0,1157	-0,1066	-0,0053	0,0065
5,1221	40,4328	-0,1135	-0,1067	-0,0054	0,0065
5,1578	40,4816	-0,1135	-0,1067	-0,0054	0,0065
5,1935	40,5303	-0,1135	-0,1068	-0,0054	0,0065
5,2293	40,579	-0,1134	-0,1025	-0,0054	0,0065
5,2651	40,6277	-0,1105	-0,1025	-0,0055	0,0065
5,301	40,6764	-0,1106	-0,1025	-0,0055	0,0065
5,3369	40,7251	-0,1132	-0,1026	-0,0055	0,0065
5,373	40,7737	-0,1133	-0,1026	-0,0055	0,0065
5,409	40,8224	-0,1158	-0,0998	-0,0056	0,0065
5,4452	40,871	-0,1132	-0,0984	-0,0056	0,0065
5,4813	40,9196	-0,1134	-0,0984	-0,0056	0,0065
5,5176	40,9682	-0,1083	-0,0984	-0,0056	0,0066
5,5539	41,0168	-0,1135	-0,0985	-0,0056	0,0066
5,5903	41,0654	-0,116	-0,0956	-0,0057	0,0066

5,6267	41,1139	-0,1135	-0,0942	-0,0057	0,0066
5,6632	41,1625	-0,1161	-0,0943	-0,0057	0,0066
5,6998	41,211	-0,1135	-0,0928	-0,0057	0,0066
.
.
.
.
.
.
.
10,3697	39,8478	-0,0596	-0,0028	0,0103	0,0067
10,4047	39,8967	-0,0584	-0,0029	0,0103	0,0068
10,4397	39,9456	-0,0631	-0,0014	0,0103	0,0068
10,4748	39,9945	-0,057	0	0,0103	0,0068
10,51	40,0434	-0,0584	-0,0001	0,0103	0,0068
10,5452	40,0922	-0,0583	-0,0001	0,0103	0,0068
10,5804	40,141	-0,0611	-0,0002	0,0103	0,0068
10,6157	40,1899	-0,0564	-0,0002	0,0103	0,0068
10,6511	40,2387	-0,0596	-0,0002	0,0104	0,0068
10,6865	40,2875	-0,0558	-0,0003	0,0104	0,0068
10,722	40,3362	-0,056	-0,0003	0,0104	0,0068
10,7576	40,385	-0,0639	-0,0004	0,0104	0,0068
10,7932	40,4338	-0,0638	-0,0004	0,0104	0,0068
10,8288	40,4825	-0,0659	-0,0005	0,0104	0,0068
10,8645	40,5312	-0,0717	-0,0005	0,0105	0,0069
10,9003	40,5799	-0,0719	-0,0006	0,0105	0,0069
10,9362	40,6286	-0,0703	-0,0006	0,0105	0,0069
10,9721	40,6773	-0,0706	-0,0006	0,0105	0,0069
9,5806	38,7195	-0,0484	-0,0193	0,0104	0,0066
9,6143	38,7687	-0,0419	-0,0178	0,0104	0,0066
9,6481	38,8179	-0,0491	-0,0164	0,0104	0,0066
9,6819	38,867	-0,0492	-0,0165	0,0104	0,0066
9,7158	38,9162	-0,0525	-0,0151	0,0104	0,0066
9,7497	38,9653	-0,0536	-0,0151	0,0104	0,0066
9,7837	39,0145	-0,053	-0,0137	0,0104	0,0066
9,8177	39,0636	-0,056	-0,0123	0,0104	0,0066
9,8518	39,1127	-0,0515	-0,0109	0,0104	0,0066
9,886	39,1618	-0,0507	-0,0095	0,0103	0,0066
9,9202	39,2109	-0,0506	-0,0095	0,0103	0,0066

9,9544	39,26	-0,0549	-0,0096	0,0103	0,0066
9,9887	39,309	-0,0534	-0,0081	0,0103	0,0067
10,0231	39,3581	-0,0556	-0,0053	0,0103	0,0067
10,0575	39,4071	-0,0535	-0,0053	0,0102	0,0067
10,092	39,4561	-0,0536	-0,0054	0,0102	0,0067
10,1265	39,5051	-0,0569	-0,004	0,0102	0,0067
10,1611	39,5541	-0,0511	-0,0025	0,0102	0,0067
10,1957	39,6031	-0,0532	-0,0026	0,0102	0,0067
10,2304	39,6521	-0,0489	-0,0026	0,0102	0,0067
10,2652	39,701	-0,0528	-0,0027	0,0103	0,0067
10,3	39,75	-0,0547	-0,0027	0,0103	0,0067
10,3348	39,7989	-0,0581	-0,0028	0,0103	0,0067
10,3697	39,8478	-0,0596	-0,0028	0,0103	0,0067
10,4047	39,8967	-0,0584	-0,0029	0,0103	0,0068
10,4397	39,9456	-0,0631	-0,0014	0,0103	0,0068
10,4748	39,9945	-0,057	0	0,0103	0,0068
10,51	40,0434	-0,0584	-0,0001	0,0103	0,0068
10,5452	40,0922	-0,0583	-0,0001	0,0103	0,0068
10,5804	40,141	-0,0611	-0,0002	0,0103	0,0068
10,6157	40,1899	-0,0564	-0,0002	0,0103	0,0068
10,6511	40,2387	-0,0596	-0,0002	0,0104	0,0068
10,6865	40,2875	-0,0558	-0,0003	0,0104	0,0068
10,722	40,3362	-0,056	-0,0003	0,0104	0,0068
10,7576	40,385	-0,0639	-0,0004	0,0104	0,0068
10,7932	40,4338	-0,0638	-0,0004	0,0104	0,0068
Moyenne		-0.069	-0.108	0.009	0.005

Annexe B

Format de fichier de donnée Jason-1

*AVISO and PODAAC User Handbook
IGDR and GDR Jason Products*

Chapter 7 - (I)GDR ELEMENTS

PASSFILE : SCIENTIFIC DATA RECORD n

<i>Field Number</i>	<i>Record Location</i>	<i>Mnemonic</i>	<i>Content</i>	<i>Type</i>	<i>Dim.</i>	<i>Size</i>	<i>Units</i>
Time Tag							
1	1	time_day	time stamp 1 (number of days from reference date)	I	1	4	Day
2	5	time_sec	time stamp 2 (seconds within the day)	I	1	4	s
3	9	time_microsec	time stamp 3 (microseconds)	I	1	4	µs
Location and Surface Type							
4	13	latitude	Latitude	SI	1	4	µdeg
5	17	longitude	Longitude	I	1	4	µdeg
6	21	surface_type	surface type	I	1	1	/
7	22	alt_echo_type	altimeter echo type (0 = ocean-like , 1 = non ocean-like)	BF	1	1	/
8	23	rad_surf_type	radiometer surface type (0 = ocean , 1 = land)	BF	1	1	/
Quality information and sensors status							
9	24	qual_1hz_alt_data	quality flag for 1 Hz altimeter data	BF	1	1	/
10	25	qual_1hz_alt_instr_corr	quality flag for 1 Hz altimeter instrumental corrections	BF	1	1	/
11	26	qual_1hz_rad_data	quality flag for 1 Hz radiometer data	BF	1	1	/
12	27	alt_state_flag	Altimeter state flag	BF	1	1	/
13	28	rad_state_flag	Radiometer state flag	BF	1	1	/
14	29	orb_state_flag	orbit state flag	I	1	1	/
15	30	qual_spare	spare (to be aligned)	BF	3	1	/
Orbit							
16	33	altitude	1 Hz altitude of satellite	I	1	4	10 ⁻⁴ m
17	37	alt_hi_rate	Differences between altitudes corresponding to the elementary measurements to that of the averaged measurements	SI	20	4	10 ⁻⁴ m
18	117	orb_alt_rate	orbital altitude rate	SI	1	2	cm/s
19	119	orb_spare	spare (to be aligned)	I	2	1	/
Altimeter Range							
20	121	range_ku	1 Hz Ku band range	I	1	4	10 ⁻⁴ m
21	125	range_hi_rate_ku	Differences between elementary Ku range and averaged Ku band range	SI	20	4	10 ⁻⁴ m
22	205	range_c	1 Hz C band range	I	1	4	10 ⁻⁴ m
23	209	range_hi_rate_c	differences between elementary C range and averaged C band range	SI	20	4	10 ⁻⁴ m
24	289	range_rms_ku	RMS of the Ku band range	I	1	2	10 ⁻⁴ m
25	291	range_rms_c	RMS of the C band range	I	1	2	10 ⁻⁴ m
26	293	range_numval_ku	number of valid points for Ku band range	I	1	1	/
27	294	range_numval_c	number of valid points for C band range	I	1	1	/
28	295	range_spare	spare (to be aligned)	I	2	1	/
29	297	range_mapvalpts_ku	map of valid points used to compute Ku band range	BF	1	4	/
30	301	range_mapvalpts_c	map of valid points used to compute C band range	BF	1	4	/
Altimeter Range corrections							

*AVISO and PODAAC User Handbook
IGDR and GDR Jason Products*

Chapter 7 - (I)GDR ELEMENTS

<i>Field Number</i>	<i>Record Location</i>	<i>Mnemonic</i>	<i>Content</i>	<i>Type</i>	<i>Dim.</i>	<i>Size</i>	<i>Units</i>
31	305	net_instr_corr_ku	net instrumental correction on Ku band range	SI	1	4	10 ⁻⁴ m
32	309	net_instr_corr_c	net instrumental correction on C band range	SI	1	4	10 ⁻⁴ m
33	313	model_dry_tropo_corr	model dry tropospheric correction	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
34	315	model_wet_tropo_corr	model wet tropospheric correction	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
35	317	rad_wet_tropo_corr	radiometer wet tropospheric correction	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
36	319	iono_corr_alt_ku	altimeter ionospheric correction on Ku band	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
37	321	iono_corr_doris_ku	Doris iono correction on Ku band	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
38	323	sea_state_bias_ku	sea state bias correction in Ku-band	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
39	325	sea_state_bias_c	sea state bias correction in C-band	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
40	327	sea_state_bias_comp	composite sea state bias correction	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
Significant Waveheight							
41	329	swh_ku	Ku band significant waveheight	I	1	2	10 ⁻³ m
42	331	swh_c	C band significant waveheight	I	1	2	10 ⁻³ m
43	333	swh_rms_ku	RMS of the Ku band significant waveheight	I	1	2	10 ⁻³ m
44	335	swh_rms_c	RMS of the C band significant waveheight	I	1	2	10 ⁻³ m
45	337	swh_numval_ku	number of valid points used to compute Ku significant waveheight	I	1	1	/
46	338	swh_numval_c	number of valid points used to compute C significant waveheight	I	1	1	/
Significant Waveheight corrections							
47	339	net_instr_corr_swh_ku	net instrumental correction on Ku band significant waveheight	SI	1	2	10 ⁻³ m
48	341	net_instr_corr_swh_c	net instrumental correction on C band significant waveheight	SI	1	2	10 ⁻³ m
Backscatter coefficient							
49	343	sig0_ku	Ku band backscatter coefficient	I	1	2	10 ⁻² dB
50	345	sig0_c	C band backscatter coefficient	I	1	2	10 ⁻² dB
51	347	sig0_rms_ku	RMS of the Ku band backscatter coefficient	I	1	2	10 ⁻² dB
52	349	sig0_rms_c	RMS of the C band backscatter coefficient	I	1	2	10 ⁻² dB
53	351	sig0_numval_ku	number of valid points used to compute Ku backscatter coefficient	I	1	1	/
54	352	sig0_numval_c	number of valid points used to compute C backscatter coefficient	I	1	1	/
55	353	agc_ku	Ku band AGC	I	1	2	10 ⁻² dB
56	355	agc_c	C band AGC	I	1	2	10 ⁻² dB
57	357	agc_rms_ku	RMS of the Ku band AGC	I	1	2	10 ⁻² dB
58	359	agc_rms_c	RMS of the C band AGC	I	1	2	10 ⁻² dB
59	361	agc_numval_ku	number of valid points used to compute Ku band AGC	I	1	1	/
60	362	agc_numval_c	number of valid points used to compute C band AGC	I	1	1	/
Backscatter coefficient corrections							
61	363	net_instr_sig0_corr_ku	net instrumental correction on Ku band backscatter coefficient	SI	1	2	10 ⁻² dB

**AVISO and PODAAC User Handbook
IGDR and GDR Jason Products**

Chapter 7 - (I)GDR ELEMENTS

Field Number	Record Location	Mnemonic	Content	Type	Dim.	Size	Units
62	365	net_instr_sig0_corr_c	net instrumental correction on C band backscatter coefficient	SI	1	2	10 ⁻² dB
63	367	atmos_sig0_corr_ku	Atmospheric attenuation correction on Ku band backscatter coefficient	SI	1	2	10 ⁻² dB
64	369	atmos_sig0_corr_c	Atmospheric attenuation correction on C band backscatter coefficient	SI	1	2	10 ⁻² dB
Off nadir angle							
65	371	off_nadir_angle_ku_wvf	Square of the off nadir angle computed from Ku waveforms	SI	1	2	10 ⁻⁴ deg ²
66	373	off_nadir_angle_ptf	Square of the off nadir angle computed from platform data	SI	1	2	10 ⁻⁴ deg ²
Brightness Temperatures							
67	375	tb_187	18,7 GHz brightness temperature	I	1	2	10 ⁻² K
68	377	tb_238	23,8 Ghz brightness temperature	I	1	2	10 ⁻² K
69	379	tb_340	34 GHz brightness temperature	I	1	2	10 ⁻² K
Geophysical parameters							
70	381	mss	mean sea surface height	SI	1	4	10 ⁻⁴ m
71	385	mss_tp_along_trk	TP along-track mean sea surface	SI	1	4	10 ⁻⁴ m
72	389	geoid	geoid height	SI	1	4	10 ⁻⁴ m
73	393	bathymetry	ocean depth/land elevation	SI	1	2	m
74	395	inv_bar_corr	inverted barometer height correction	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
75	397	hf_fluctuations_corr	High frequency fluctuations of the sea surface topography	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
76	399	geo_spare	spare (to be aligned)	BF	2	1	/
77	401	ocean_tide_sol1	geocentric ocean tide height (solution 1)	SI	1	4	10 ⁻⁴ m
78	405	ocean_tide_sol2	geocentric ocean tide height (solution 2)	SI	1	4	10 ⁻⁴ m
79	409	ocean_tide_eq_lp	equilibrium long-period ocean tide height	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
80	411	ocean_tide_neq_lp	non-equilibrium long-period ocean tide height	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
81	413	load_tide_sol1	loading tide height for geocentric ocean tide solution 1	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
82	415	load_tide_sol2	loading tide height for geocentric ocean tide solution 2	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
83	417	solid_earth_tide	solid earth tide height	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
84	419	pole_tide	geocentric pole tide height	SI	1	2	10 ⁻⁴ m
Environmental parameters							
85	421	wind_speed_model_u	U component of the model wind vector	SI	1	2	cm/s
86	423	wind_speed_model_v	V component of the model wind vector	SI	1	2	cm/s
87	425	wind_speed_alt	altimeter wind speed	I	1	2	cm/s
88	427	wind_speed_rad	radiometer wind speed	I	1	2	cm/s
89	429	rad_water_vapor	radiometer water vapour content	SI	1	2	10 ⁻² g/cm2
90	431	rad_liquid_water	radiometer liquid water	SI	1	2	10 ⁻² kg/cm2
Flags							
91	433	ecmwf_meteo_map_avail	ECMWF meteorological map availability	BF	1	1	/
92	434	tb_interp_flag	radiometer brightness temperatures interpolation flag	I	1	1	/

*AVISO and PODAAC User Handbook
IGDR and GDR Jason Products*

Chapter 7 - (I)GDR ELEMENTS

<i>Field Number</i>	<i>Record Location</i>	<i>Mnemonic</i>	<i>Content</i>	<i>Type</i>	<i>Dim.</i>	<i>Size</i>	<i>Units</i>
93	435	rain_flag	rain flag (0 : OK, 1 : rain)	BF	1	1	/
94	436	ice_flag	ice flag (0 : OK, 1 : ice)	BF	1	1	/
95	437	interp_flag	interpolation flag	BF	1	1	/
96	438	flag_spare	spare (to be aligned)	BF	3	1	/

Annexe C

Valorisation des Résultats dans des revues et rencontres scientifiques

**Non parametric estimation of the sea state bias in Jason-1 measurements and their effect
on Mediterranean mean sea surface height**

*International Journal of Academic Research - IJAR, Volume 3(4) : 1024-1028. Issue 2 – ISSN-2075-4124,
March 30, 2011*

“IJAR”™ is indexed/abstracted in “Thomson Reuters” (USA), Ulrich’sWeb (USA), DOAJ (Sweden), “Scirus-Elsevier” (Netherlands), “EBSCO-Academic Search Complete” (USA), “Zentralblatt MATH” (Springer Verlag-Germany), “Index Copernicus International” (Poland), “Genamics” (USA), “Google Scholar” (USA), “Periodiques” (France) and etc.

Paper acceptance letter

to: **Ali Rami, Salem Kahlouche,
Mahdi Haddad, Mohammed Bakhti**

Dear Authors,

We are pleased to inform you that your paper entitled "**Non parametric estimation of the sea state bias in Jason-1 measurements and their effect on Mediterranean mean sea surface height**" was reviewed by 2 reviewers and got positive opinion. This, paper has been accepted for publication at the peer-reviewed, indexed and abstracted "**International Journal of Academic Research**" Baku, Azerbaijan to be published in March 30, 2011.

For information: "IJAR"™ is indexed/abstracted in "Thomson Reuters" (USA), Ulrich'sWeb (USA), DOAJ (Sweden), "Scirus-Elsevier" (Netherlands), "EBSCO-Academic Search Complete" (USA), "Zentralblatt MATH" (Springer Verlag-Germany), "IndexCopernicus International" (Poland), "Genamics" (USA), "Google Scholar" (USA), "Periodiques" (France) and etc.



Publishing director

J.A. Jafarov

NON PARAMETRIC ESTIMATION OF THE SEA STATE BIAS IN JASON-1 MEASUREMENTS AND THEIR EFFECT ON MEDITERRANEAN MEAN SEA SURFACE HEIGHT

Ali Rami, Salem Kahlouche, Mahdi Haddad, Mohammed Bakhti

Centre of Space Techniques, Oran (ALGERIA)

E-mails: rami_alidz@yahoo.fr, s_kahlouche@yahoo.fr, haddad_mahdi@yahoo.fr, Bakhtim@cnts.dz

ABSTRACT

The accuracy of Sea State Bias models remains limited and continues to be a topic of research. Sea state bias (*SSB*) is calculated here anew from 6 continuous years of Jason-1 altimeter ocean observations (cycle 001 to cycle 250) using the nonparametric (NP) empirical model as pioneered by Gaspar and Florens (1). The input data are sea surface height (*ssh*) differences at crossover points, separated in time by at most one repeat cycle. Results are achieved using an enhanced three-dimensional (3D) Sea State Bias (*SSB*) correction model as a combination of significant wave height (*swh*) and wind speed (*u*). This work has two main objectives: 1) estimate *SSB* using new altimeter Jason-1 datasets and 2) quantify the mean sea surface height over Mediterranean Sea.

Key words. Jason-1; nonparametric model; Sea State Bias; Significant Wave Height; Wind Speed; Sea Surface Height; Western Mediterranean Sea.

1. INTRODUCTION

Sea State Bias (*SSB*) is an effect in radar altimetry that arises both from the fact that wave troughs are better reflectors of radar energy than wave crests. This bias ranges between a few centimeters and a few decimeters.

The current most accurate estimates are obtained using empirical models derived from analyses of the altimeter data. Based on the results of Gaspar et al. (2-3 and others, the initial algorithms for Jason-1 compute the sea state bias from a bilinear interpolation of a table of sea state biases versus significant wave height and wind speed, based on parametric fits by Labroue (4). For a typical significant wave height (*swh*) of 2 meters, the error in the sea State Bias correction is approximately 1-2 cm (5). Because of the general paucity of data, the empirical model is not defined in some *swh*-wind speed regimes, and the sea state biases in these regimes are returned as default values.

The purpose of this paper is to improve the *SSB* estimation using the nonparametric (NP) method pioneered in Gaspar and Florens (1). This method is based on the differences in sea surface height at crossover points. This version of the Sea State Bias model is empirically derived using the new altimetric data of Jason-1 (from cycle 001 to 250). Then, the estimated *SSB* model is used to determine the mean sea level over Mediterranean Sea.

The outline of this paper is as follows. Section 2 describes the non parametric approach of the sea State Bias estimation and presents the altimetric datasets used in this study. The next section presents the obtained results and discussion. A summary is given in section 4.

2. MATERIAL AND METHODS

Early estimates of *SSB* used as input data either the differences in sea surface height at crossover points with time differences less than 1 repeat cycle (1) or consecutive cycle differences CCD (6). Lately it has become customary to use sea surface height differences from a time-mean sea surface DFM (7). In this paper, the *SSB* estimation follows the method of Gaspar and Florens (1). Although the basic components of this method are reviewed here, readers are referred to Gaspar et al., (1) for a more detailed explanation of this analysis.

The *SSB* effect results in an apparent lower value of instantaneous sea surface height (*ssh*) above a reference surface, such as a reference ellipsoid, than the true height. *SSB* is a function of:

$$SSB = f(swh, \sigma_0) \approx f(swh, u) \quad (1)$$

where *swh* is significant wave height, σ_0 is the backscatter coefficient, and *u* is wind speed (2-8). All estimates of *SSB* are empirical. Most of the original papers on *SSB* solved for $f(swh, u)$ by using as input data the differences between two *ssh* values measured at two different times. In symbols:

$$ssh_2 - ssh_1 = f(swh_2, u_2) - f(swh_1, u_1) + \varepsilon \quad (2)$$

where 1 and 2 indicate measurements taken at times t_1 and t_2 at the same geographical location (crossover point). Eq. (2) ascribes all differences between ssh_1 and ssh_2 that vary with *swh* and *u* to the *SSB* effect. ε is a random error term that includes residual geophysical errors, altimetric measurement error, and dynamic topography variation between 1 and 2 (1).

Here Eqs. (1) and (2) are solved using the kernel smoothing nonparametric approach (1-9), using more than 6 years continuous Jason-1 GDRs 1Hz dataset. We took all available pass data file, up till cycle 250, when Jason-1 assumed a new orbit midway between its original ground tracks (from January 15th, 2002 to October 19th, 2008). These data are available through: AVISO (<http://www-aviso.cnes.fr>) and PO.DAAC (<http://podaac.jpl.nasa.gov>). For a detailed description of Jason-1 GDR contents, readers are referred to Aviso and PoDaac User Handbook (5). The final result is a grid (0.25×0.25) of swh and u , where each component (swh, u) is associated to a value of the SSB. For other values of swh and u , the value of SSB will be determined by a bilinear interpolation.

We note that the significant wave height swh is estimated using the model defined by (1):

$$swh = 2C\sqrt{\sigma_c^2 - \sigma_p^2} \quad (3)$$

where: C is the celerity, σ_c (in seconds) represents the delay due to the impulse on the sea and σ_p (in seconds) is the length of the echo.

The wind speed model function selected is the wind speed model defined by Witter and Chelton (10). The model function is obtained by a least-square fit of a fifth order polynomial to the Modified Chelton and Wentz wind speed tabular model:

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

where: u is the wind speed, in meters per second, σ_{ob} is the biased backscatter coefficient: $\sigma_{ob} = \sigma_o + d\sigma$ (in decibels), σ_o is the backscatter coefficient and $d\sigma$ is a bias which is added to the backscatter coefficient to fit Geosat data. The bias value is the same for Jason-1 altimeter: $d\sigma = -0.63\text{dB}$ and a_0, a_1, a_2, a_3, a_4 are polynomial coefficients defined in table 1:

Table 1. Polynomial coefficients for the wind speed determination

u limits	σ_{ob} limits	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4
$u > 7.30$	$\sigma_{ob} < 10.8$	51.0453071	-10.9828044	1.89570842	-0.17482773	0.00543823
$0.01 \leq u \leq 7.30$	$10.8 \leq \sigma_{ob} \leq 19.6$	317.474299	-73.5078951	6.41197804	-0.24866829	0.00360789
$u = 0.0$	$19.6 < \sigma_{ob}$	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

3. RESULTS AND DISCUSSION

All of the results in the following application are obtained from Jason-1 GDR data (cycle 001 to 250) using editing criteria to remove some less accurate data (Aviso and PoDaac User Handbook, 2008): Number of valid points > 10 , $0 \text{ mm} < \text{RMS of } 1/\text{sec range} < 200 \text{ mm}$, $-130 \text{ 000 mm} < (\text{altitude} - \text{range}_{ku}) < 100 \text{ 000 mm}$, $-2500 \text{ mm} < \text{dry tropospheric correction} < -1900 \text{ mm}$, $-500 \text{ mm} < \text{wet tropospheric correction} < -1 \text{ mm}$, $-400 \text{ mm} < \text{ionospheric correction} < 40 \text{ mm}$, $-500 \text{ mm} < \text{sea state bias correction} < 0 \text{ mm}$, $-5000 \text{ mm} < \text{ocean tide correction} < +5000 \text{ mm}$, $-1000 \text{ mm} < \text{solid earth tide correction} < +1000 \text{ mm}$, $-150 \text{ mm} < \text{pole tide correction} < +150 \text{ mm}$, $0 \text{ mm} < \text{significant wave height} < 11 \text{ 000 mm}$, $7 \text{ dB} < \text{sigma naught} < 30 \text{ dB}$, $0 \text{ m/s} < \text{altimeter wind speed} < 30 \text{ m/s}$, $-0.2 \text{ deg}^2 < \text{square of off nadir angle from waveforms} < 0.5 \text{ deg}^2$.

The obtained 3-D SSB NP model, as a function of significant wave height (swh) and wind speed (u), is shown in Figure 1. The SSB values vary between -0.15 cm and -18.94 cm . The mean value is of -7.21 cm . Also, this NP model permits to reduce by 60% default values of SSB per $swh-u$ regime and therefore a good interpolation from this new grid (swh, u, SSB).

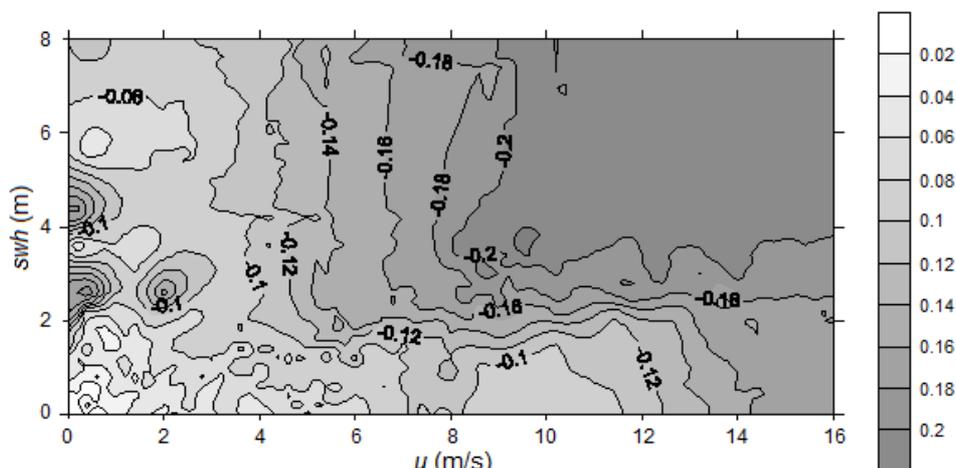


Fig. 1. Sea state bias NP model (in meters).

As an example, Figure 2 exhibits, for the track # 187 of cycle 050, the differences between the estimated *SSB* and provided in Jason-1 GDR datasets. The pass of this track over the Western Mediterranean Sea is shown in Figure 3.

In Figure 2, the x-axis represents the corresponding number of altimetric datum along the selected track, the dark and gray graphs represent the estimated and provided *SSB* respectively and the dashed graph represents the differences which are between -5.35 cm and 5.63 cm. These differences are due to the improvement of the *SSB* estimation evaluated using 250 cycles of Jason-1 measurements while the provided values in Jason-1 GDR datasets are evaluated using a few cycles.

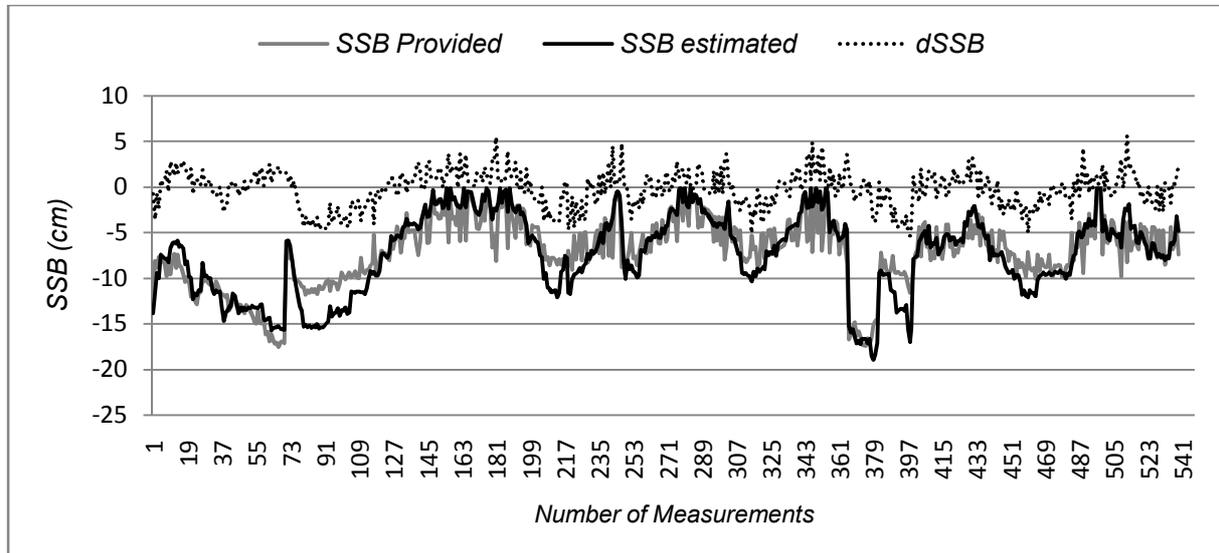


Fig. 2. Difference between *SSB* calculated and provided (pass 187 cycle 050)

Then, the obtained *SSB* grid is exploited to correct the Jason-1 measurements for the determination of mean sea surface height (*ssh*) over Western Mediterranean Sea (35°N-45°N, 3°W-11°E). *ssh* is the height of the sea surface above the reference ellipsoid. It is calculated by subtracting the corrected altimetric range from the altitude of Jason-1. The corrected range is estimated from altimetric measurement minus known orbital error and environmental and geophysical effects, namely: tropospheric and ionospheric corrections, *SSB* effect, tide effects and inverse barometer correction.

The reduction of the orbital error is obtained from different altimetric measurements in a same point (crossover points) of the satellite pass (11). The tropospheric effect, based on the pressure at sea level, temperature and partial pressure of water vapor, is obtained from the Jason-1 Microwave Radiometer (JMR) measures (12). The ionosphere correction is determined from the dual frequency measurements from the altimeter (12). The ocean tide effect is estimated using the FES2004 model based in a finite-element hydrodynamic model, constrained with tide gauge and past altimeter data (13). Solid earth is computed as described by Cartwright and Edden (14). The pole tide is easily computed as described in Wahr (15). The inverse barometer correction is computed from ECMWF (European Center for Medium Range Weather Forecasting) atmospheric pressures.

To compute the mean *ssh* over the Western Mediterranean Sea, we used a pass locator using Google Earth (available through Aviso) to select the right Jason-1 track. The "best" Jason-1 tracks that pass are the # 009, 070, 085, 146, 161, 172, 187, 222 and 248. We took all available pass data file from cycle 001 to cycle 250. Figure 3 represents the selected Jason-1 pass over the Western Mediterranean Sea.



Fig. 3. Jason-1 tracks over the Western Mediterranean Sea.

The mapping of the mean *ssh* along the Jason-1 tracks, by a regular grid of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ in longitude and latitude, is done using a linear interpolation (Delaunay triangulation). This interpolator is heavily employed in mathematics (particularly in numerical analysis). Figure 4 represents the mean sea surface height over the Western Mediterranean Sea.

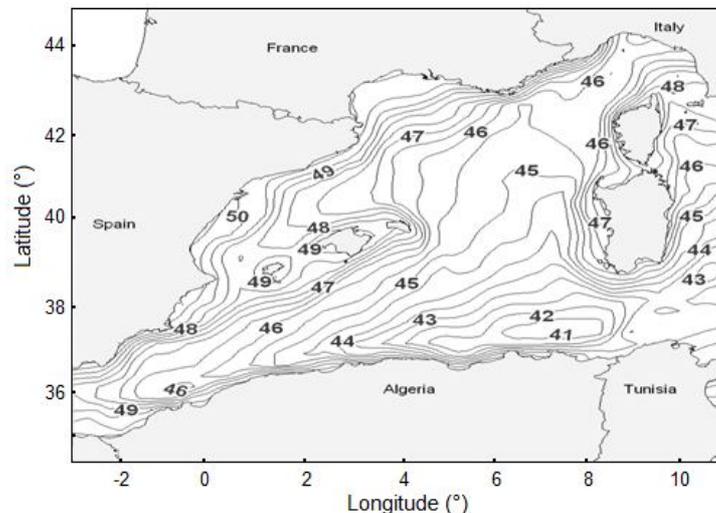


Fig. 4. Western Mediterranean mean sea surface height from Jason-1 data (meter).

Like all seas and oceans over the world, the Mediterranean Sea level has spatial and temporal changes. The long-term variability trend, estimated after elimination of the periodic components identified using the Singular Spectrum Analysis (SSA), show that the Mediterranean Sea level has been increasing 1.72 millimeters per year since 1993 (16). For the basic principle and variety of the application of SSA, see Hassani et. al. (17-18-19), Ghodsi et al (20), Hassani and Zhigljavsky (21) and Hassani (22) and references therein.

4. CONCLUSION

This study improves the Sea State Bias estimation with nonparametric model evaluated using 250 cycles of Jason-1 measurements. An enhanced three-dimensional (3D) *SSB* correction model as a combination of significant wave height (*swh*) and wind speed (*u*) is performed as a grid of 0.25×0.25 .

The NP model based on the long period of Jason-1 altimetric data measurements is very effective to estimate the *SSB* effect. It permits to reduce by 60% default values of *SSB* per *swh-u* regime and therefore a good interpolation of the *SSB* for measurements along the altimetric tracks over the Western Mediterranean Sea.

The obtained *SSB* grid allowed us to correct the Jason-1 datasets which we dispose from the differences between the apparent sea level as measured by the altimeter and the true mean sea level, due to the fact of wave troughs and crests reflection of radar energy. The corrected 250 cycles of altimetric Jason-1 tracks measurements of *SSB* effect, environmental and geophysical effects and orbital error permit us the determination of mean sea surface height (*ssh*) over the Western Mediterranean Sea.

In perspective, for a precise *SSB* effect estimation, we project to use altimetric measurements from several altimeters with longer duration. The introduction of Envisat and Jason-2 data will certainly improve the accuracy of *SSB* model and therefore a better determination of the mean sea surface height of western Mediterranean Sea.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors warmly thank Aviso Altimetry for providing the altimetric data and greatly appreciate the anonymous reviewers for their valuable and constructive comments. This study had its financial support from Centre of Space Techniques - Division of Space Geodesy (CTS - Algeria).

REFERENCES

1. P. Gaspar 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).
2. P. Gaspar; F. Ogor, P.Y. Le Traon and O. Zanife. Estimating the sea state bias of the TOPEX/POSEIDON altimeters from crossover differences. J. of Geophys. Res. 99: 24981–24994 (1994)
3. P. Gaspar; F. Ogor and C. Escoubes. Nouvelles calibration et analyse du biais d'état de mer des altimetres TOPEX et POSEIDON, Technical note 96/018 (1996).

4. S. Labroue ; P. Gaspar ; J. Dorandeu ; O. Zanife and F. Mertz. Nonparametric estimates of the sea state bias for the Jason-1 radar altimeter. *Marine Geodesy*. 27: 453–481 (2004).
5. Aviso and PoDaac User Handbook. IGDR and GDR Jason-1 Products, SMM-MU-M5-OP-13184-CN, Edition 4.1. (2008).
6. V. Zlotnicki. Correlated environmental corrections in TOPEX/POSEIDON with a note on ionospheric accuracy. *J. Geophys. Res.* 99: 24907-24914 (1994).
7. D. Vandemark; N. Tran; B. D. Beckley; B. Chapron and P. Gaspar. Direct estimation of sea state impacts on radar altimeter sea level Measurements. *Geophys Res Lett.*, 29: 1-4 (2002).
8. E. Rodriguez; Y. Kim and J. M. Martin. The effect of small-wave modulation on the electromagnetic bias. *J. Geophys. Res.* 97: 2379-2389 (1992).
9. P. Gaspar ; 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).
10. D.L. Witter and D. B. Chelton. A Geosat altimeter wind speed algorithm and a method for altimeter wind speed algorithm development. *J. of Geophys. Res.* 96: 8853-8860 (1991).
11. P. Bonnefond and P. Exertier. Cross nalysis of Topex/Poseidon and ERS-1 Data in the Mediterranean Sea. *Proceedings of the 4th Workshop on Astrodynamics and Flight Mechanics held at Tokyo Japan*. 1994. pp148-153.
12. R. Rummel. *Satellite altimetry in geodesy and oceanography*. Springer Verlag, 50: 453-466 (1993).
13. C. Le Provost. Ocean tides. *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, ed. L.L. Fu and A. Cazenave. 2001. pp 267-303.
14. D.E. Cartwright and A. C. Edden. Corrected tables of tidal harmonics. *J. of Geophys. Res.* 33: 253-264 (1973).
15. J.W. Wahr. Deformation of the Earth induced by polar motion. *J. of Geophys. Res.* 90: 9363-9368 (1985).
16. M. Haddad, M. F. Belbachir; S. Kahlouche. Investigation of Mediterranean mean sea level variability. *Journal of Mathematics and Technology*. (in press 2011).
17. H. Hassani; H. Heravi and A. Zhigljavsky. Forecasting european industrial production with singular spectrum analysis. *International Journal of Forecasting*. 25: 103-118 (2009).
18. Hassani, H. Singular Spectrum Analysis Based on the Minimum Variance Estimator, *Nonlinear Analysis: Real World Applications*. 11 (3): 2065-2077 (2010).
19. Hassani, H; Dionisio, A; and Ghodsi, M. The effect of noise reduction in measuring the linear and nonlinear dependency of financial markets, *Nonlinear Analysis: Real World Applications*. 11(3): 492-502 (2009).
20. M. Ghodsi; H. Hassani; S. Sanei and Y. Hicks. The Use of noise information for detection of temporomandibular disorder. *Journal of Biomedical Signal Processing and Control*. 4(2): 79-85 (2009).
21. H. Hassani and A. Zhigljavsky. Singular spectrum analysis: methodology and application to economics data. *Journal of Systems Science and Complexity*. 22 (2): 372-394 (2009).
22. H. Hassani. Singular spectrum analysis: methodology and comparison. *Journal of Data Science*. 5(2): 239-257 (2007).

**Estimation of the Sea State Bias Effect on the Altimetric Measurements Using a
Parametric Model**

*Bulletin des Sciences Géographiques - Institut National de Cartographie et de Télédétection - N°17 : pp 16-21–
ISSN-1112-3745, Avril 2006.*

Estimation of the Sea State Bias effect on the altimetric measurements using a parametric model

Ali Rami⁽¹⁾, Mhamed Khelif⁽²⁾, Salem Kahlouche⁽¹⁾, Tonfik Denoukri⁽¹⁾

⁽¹⁾ National Centre of Space Techniques, PO Box 13, Arzew 31200 Oran Algeria

⁽²⁾ Abou Bakr Belkaid University, Faculty of Science Engineering 13000 Tlemcen Algeria

Abstract : The sea state bias (*SSB*) which affect the altimetric measurements on the sea surface is estimated using empirical parametric model (*BM4*), calibrated by the analysis of the altimeter data. This model is a simple linear function that links the *SSB* with the significant wave height (*SWH*), the wind speed (*U*) and the backscatter coefficient (σ_0).

The knowledge of the backscatter coefficient determined by altimetric signal processing allows to determine the significant wave height and the wind speed.

The use of Topex / Poseidon and Jason-1 altimetric data to calculate the sea state bias with the *BM4* model and the comparison of the results obtained with the *SSB* value transmitted in the message of each satellite allowed us the validation of the methodological approach developed.

The proximity of the results obtained with Topex/Poseidon data is sufficient for the most altimetric applications as the determination of the mean sea level which was calculated on the western Mediterranean Sea during a period of 72 cycles.

Concerning Jason-1, the difference of the results in the determination of the *SSB* can be explained by the nature of the instruments on board and also the type of model used.

Keywords : Estimation, Parametric model, Empirical, Sea State Bias, Topex / Poseidon, Jason-1.

1. Introduction

The principle of satellite altimetry is based on the theory of the interaction of an incidental electromagnetic wave with an uncertain rough surface, in order to determine the physical process and model it by analytic expressions permitting to estimate the different parameters characterizing the surface.

The major mechanism of scattering of an incidental electromagnetic wave is the resonance of BRAGG; an important exception which altimetry, is based is the hopeless impact where the dominant phenomenon is the specular reflection. The mean strength distributed per unit of surface is proportional to the mean number of specular points. The quantity really

measured by the altimeter is the backscatter coefficient which is defined as being the ratio of the distributed strength to the incidental strength, per unit of surface.

2. Sea State Bias

The aim of the satellite altimetry is to provide the height of the sea surface with regard to a referential. This height changes on scales of centimetres essentially owing to the waves, a part of the radar wave is sent back by crests of waves and the remainder will be sent back by wave hollows. Besides, the instrument is adjusted so that it can make the mean of these two measures automatically to determine the mean sea surface height by a symmetrical algorithm of the height probability density. The obtained result is biased, this bias called sea state bias, is necessary to understand the phenomenon of sea state bias, based on the study of the physical principle of altimetric measure that use the theory of radio scattering by the surface of the sea [2].

2.1 Radio Scatter Theory

2.1.1. Scattering Cross Section

Near the vertical diffusion, the received energy is provided by the reflexion of the wave facets towards the captor. The ratio (incident energy / received energy) is expressed by the Scattering Cross Section. Let a radar illuminating an ocean surface Fig. 1.

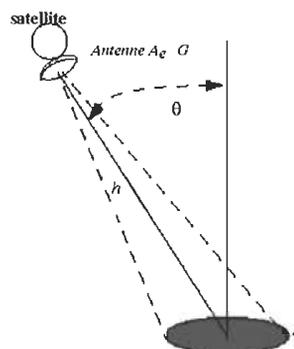


Fig. 1 Geometry of a radar illuminating an A surface according to the incidence angle θ at the distance h .

The scattering cross section of the surface A is defined as 4π times the ratio of the radiant intensity I_S and the incidental strength ϕ_i on the surface, as [12] :

$$\sigma = 4\pi * \left(\frac{I_S}{\phi_i} \right) A \cos \theta \quad (1)$$

Where :

A : The illuminated surface.

θ : The incidence angle.

The relation between the strength transmitted by the radar P_T and the strength received P is given by the equation [3] :

$$P = \frac{P_T G}{4\pi h^2} * \frac{\sigma}{4\pi} * \frac{A_e}{h^2} \quad (2)$$

Where :

G : The gain of the antenna ;

A_e : The efficient surface of the antenna ;

h : The distance.

- The first term of the Eq.2 represents the intensity of the incidental wave along of the distance satellite-level of the sea.
- The second term is the intensity produced in the direction of the radar by the diffusion of infinitesimal target of cross sectional surface σ .
- The last term represents the solid angle of the efficient surface A_e of the antenna.

If targets are distributed on a surface A, the scatter is described by the scattering cross section per unit surface σ_0 defined by [12] :

$$\sigma = \int_A \sigma_0 dA \quad (3)$$

Where :

σ_0 : backscatter coefficient defined per unit of surface.

So a Lambert surface has a cross section varying with the cosine of the impact angle.

The problem of the scattering intensity becomes a calculating σ_0 from the scattering surface known.

2.1.2. Specular Points Theory

Mathematically, the approach to calculate σ_0 based on facets, is called approximation of the tangent plan. Two general methods to solve the problem can be used [12].

If the solution is found from Maxwell equations, we talk about a physical optics approach.

If we consider waves like a set of rays and then we calculate the diffusion of these rays, we talk about geometric optics.

In the setting of the physical optics, a facet is approached by an elliptic paraboloid of curvature radius r_1 in the plan (X,Z) and r_2 in the plan (Y,Z). We calculate the diffusion of every paraboloid and then, we add these diffusions on the illuminated surface using the probability of slopes distribution of the surface.

For a radar oriented in the direction (OX) we get [3]:

$$\sigma_0 = |\rho(0)|^2 \sec^4(\theta) * P(\tan\theta, 0) \quad (4)$$

Where :

$\rho(0)$: The Fresnel coefficient with zero incidence, it is equal to 0.785 for a frequency of 13 GHz ;

$P(\tan\theta, 0)$: The joint probability of the ζ_x slopes in the X direction and ζ_y in the Y direction, as :

$$\zeta_x = d\zeta/dx \quad \text{and} \quad \zeta_y = d\zeta/dy$$

With a good approximation, the slope distribution can be considered as Gaussian and isotropic in the direction of winds. We get then [3] :

$$\sigma_0(\theta) = \frac{\rho(0)^2}{2S^2} \sec^4(\theta) \exp\left(\frac{-\tan^2 \theta}{2S^2}\right) \quad (5)$$

S is the mean quadratic slope of the surface where [12] :

$$S^2 = \overline{\zeta^2} \quad (6)$$

3. SSB Processing

It exists several models which permit to calculate the SSB, we find the physical models based on using the electromagnetic theory and others as an empiric models, calibrated from an analysis of the altimeter data. Actually, the models currently used are the empiric models, which suppose that the SSB can be assigned as a parametric form [6] :

$$SSB = f(X, \Psi) \quad (7)$$

Where :

f : Priors indicated function ;

X : Relative parameters of the state of the sea ;

Ψ : Vector of parameters.

Generally, the function f is formed of simple polynomial, and the components of X are always chosen among the some relative parameters to the sea state that can be measured directly by the altimeter, notably the significant wave height (SWH), the wind speed (U), and the backscatter coefficient (σ_0).

A process of adjustment by the least square method is used to estimate the vector Ψ , while minimizing the measures deviation of the sea surface height (SSH) on the crossover points [6].

3.1 Parametric Model BM4

The parametric models for the determination of the SSB are chosen as a simple linear hierarchy that links the SSB with the significant wave height SWH and the wind speed U [5].

Currently the best model for the determination of the sea state bias for Topex / Poseidon is the four parameters model BM4.

Given by [7] :

$$SSB = SWH(a_1 + a_2U + a_3U^2 + a_4SWH) \quad (8)$$

Table 1. The estimated parameters for the determination of the SSB.

Altimeter	a_1	a_2	a_3	a_4
Topex	-0.0203	-0.00369	0.000149	0.00265
Poseidon-1	-0.0539	-0.00225	0.000097	0.00183

3.2 Significant Wave Height

The waves emitted by the satellite are propagated spherically and intersect the surface of the sea, which is a flat surface, as the reflection of these waves are not being instantaneous, the altimeter will receive an extended echo. The delay due to the height of waves justifies the form of the echo received by the altimeter.

The significant wave height is calculated by [11] :

$$SWH = 2C\sigma_S \quad (9)$$

Table 2. Polynomial coefficients for the determination of the wind speed.

σ'_0 limits	c_0	c_1	c_2	c_3	c_4
$\sigma'_0 < 10.8$	51.045307042	-10.982804379	1.895708416	-0.174827728	0.005438225
$10.8 \leq \sigma'_0 \leq 19.6$	317.474299469	-73.507895088	6.411978035	-0.248668296	0.003607894
$\sigma'_0 > 19.6$	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

4. Processing and analysis

4.1 Data Processing

To validate our software, we used the 085 pass number of the cycles (393,394,395) for Topex / Poseidon and the 085 pass number of the cycles (052,053,054) for Jason.

With :

$$\sigma_S = \sqrt{\sigma_C^2 - \sigma_P^2} \quad (10)$$

Where :

C : The celerity.

σ_C : The delay caused by the stain in sea expressed in seconds ;

σ_P : The length of the echo expressed in seconds.

$\sigma_P = 0.513 r_t$ is a sufficient approximation for σ_P [9]. r_t is the temporal resolution, as the time interval between two samples of the wave form shape of B length ; it is equal to $1/B$ [1].

For Poseidon-2 altimeter ($B = 320$ MHz), the value of r_t is 3.125 ns .

3.3 Wind Speed

The only process which permits to determine the wind speed is the signal analysis received at the satellite, based on the physical characterization of the energy of the wave. Indeed, when the wind at the sea level surface, is stronger, the reflexive signal will be more dispersed, what indicates that its energy will be weaker.

The best adapted model is the operational model proposed for altimeters of the Topex / Poseidon satellite ; this model is gotten by least squares polynomial adjustment of order 5 ; given by [7].

$$U = c_0 = c_1\sigma'_0 + c_2\sigma'^2_0 + c_3\sigma'^3_0 + c_4\sigma'^4_0 \quad (11)$$

Where :

σ'_0 is the backscatter coefficient, is equal to σ_0 for the Geosat and ERS-1 altimeter.

For the Topex / Poseidon altimeter [7] :

$$\sigma'_0 = \sigma_0 - 0.63 \text{ dBs.}$$

These data are provided on CD by Aviso (CNES) : « Jason-1 and TOPEX/POSEIDON GDR products » (June 5th - July 3rd, 2003).

The processing of the 085 pass number of the 395 cycle number for Topex / Poseidon satellite and the 085 pass number of the 054 cycle number for Jason-1 gives us the following results :

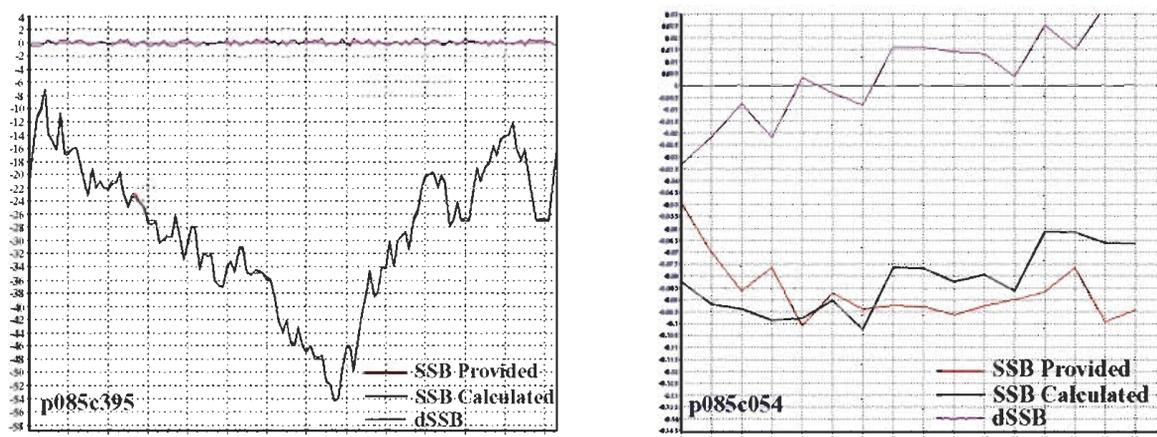


Fig. 2 Difference between SSB provided and SSB calculated.

The results of processing the cycles (393,394,395) for Topex / Poseidon satellite and the cycles

(052,053,054) for Jason-1 satellite are represented in the following table :

Table 3. Means and standard deviation.

Satellite	Cycle	SSB Provided (mm)		SSB Calculated (mm)	
		Mean	Standard deviation	Mean	Standard deviation
T/P	Cycle 393	-21.48	0.297	-21.496	0.297
	Cycle 394	-11.71	2.3143E-05	-11.678	2.3571E-05
	Cycle 395	-22.40	6.3714E-05	-22.398	6.3429E-05
Jason-1	Cycle 052	-73.40	0.148	-82.31	0.360
	Cycle 053	-76.52	0.164	-89.38	0.297
	Cycle 054	-86.39	0.163	-96.89	0.350

4.2 Results Analysis

The graph which represents the sea state bias calculated from Topex / Poseidon satellite data is similar to the graph of the SSB provided by AVISO. This convergence is due to the simplicity of the processing model used (BM4). The difference of the standard deviation and means which is a few tenths of millimetres is due to the approximations for processing data provided by AVISO.

Besides, the graph that represents the sea state bias calculated from Jason-1 satellite is shifted to the graph that represents the SSB provided by AVISO, notably when we compare means and standard deviation that present some more important differences (some centimetres).

This divergence is due to the algorithms used which are not necessarily the same and to the problem of defected values.

5. The mean sea level determination

The determination of the altimetric geoid in the western Mediterranean is done from the

Topex / Poseidon data corrected of the different effects used in the precedent model for the correction of the sea state bias effect.

The used data (GDR-M passfiles) are those well stocked by Aviso on CD : « Jason-1 and TOPEX / POSEIDON GDR products » from April 4th, 2002 to the March 28th, 2004, what corresponds to 72 cycles.

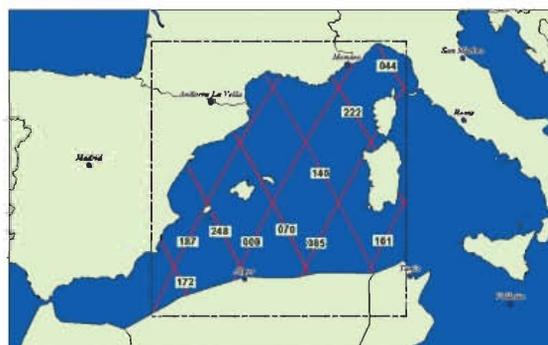


Fig. 3 Traces of the Topex / Poseidon satellite covering the processing zone.

5.1 Deviation Correction on the Crossover Points

For the crossover points coincides two different measures of the sea level. The deviation between these two measures must be corrected and must be distributed on the whole of the two profile measures. The used method for the distribution of this deviation on altimetric profiles is the polynomial interpolation method, whose principle is as following [10] :

Let N a crossover point of one same altimetric profile $y_1 = f(x_1), y_2 = f(x_2), \dots, y_N = f(x_N)$ where the y_i represent corrections to bring to the crossover points x_i and the longitudes of the crossover points. The orbital correction for a point of the longitude profile will be expressed then by the Lagrange classic formula as follows :

$$y = \frac{(x-x_2)(x-x_3)\dots(x-x_N)}{(x_1-x_2)(x_1-x_3)\dots(x_1-x_N)}y_1 + \frac{(x-x_1)(x-x_3)\dots(x-x_N)}{(x_2-x_1)(x_2-x_3)\dots(x_2-x_N)}y_2 + \dots + \frac{(x-x_1)(x-x_2)\dots(x-x_{N-1})}{(x_N-x_1)(x_N-x_2)\dots(x_N-x_{N-1})}y_N$$

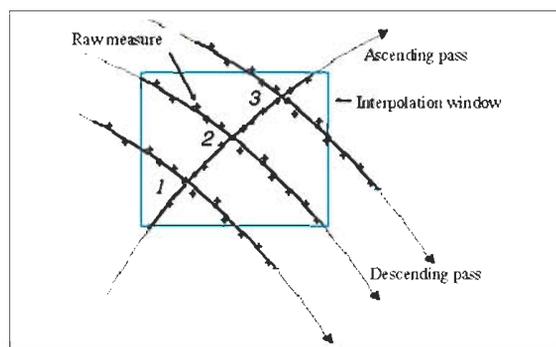


Fig. 4 Crossover point between ascending pass and descending pass.

5.2 Model of Processing the Altimetric Geoid

The formulation of the processing model of the altimetric geoid height (N) is given as follows [12] :

$$N = Hp_Sat - (H_Alt + \Sigma) \quad (12)$$

Where :

Hp_Sat : Altitude of satellite above the reference ellipsoid ;

H_Alt : Altimeter range ;

Σ : Whole corrections to be added to the altimeter range, given by [12].

$$\Sigma = CG_Rang_Corr + Dry_Corr + Wet_Corr + Iono_Corr_K1 - SSB + INV_Bar + H_Eot_Fes + H_Set + H_Pol \quad (13)$$

Where :

CG_Range_Corr : Correction to the altimeter tracker range for gravity centre movement ;

Dry_Corr : Dry tropospheric correction ;

Wet_Corr : Wet tropospheric correction ;

$Iono_Corr$: Ionospheric correction ;

SSB : Sea state bias ;

INV_Bar : Inverse barometer correction for altimeter measurement ;

H_Eot_FES : Height of the elastic ocean tide at the measurement point computed from FES 95.2 model;

H_Set : Height of the solid earth tide at the measurement point ;

H_Pol : Geocentric pole tide height at the measurement point.

5.3 Results

The nappage of the mean profiles corrected of the orbit error by a regular grid ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) (in longitude and in latitude) permits to have a mean sea surface.

The used method is the linear interpolation (triangulation of DELAUNAY) ; who was used to exclude the regions that have not been observed by altimetry [8].

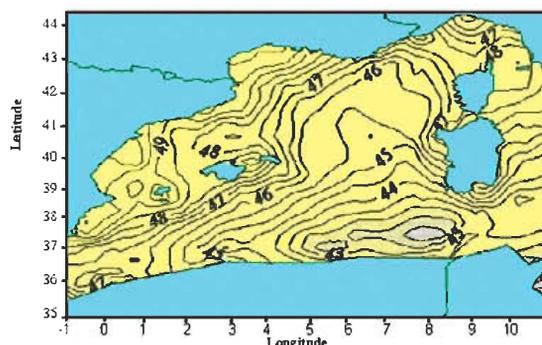


Fig. 5 Altimetric geoid height determined from Topex / Poseidon.

6. Conclusion and Perspectives

The $BM4$ parametric model, which is a function of the significant wave height and the wind speed on the sea surface, is very effective to estimate the sea state bias effect on the altimetric measurements from data of the Topex / Poseidon satellite. The correction of altimetric data of the Topex / Poseidon satellite on a period of two years, from the sea state bias effect using the $BM4$ model and also the other geophysical effects and orbit errors, permitted us to determine with a good accuracy the mean sea level of the western Mediterranean.

Besides, the BM4 model gave us less satisfactory results for the Jason-1 satellite, then we have to use other models (no parametric models) to improve these results.

Références

- Amarouche L., et al. A New Estimator of the Sea State Bias using a Three Frequency Radar Altimeter, IGARSS '01, Proceedings, 2001.
- AVISO and PODAAC User Handbook, 2003. IGDR and GDR Jason Products.
- Barrick A. and Lipa. B.J., Analysis and interpretation of Altimeter Sea echo, Satellite Oceanic, Remote Sensing, Advances in Geophysics, Academic Press Inc, New-York, USA, 1985.
- Bonnefond P., Méthode Géométrique de Trajectographie par Arcs Courts Application à l'Analyse des Mesures Altimétriques des Satellites Topex / Poseidon et ERS1 en Méditerranée, Thèse de Doctorat, Observatoire de Paris, 1994.
- Bulusu S., A study of Indian ocean circulation using satellite observations and model simulations, Department of Oceanography Faculty of Science, University of Southampton, India, september, 1998.
- Gaspar P., et al. Analyse and estimation of the Geosat sea stat bias, Report prepared for HUGHES STX CORPORATION, Septembre, 1996.
- Gaspar P., et al. Improving non parametric estimation of the sea state bias in radar altimetry measurement of sea level. Prepared for *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, September 24th, 2001.
- Kahlouche S. and Rami A., Topex Altimetric Mean Sea Level and Gravimetric Geoid in the North of Algeria, International Association of Geodesy Symposia, Vol. 126, 73 82, ISSN 0939-9585, Springer Verlag, 2003.
- MacArthur J., *A radar altimeter design description*, Rep. SDO-5232, Appl. Phys. Lab., Johns Hopkins Univ., Baltimore, Md. – 1978.
- Rami A., et al. Détermination du Niveau Moyen Altimétrique de la Méditerranée Occidentale à partir des Données du Satellite JASON-1, *Algerian Journal Of Technology*, 449 458, ISSN 1111-357X, An International Publication of Engineering Science, 2005.
- Rummel R., 1993. Satellite altimetry in geodesy and oceanography, Lecture Notes in Earth Sciences, vol. 50, Springer-Verlag, 453 466, 1993.
- Stewart R.H., *Methods of satellite oceanography*, University of California Press - ISBN 0 - 520 - 04226 - 3, 1985.

Estimation of the geophysical parameters and the orbital error effect on the altimetric measurements for sea surface height determination

*International Journal of the Physical Sciences – IJPS, Volume 6(15), pp. 3777-3783, ISSN 1992 – 19500
August 04, 2011.*

“IJPS” is indexed/abstracted in “Thomson Reuters” (USA), Impact factor = 0.54

ACCEPTANCE OF MANUSCRIPT

Accepted 10th May, 2011

Centre of Space Techniques
PO Box 13 Arzew 31200
Oran, Algeria.
E-mail: rami_alidz@yahoo.fr

Dear Dr. Rami Ali,

RE: IJPS-09-116 Rami et al

I am pleased to inform you that reviewers have recommended your manuscript "**ESTIMATION OF THE GEOPHYSICAL PARAMETERS AND THE ORBITAL ERROR EFFECT ON THE ALTIMETRIC MEASUREMENTS FOR SEA SURFACE HEIGHT DETERMINATION**" for publication in the International Journal of the Physical Sciences. It is an excellent paper with minor corrections made on it. The manuscript will be published in the next issue of the journal.

I HOPE THIS LETTER SATISFIES YOUR REQUIREMENTS.



REGARDS

CLEMENT ONOU
GENERAL MANAGER
ACADEMIC JOURNALS
E-MAIL: SERVICE@ACADEMICJOURNALS.ORG

For

Huisheng Peng
Editor, International Journal of the Physical Sciences
Academic Journals
E-mail: ijps.acadjournal@gmail.com
Website: <http://www.academicjournals.org/IJPS>

Full Length Research Paper

Estimation of the geophysical parameters and the orbital error effect on the altimetric measurements for sea surface height determination

Ali Rami*, Salem Kahlouche and Mahdi Haddad

Centre of Space Techniques, P. O. Box 13, Arzew 31200 Oran, Algeria.

Accepted 10 May, 2011

The emergence of satellite altimetry has allowed us to determine the ocean surface with a great precision; it also allows a large contribution for most applications and oceanographic activities. The geometric principle of space altimetry is to measure the range between the satellite and the sea surface. The objective of this paper is to estimate the geophysical parameters (sea state bias, ocean tide and the orbital error) affecting the altimetric measurements for Jason-1 satellite, using the analytical and empirical models. The comparison of the estimated and provided values permit to minimize the default values for *SSB* and improve its estimation, and also improve the ocean tide estimation. The comparison of obtained results of six (6) years Jason-1 data processing on the western Mediterranean of every parameter with data transmitted in the satellite message permitted us to validate our developed methodological approach. The quality of these results permits the determination of the Western Mediterranean mean sea level.

Key words: Mean sea level, altimetry, estimation, sea state bias, ocean tide, orbit, Jason-1.

INTRODUCTION

The ocean have a major impact on earth's life and domestic needs, the aim of satellite altimetry is mainly to provide the height of the sea surface with regard to a referential, its principle is based on the analysis of the echo signal given out by the altimeter radar on board the satellite and reflected by the sea surface. Sea State Bias (*SSB*) is an effect in radar altimetry that arises both from the fact that wave troughs are better reflectors of radar energy than wave crests. This bias ranges between a few centimetres and a few decimetres. The current most accurate estimates are obtained using empirical models derived from analyses of the altimeter data. Based on the results of Gaspar et al. (1994, 1996) and others, the initial algorithms for Jason-1 compute the sea state bias from a bilinear interpolation of a table of *SSB* according to significant wave height (*swh*) and wind speed, based on parametric fits by Labroue (2004). For a typical (*swh*) of 2 m, the error in the *SSB* correction is approximately 1 to

2 cm (Aviso and PoDaac, 2008). Due to lack of data, the empirical model is not defined in some *swh*-wind speed regimes, and the *SSB* in these regimes are returned as default values.

The purpose of this paper is to improve the *SSB* estimation using the nonparametric (NP) method described by Gaspar and Florens (1998). This approach is based on the differences in sea surface height at crossover points (Gaspar et al., 2002). This version of the Sea State Bias model is empirically derived using the new altimetric data of Jason-1 (from cycle 001 to 250). The tide is considered as the sum of strictly periodic elementary tides called harmonic coordinates. Many global tidal models were developed, such as those of Eanes (CSR3.0), Ray (RSC94) and Egbert (TPXO.2) and those of Desai and Wahr (DW95.1), Kantha (KAN95) Le Provost (FES95.2), Matsumoto (ORI95) and Schrama and Ray (SR95) (Le Provost et al., 2001).

The ocean tide parameter is calculated by the model based on the Doodson development where the amplitude and the phase of the wave are extracted from the FES2004 model by a bilinear interpolation (Wäunsch et al., 2008). The reduction of orbital error is based on the

*Corresponding author. E-mail: rami_alidz@yahoo.fr. Tel: + 213-41-47-22-17.

Table 1. Polynomial coefficients for the wind speed determination (UserHandbook, 1996).

σ_{ob} limits	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4
$\sigma_{ob} < 10.8$	51.045307	10.982805	1.8957084	-0.1748278	0.0054382
$10.8 \leq \sigma_{ob} \leq 19.6$	317.47430	-73.507895	6.4119781	-0.2486683	0.0036079
$\sigma_{ob} > 19.6$	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

processing at the crossover points (Bonnefond and Exertier, 1994) after determination of the average profiles to eliminate some variable phenomena. The results obtained are compared with the value of the parameters provided in the Jason-1 satellite message, these results are sufficient for most altimetric applications as the determination of the Western Mediterranean sea surface height.

RESEARCH METHODS

Sea state bias effect

In the past, the estimates of *SSB* used as input data either the differences in sea surface height at crossover points with time differences less than one repeat cycle (Gaspar and Florens, 1998) or consecutive cycle differences (CCD) (Zlotnicki, 1994). Actually it has become customary to use sea surface height differences from a time-mean sea surface (DFM; Vandemark et al., 2002). In this paper, the *SSB* estimation adopted is the method of Gaspar and Florens (1998). The *SSB* effect is an apparent value lower of instantaneous sea surface height (*ssh*) above a reference ellipsoid, than the true height. *SSB* is expressed by:

$$SSB = f(swh, \sigma_0) \approx f(swh, u) \quad (1)$$

where *swh* is significant wave height, σ_0 is the backscatter coefficient, and *u* is wind speed (Gaspar et al. 1994; Rodriguez et al. 1992). All estimates of *SSB* are empirical. Most of the original papers on *SSB*, consider $f(swh, u)$ as:

$$ssh_2 - ssh_1 = f(swh_2, u_2) - f(swh_1, u_1) + \varepsilon \quad (2)$$

where 1 and 2 indicate measurements taken at times t_1 and t_2 at the same geographical location (crossover point). For example (2) ascribes all differences between ssh_1 and ssh_2 that vary with *swh* and *u* to the *SSB* effect. ε is a random error term that includes residual geophysical errors, altimetric measurement error, and dynamic topography variation between 1 and 2 (Gaspar et al., 1998). Here, Equations (1) and (2) are solved using the kernel smoothing nonparametric approach (Gaspar and Florens, 1998; Gaspar et al., 2002), using more than 6 years continuous Jason-1 GDRs 1Hz dataset. We took all available pass data file, up till cycle 250, when Jason-1 assumed a new orbit midway between its original ground tracks (from January 15th, 2002 to October 19th, 2008). These data are available through: AVISO (<http://www-aviso.cnes.fr>) and PO.DAAC (<http://podaac.jpl.nasa.gov>). For a detailed description of Jason-1 GDR contents, readers are referred to Aviso and PoDaac User Handbook (2008). The final result is a grid (0.25 x 0.25) of *swh* and *u*, where each component (*swh*, *u*) is associated to a value of the *SSB*. For other values of *swh* and *u*, the value of *SSB* will be determined by a bilinear interpolation. We note that the significant wave height *swh* is estimated using the model

defined by (Gaspar et al., 1998):

$$swh = 2C\sqrt{\sigma_c^2 - \sigma_p^2} \quad (3)$$

where: *C* is the celerity, σ_c (in seconds) represents the delay due to the impulse on the sea and σ_p (in seconds) is the length of the echo.

The wind speed model function selected is the wind speed model defined by Witter and Chelton (1991). The model function is obtained by a least-square fit of a fifth order polynomial to the Modified Chelton and Wentz wind speed tabular model:

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

where *u* is the wind speed, in meters per second (10 m exposure wind speed), σ_{ob} is the biased backscatter coefficient: $\sigma_{ob} = \sigma_0 + d\sigma$ (in decibels), σ_0 is the backscatter coefficient and $d\sigma$ is a bias which is added to the backscatter coefficient to fit Geosat data. The bias value is the same for Jason-1 altimeter: $d\sigma = -0.63\text{dB}$ and a_0, a_1, a_2, a_3, a_4 are polynomial coefficients defined in Table 1.

Ocean tide effect

The tide curve of a wave is a sinusoid of the amplitude and the phase depend only on the position of observation. So, for Jason-1, the height of the ocean tide Δh_{OT} at an instant "t" can be expressed theoretically by the following formula (Lefevre, 2000).

$$\Delta h_{OT}(\varphi, \lambda, t) = \sum_i F_i (A_i \cos(\xi_i) + B_i \sin(\xi_i)) \quad (5)$$

where $\xi_i = \sigma_i t + X_i + U_i$, $A_i = Z_i \cos(\psi_i)$ and $B_i = Z_i \sin(\psi_i)$

F_i is the nodal correction coefficient of the amplitude of the wave *i*, U_i is the nodal correction phase of the wave *i*, X_i is the astronomical argument and σ_i represents the frequency of the wave *i* (extracted from Doodson table). The amplitude Z_i and the phase ψ_i of the wave can be extracted from the FES2004 model by a bilinear interpolation. The FES series (Finite Element Solution) of ocean tidal models was developed by Le Provost et al. (2001), these models stem from the finite element method for the solution of the hydrodynamic equations constrained with tide gage and past altimeter data, the spherical harmonics are given in the Schwiderski convention (Wäunsch et al., 2008).

Orbital error

Before the reduction of the orbital error, we must calculate the average profiles using the averaging process to eliminate some variable phenomena whose period is less than the considered period. These phenomena can result from variations of the sea surface (seasonal variability, semi-annual, inter-annual) or of the dispersion of altimetric measurements (Bonnefond and Exertier, 1994). The processing consists of averaging three parameters

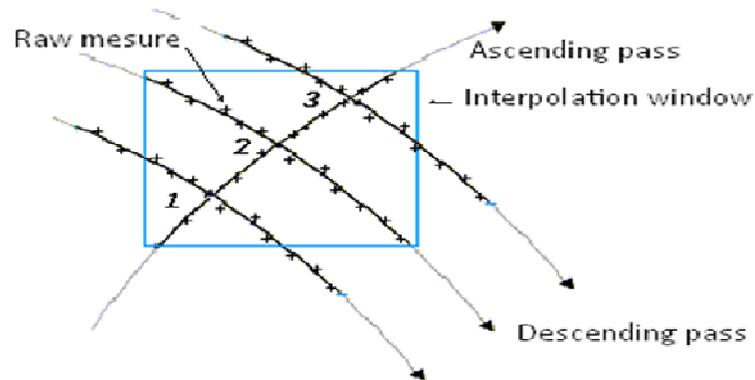


Figure 1. Altimetric measurement interpolation for Crossover points determination.

(latitude, longitude and height of the sea surface) by gridding of a window of 0.047° in latitude, which corresponds to the average spacing between two successive satellite measurements. To palliate the lack of measurement along the average profiles, and to increase the density of the zone, the sea surface heights are approximately processed by a second-order polynomial (function of the longitude and the latitude). The polynomial coefficients are calculated with the least squares method (Bonnefond and Exertier, 1994).

The reduction of the orbital error of the altimetric satellite can be obtained by the comparison of different altimetric measurements by processing at the crossover points of the satellite pass (Bonnefond and Exertier, 1994). For the crossover points (Figure 1), coincides two different measures of the sea level. The method used for the adjustment of mean profiles between them consists to apply the bias on profiles heights at the crossover point above the ellipsoid (a constant bias by profile). The difference between these two values must be corrected and distributed on the all measurements of the two intersected profiles in this point; for this we used the polynomial interpolation method.

DATA USED

For this application, the used data represent more 6 years continuous Jason-1 dataset available through: AVISO (<http://www-aviso.cnes.fr>) and PO.DAAC (<http://podaac.jpl.nasa.gov>). For a detailed description of GDR contents, readers are referred to User Handbook - IGDR and GDR Jason-1 Products (2008). Our interest area is defined by the following coordinates: 35°N - 45°N , 3°W - 11°E . To select the right track, we used a pass locator using Google Earth available through Aviso. The "best" Jason-1 tracks that pass over the western Mediterranean Sea are the # 009, 070, 085, 146, 161, 172, 187, 222 and 248 (up till cycle 250, when Jason-1 assumed a new orbit midway between its original ground tracks).

We took all available pass data file from cycle 001 to cycle 250 (from January 15th, 2002 to October 19th, 2008), Figure 2 represents the selected Jason-1 pass over the Western Mediterranean Sea. To retain only the most valid data, some filters are used (Table 2).

RESULTS AND DISCUSSION

Geophysical parameters

The obtained 3-D SSB NP (non-parametric) model, as a

function of significant wave height (H_s) and wind speed (U_{10}), is shown in Figure 3. The SSB values vary between -0.15 and -18.94 cm. The mean value is -7.21 cm. Also, this NP model permits to reduce default values of H_s per U_{10} regime of about 60% and therefore is a good interpolation from this new grid (H_s , U_{10}). As an example, Figure 4 exhibits, for the track # 187 of cycle 050, the differences between the estimated and provided in Jason-1 GDR datasets. In this figure, the x-axis represents the corresponding number of altimetric datum along the selected track, the dark and gray graphs represent the estimated and provided respectively and the dashed graph represents the differences which are between -5.35 and 5.63 cm. These differences are due to the improvement of the estimation evaluated using 250 cycles of Jason-1 measurements while the provided values in Jason-1 GDR datasets are evaluated using a few cycles.

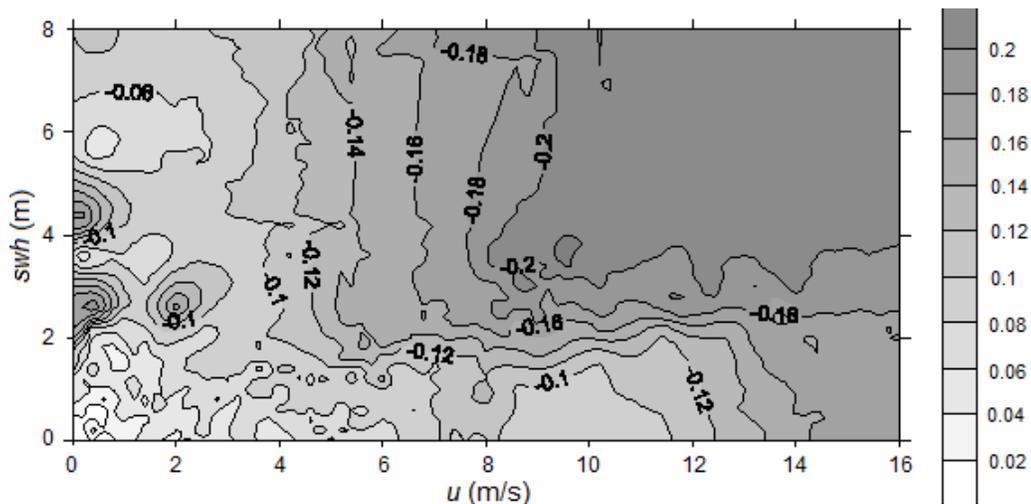
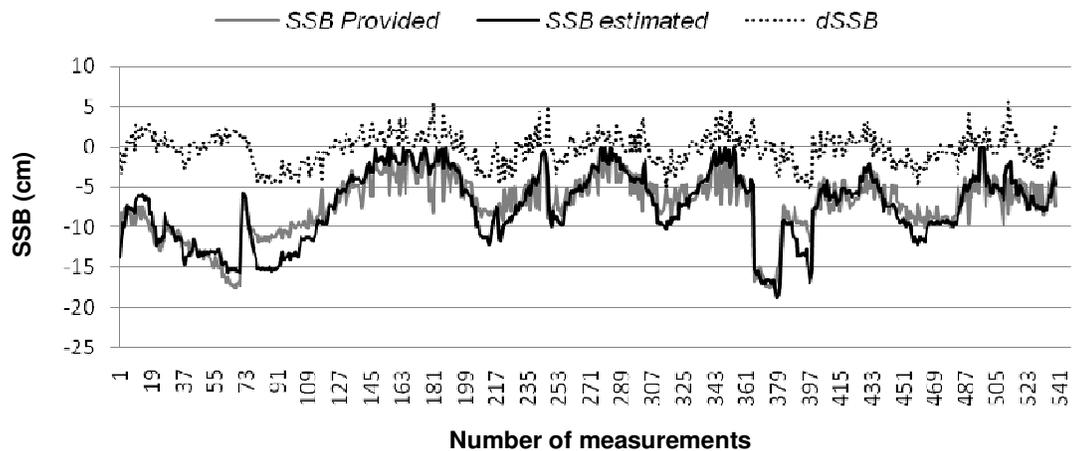
In Figure 5, the x-axis represents the corresponding number of altimetric datum along the selected track, the dark and gray graphs represent the estimated and provided tide effect respectively and the dashed graph represents the differences which are between -11 and -4.26 cm. This difference is mainly owed to the model employed, because we have used the FES2004 model that is based on tide gauge and altimetric measurements while the provided values are gotten by the FES99 model which is based on tide gauge measurement only. The implication of Topex/Poseidon and Jason-1 data with the tide gauge measurement permit us to determinate an ocean tide model (FES2004) which permits us to improve the ocean tide estimation.

Orbital error

The obtained standard deviations indicate the existence of variability, so the existences of dispersion between the cycles of the same pass and the quality of altimetric data. The differences of heights at the crossover points for cycle

Table 2. Data editing criteria (User handbook, 2008).

Number of valid points > 10
0 mm < RMS of 1/sec range < 200 mm
-130 000 mm < (altitude – range_ku) < 100 000 mm
-2500 mm < dry tropospheric correction < -1900 mm
-500 mm < wet tropospheric correction < -1 mm
-400 mm < ionospheric correction < 40 mm
-500 mm < sea state bias correction < 0 mm
-5000 mm < ocean tide correction < +5000 mm
-1000 mm < solid earth tide correction < +1000 mm
-150 mm < pole tide correction < +150 mm
0 mm < significant wave height < 11 000 mm
7 dB < sigma naught < 30 dB
0 m/s < altimeter wind speed < 30 m/s
-0.2 deg ² < square of off nadir angle from waveforms < 0.5 deg ²

**Figure 3.** Sea state bias NP model (in meters).**Figure 4.** SSB effect of the pass 187 cycle 050.

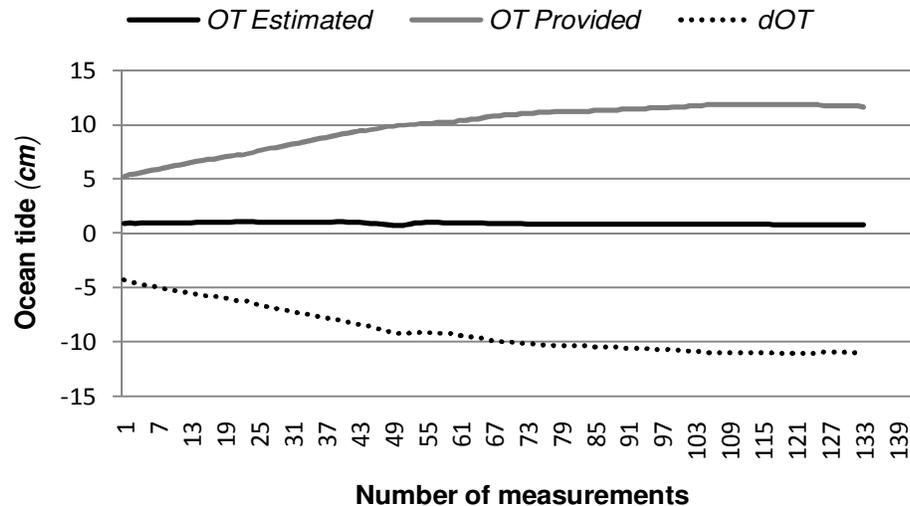


Figure 5. Ocean tide effect of the pass 187 cycle 050.

050 are given in Table 3. The effect of the orbital error is calculated with a precision of 1 cm. we can say that the processing at the crossover points is the best method to eliminate the orbital error effect.

Sea surface height

ssh is the difference between altimetric measurement and satellite altitude. The corrected range is estimated from altimetric measurement minus known orbital error and environmental and geophysical effects, namely: tropospheric and ionospheric corrections, *SSB* effect, tide effects and inverse barometer correction. The tropospheric effect, based on the pressure at sea level, temperature and partial pressure of water vapor, is obtained from the Jason-1 Microwave Radiometer (JMR) measures (Rummel, 1993). The ionosphere correction is determined from the dual frequency measurements from the altimeter (Rummel, 1993). Solid earth is computed as described by Cartwright and Edden (1973). The pole tide is easily computed as described by Wahr (1985). The inverse barometer correction is computed from ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasting) atmospheric pressures. The mapping of the mean *ssh* along the Jason-1 tracks, by a regular grid of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ in longitude and latitude, is done using a linear interpolation (Delaunay triangulation). Figure 6 represents the mean sea surface height over the Western Mediterranean Sea.

Conclusion

This study improves the Sea State Bias estimation with nonparametric model evaluated using 250 cycles of

Jason-1 measurements. An enhanced three-dimensional (3D) *SSB* correction model as a combination of significant wave height (*swh*) and wind speed (*u*) is performed as a grid of 0.25×0.25 . The NP model based on the long period of Jason-1 altimetric data measurements is very effective to estimate the *SSB* effect. It permits to reduce by 60% the default values of *SSB* per *swh-u* regime and therefore a good interpolation of the *SSB* for measurements along the altimetric tracks over the Western Mediterranean Sea. On the same zone, the model based on the Doodson development of the tide potential generator using the global tidal model FES2004 has improved the determination of ocean tide with few centimetres.

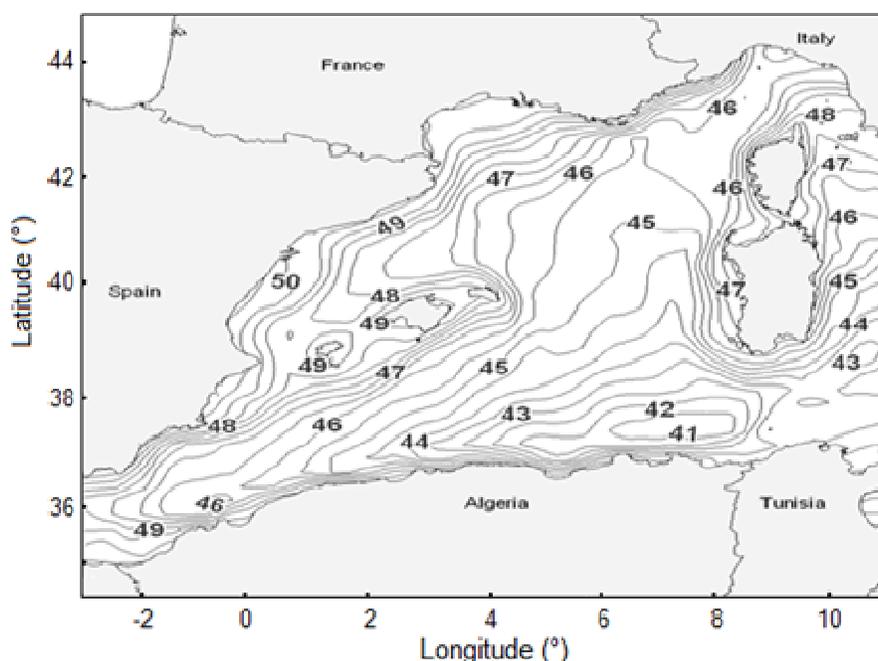
The processing at the crossover point of the average profiles has reduced the orbital error with a high precision. The obtained results allowed us to correct the Jason-1 datasets which we dispose from the differences between the apparent sea level as measured by the altimeter and the true mean sea level. The corrected 250 cycles of altimetric Jason-1 tracks measurements of *SSB* effect, environmental and geophysical effects and orbital error permit us the determination of mean sea surface height (*ssh*) over the Western Mediterranean Sea. In perspective, for precise geophysical parameters estimation, we project to use altimetric measurements from several altimeters for longer time. The introduction of Envisat and Jason-2 data, will certainly improve geophysical parameters and orbital error and therefore a better determination of the mean sea surface height of Western Mediterranean Sea.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors warmly thank Aviso Altimetry for providing

Table 3. Heights differences at the crossover points (cycle 050).

N°	Ascending pass	Descending pass	Longitude (°)	Latitude (°)	Difference (cm)
1	009	070	4.248	39.219	3.9
2	009	146	5.665	41.175	4.3
3	009	248	2.831	37.108	-7.3
4	085	146	7.083	39.218	7.9
5	085	070	5.666	37.107	3.3
6	161	146	8.500	37.107	-1.8
7	187	070	2.831	41.176	-19
8	187	172	0.004	37.108	-1.7
9	187	146	4.248	42.988	18.3
10	187	248	1.414	39.220	14.3

**Figure 6.** Sea surface height (in meters) of Western Mediterranean Sea determined from Jason-1 data (2002-2008).

the altimetric data and greatly appreciate the anonymous reviewers for their valuable and constructive comments. This study had its financial support from the Centre of Space Techniques - Division of Space Geodesy (CTS - Algeria).

REFERENCES

- Aviso and PoDaac User Handbook (2008). IGDR and GDR Jason-1 Products, SMM-MU-M5-OP-13184-CN. Edition 4.1.
- Aviso User Handbook (1996). Merged Topex/Poseidon products. AVI-NT-02-101-CN. Edition 3.0.
- Bonnefond P, Exertier P (1994). Cross Analysis of Topex/Poseidon and ERS-1 Data in the Mediterranean Sea. Proceedings of the 4th Workshop on Astrodynamics and Flight Mechanics held at Tokyo Japan. pp. 148-153.
- Cartwright DE, Edden AC (1973). Corrected tables of tidal harmonics. *J. Geophys. Res.*, 33: 253-264.
- Chelton DB, Ries JC, Haines BJ, Fu LL, Callahan P (2001). *Satellite Altimetry. Satellite altimetry and earth sciences*, pp. 57-64.
- Gaspar P, Ogor F, Le Traon PY, Zanife O (1994). Estimating the sea state bias of the Topex/Poseidon altimeters from crossover differences. *J. Geophys. Res.*, 99: 24981-24994
- Gaspar P, Florens J (1998). Estimation of the sea state bias in radar altimeter measurements of sea level: Results from a new nonparametric method. *J. Geophys. Res.*, 103: 15803-15814.
- Gaspar P, Labroue S, Ogor F, Lafitte G, Marchal L, Rfanel M (2002). Improving nonparametric estimates of the sea state bias in radar altimeter measurements of sea level. *J. Atmospheric Oceanic Technol.*, 19: 1690-1707.
- Gaspar P, Ogor F, Escoubes C (1996). New calibration and analysis of

- the sea state bias of Topex/Poseidon altimeter. Technical note 96/018.
- Labroue S, Gaspar P, Dorandeu J, Zanife O, Mertz F (2004). Nonparametric estimates of the sea state bias for the Jason-1 radar altimeter. *Marine Geodesy*, 27: 453–481.
- Lefevre F (2000). Ocean tides modeling on a global scale: in situ and altimetric data assimilation. Doctoral thesis.
- Le Provost C, Fu LL, Cazenave A (2001). Ocean Tides. *Satellite Altimetry and Earth Sciences*. ed. L.L. Fu and A. Cazenave, pp. 267-303.
- Rummel R (1993). *Satellite altimetry in geodesy and oceanography*. Springer Verlag, 50: 453-466.
- Rodriguez E, Kim Y, Martin JM (1992). The effect of small-wave modulation on the electromagnetic bias. *J. Geophys. Res.*, 97: 2379-2389.
- Vandemark D, Tran N, Beckley BD, Chapron B, Gaspar P (2002). Direct estimation of sea state impacts on radar altimeter sea level Measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 29: 1-4.
- Wahr JH (1985). Deformation of the Earth induced by polar motion. *J. Geophys. Res.*, 90: 9363-9368.
- Wäunsch J, Schwintzer P, Petrovic S (2008). Comparison of two different ocean tide models especially with respect to the GRACE satellite mission. GeoForschungsZentrum Potsdam. Scientific Technical Report.
- Witter DL, Chelton BD (1991). A Geosat altimeter wind speed algorithm and a method for altimeter wind speed algorithm development. *J. Geophys. Res.*, 96: 8853-8860.
- Zlotnicki V (1994). Correlated environmental corrections in Topex/Poseidon with a note on ionospheric accuracy. *J. Geophys. Res.*, 99: 24907-24914.

Dynamic Topography Determination of the Western Mediterranean Sea from Jason-1 Data

Toulouse Space Show, Toulouse (France) – du 08 au 11 juin 2010

Dynamic Topography Determination of the Western Mediterranean Sea from Jason-1 Data

Rami Ali, Centre of Space Techniques, Algeria
Kahlouche Salem, Centre of Space Techniques, Algeria

BIOGRAPHY

Rami Ali, researcher in spatial geodesy division of center of space techniques (CTS), Algeria.

Geodetic science engineer; 1999.

Magister in space techniques and application, option: geodesy, 20002.

Doctoral student in signal processing of altimetric satellite in domain for geophysical and atmospheric parameters estimation, since 2005.

I am interest at Topex/Poseidon and Jason altimetric data processing for the determination of sea level and study the ocean variation.

INTRODUCTION

It is not difficult to imagine all the interest to be capable to measure the ocean surface with a very big precision.

The emergence of satellite altimetry allows us a large contribution for most applications and oceanographic activities. Among objectives of Jason-1, most specific concerns the survey of the oceans dynamic topography.

Indeed, these enormous masses of water transport with them the stored heat by the ocean and act therefore as thermal regulator. All variation in the transported water quantity or in the current direction will have an influence on the meteorological phenomena (precipitation and evaporation) or climatic for the important modifications.

Among these interests, the computation of the sea dynamic topography that is a relief superposed on mean ocean level the mean level of the ocean created by the oceanic currents; the speed of these currents is proportional to the local slope of the water surface.

The dynamic topography is also the water height associated to the thermodynamic processes of the ocean: runs, turbulence, thermal dilation,...

This work is based on the determination of the dynamic topography of the Western Mediterranean sea, for this we will use the Earth Gravitational Model "EGM2008" obtained from a combined data (GRACE, terrestrial and altimetric measurements,...) and the Jason-1 altimetric data for determination of sea surface height.

For this it is necessary to give to the altimetric measurements different corrections before their exploitation. The main errors affecting the measurements are, mainly the geophysical phenomena errors (atmospheric effects, sea state bias effect and tide effect) and the orbital errors.

METHODE USED

Instantaneous sea surface height measured by altimetric satellites includes this dynamic topography plus the heights associated in terrestrial gravity field (geoid) (figure-1).

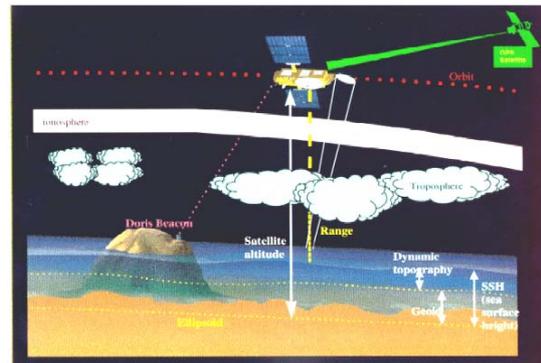


Figure-1: Basic principles of satellite altimetry

The dynamic topography is calculated by subtracting the Sea Surface Height (SSH) from the geoid height (User Handbook, 2003):

$$DT = SSH - N \quad (1)$$

Where:

DT: Dynamic Topography
SSH: Sea surface Height ;
N: Geoid Height.

The dynamic topography is composed of a stationary part H_0 and a time variably part ζ (Le Provost et al, 1990):

$$DT = H_0 + \zeta \quad (2)$$

The sea surface height *SSH* is determinate from tree (03) consecutive cycles correspondent of one (01) month of Jason-1 satellite observations.

The formulation of the processing model of the SSH is given as follows (Kahlouche et al, 2004):

$$SSH = Hp_Sat - (H_Alt + \Sigma) \quad (3)$$

Where:

Hp_Sat : Altitude of the satellite above the reference ellipsoid;

H_Alt : Altimeter range;

Σ : Whole corrections to be added to the altimeter range, given by:

$$\Sigma = CG_{Range} + \Delta h_{Trop} + \Delta h_{Iono} - SSB + INV_Bar + \Delta h_{OT} + \Delta h_{Set} + \Delta h_{Pol} \quad (4)$$

With: $\Delta h_{Tropo} = \Delta h_d + \Delta h_w$

Where:

CG_{Range} : Correction to the altimeter tracker range for gravity centre movement.

Δh_d : Dry tropospheric correction;

Δh_w : Wet tropospheric correction;

Δh_{Iono} : Ionospheric correction;

SSB : Sea state bias;

INV_Bar : Inverse barometer correction for altimeter measurement;

Δh_{OT} : Height of the elastic ocean tide at the measurement point;

Δh_{Set} : Height of the solid earth tide at the measurement point;

Δh_{pol} : Geocentric pole tide height at the measurement point.

The Earth Gravitational Model used is EGM2008; it has been publicly released by the National Geospatial-Intelligence Agency (NGA) EGM Development Team.

This gravitational model is complete to spherical harmonic degree and order 2159, and contains additional coefficients extending to degree 2190 and order 2159 (Nikolaos et al, 2008):

APPLICATION

To determine the atmospheric and geophysical parameters and orbital error estimation to obtain a SSH on the Western Mediterranean sea we have elaborate a software called "MOHEET", under Borland C++ Builder version 5.

- ✓ The corrections of propagation: Altimetric radar measurements require the taking account of the atmospheric effect; the water vapour absorbs the microwaves radiances and delays the radar impulses.

The ionospheric effect is calculated using the map of TEC value provided from the Topex/Poseidon message

by Aviso (CLS/CNES) and gotten from the Doris data and the Bent model (Rami et al, 2008).

The tropospheric effect is calculated using the model based on pressure at sea level, temperature and partial pressure of water vapor (Rummel, 2003).

- ✓ Sea state bias parameter is estimated with the parametric models chosen as a simple linear hierarchy that links the SSB with the significant wave height (SWH) and the wind speed (U) (Rami et al, 2006).
- ✓ We can summarize that the tide can be considered as being the sum of strictly periodic elementary tides called harmonic coordinates (Lefevre, 2000).

- ✓ The estimation of the ocean tide parameter is calculate with the model which depend only on the place of observation based on the amplitude of the wave, the phase of the wave expressed at the instant of passage of the disruptive body (moon or sun) on the Greenwich meridian and the frequency of the component given by the Doodson development (Rami et al, 2007).

- ✓ Orbital error correction: The reduction of the orbital error of the altimetric satellite is obtained by the comparison of different altimetric measurements in a same point by Processing at the crossover points of the satellite pass (Bonfond, 1994).

EGM2008 is characterized by (Nikolaos et al, 2008):

- ✓ EGM2008 combines gravitational information from GRACE, with the information contained within a global gravity anomaly database of 5'x5' resolution.
- ✓ EGM2008 is developed up to degree/order 2160 with some additional terms up to degree/order 2190.
- ✓ Re-iteration of 5'x5' area-mean terrestrial g predictions using PGM2007B as our reference model to 2160 was completed.
- ✓ Ocean-wide altimetry-derived g was estimated independently by Danish National Space Centre (DNSC) and SIO/NOAA, using PGM2007B as reference models.
- ✓ Feedback from several members of the IAG/IGFS Joint Working Group on the performance of PGM2007A was received, evaluated, and corrective actions were taken where necessary (and possible).

We have developed a subroutine to extract the geoid height on our processing zone under a regular grid (0.25°x 0.25°) (in longitude and in latitude).

1- PROCESSING ZONE

The assessment of dynamic topography from the Jason-1 data made on a zone regaining the Western

Mediterranean sea: the processing zone is contained between ($35 \leq \varphi \leq 45$) and ($-2 \leq \lambda \leq 12$).

The Traces of the Jason-1 satellite covering this zone is represented in figure-3.



Figure-3: Traces of the JASON-1 satellite covering the processing zone

2- ALTIMETRIC DATA USED

To validate our software, we used the 18 cycles of (*GDR-M* passfiles) Jason-1 data stocked by Aviso on *CD*:

«*GDR_JAI_c_039_1*» from October 19th, 2008 to January 16th, 2009, cycles 250 to 258 (09 cycles) and «*GDR_JAI_c_040_1*» from January 16th, 2009 to 10th April 2009, cycles 259 to 267 (09 cycles).

RESULTS AND ANALYSIS

The results of processing of one month for jason-1 satellite data are represented in figure 4.

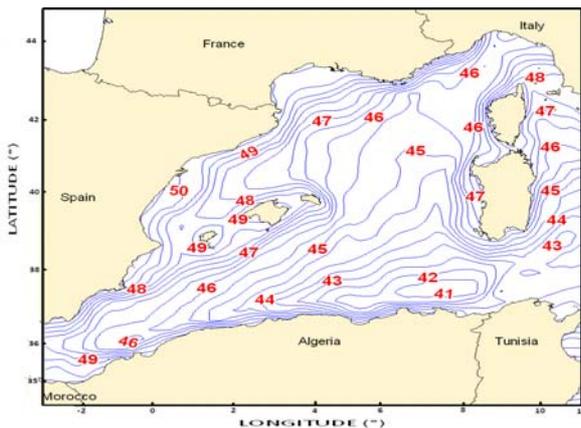


Figure -4: Sea Surface Height for cycles (250,251,252)

The processing of the altimetric data permits us to obtain a sea surface height with 1 cm of precision.

The dynamic topography determinate from the obtained *SSH* is represented in the follow figure:

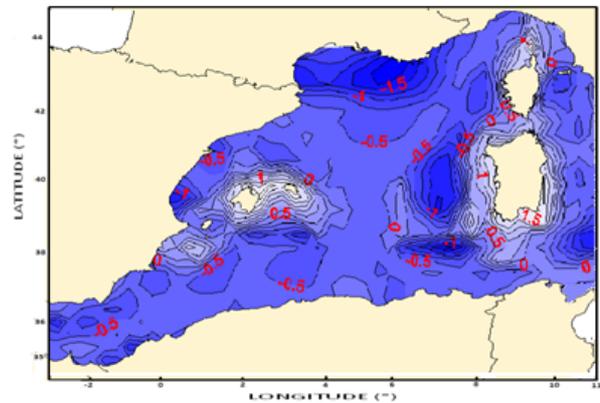


Figure -5: Dynamic topography of one month of observation cycles (250,251,252)

We note first that the dynamic topography is much important in the open sea (between -1.5 and 1 meters) that on the coastal region (between -0.5 and 0.5 meters) and second this area is important on the north of western Mediterranean Sea that the south.

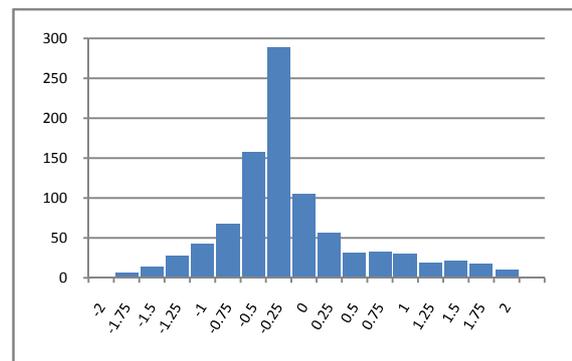


Figure - 6: Topography dynamic frequencies histogram of Cycles (250,251,252)

We also note that the dynamic topography varies between -1.95 m and 1.81 m, with an average of 0.25 m, Figure 6, shows that over 90% of the data are between -1.25 and 1.25 which supports our approach since in the literature (Le Provost et al, 1990), we found that the mean dynamic topography varies between -1.10 and 1.10 meter.

The mean dynamic topography frequencies from tree months (cycles 250 to 257) of altimetric observation on processing zone are represented in figure 7.

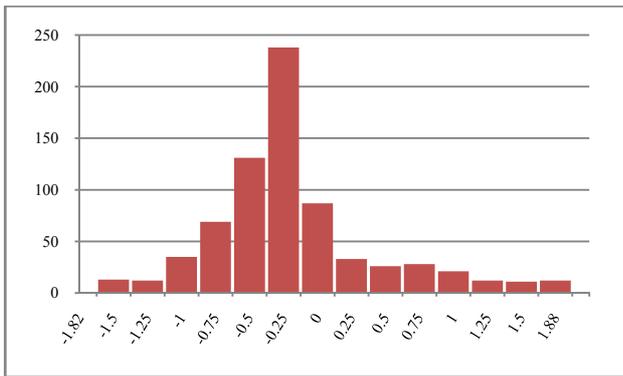


Figure -7: Topography dynamic frequencies histogram of Cycles (250 to 257)

Table-1: variation of Dynamic topography

Month	Oct	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar
DT	0.298	0.304	0.342	0.314	0.286	0.255

The table1 shows the evolution of dynamic topography on six (06) months of observation.

We note that the difference is caused by season ocean variation.

CONCLUSION

The obtained results are satisfactory because the difference between the provided dynamic topography variation interval and the calculated interval is very small (few millimeters).

This difference is mainly due to the lack of precise altimetric data on the coastal region which requires an extrapolation.

The combination of long-term observation of Jason-1 and Topex/Poseidon data will allow us to have a more accurate mean dynamic topography.

REFERENCES

AVISO and PODAAC User Handbook, 2003. *IGDR and GDR Jason Products*.

Bonnefond P., *Méthode Géométrique de Trajectographie par Arcs Courts Application à l'Analyse des Mesures Altimétriques des Satellites Topex/Poseidon et ERS1 en Méditerranée*, Thèse de Doctorat, Observatoire de Paris, 1994.

Le Provost, C, F. Lyard, *Global ocean tides, maps and atlas of five semi-diurnal tides -- 2N2,MU2,NU2,L2,T2*", Institut de Mécanique de Grenoble, Internal Report, MEOL 90/03, 1990.

Lefevre, F., *Modélisation des marées océaniques à l'échelle globale: assimilation de données in situ et altimétriques*, Thèse d'état, 2000.

Kahlouche S. and Rami A., *Topex Altimetric Mean Sea Level and Gravimetric Geoid in the North of Algeria*, International Association of Geodesy Symposia, Vol. 126, 73 82, ISSN 0939-9585, Springer Verlag , 2004.

Rami, A., Khelif, M., Kahlouche, S., Dennoukri., T., *Estimation of the Ocean Tide Effect on the Altimetric Measurements*, Earthquake Symposium, Koceili (Turkey), 2007.

Rami, A., Khelif, M., Kahlouche, S., Dennoukri., T., *Estimation of the Sea State Bias Effect on the Altimetric Measurements Using a Parametric Model*, In: Proc of the Symposium 15th Years of Progress in Radar Atimetry, SP-614 ESA Publication Division – ISBN 92-9092-925-1– ISSN 1609-042X, 2006.

Rummel R., *Satellite altimetry in geodesy and oceanography*, Lecture Notes in Earth Sciences, vol. 50, Springer-Verlag, 453 466,1993.

Nikolaos K. Pavlis, Simon A. Holmes, Steve C. Kenyon, and John K. Factor, *An Earth Gravitational Model to Degree 2160:EGM2008*, EGU General Assembly 2008, Vienna, Austria, April 13-18, 2008

Investigation of Mediterranean sea level variability by singular spectral analysis

Journal of Mathematics and Technology – JMT, Volume 2(1): 45-53 – ISSN-2075-4124, February 15, 2011

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 $X_i = (y_i, \dots, y_{i+L-1})' \in R^L$, 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 $i + j = const$ 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 $\Lambda = diag(\lambda_1, \dots, \lambda_L)$ 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).

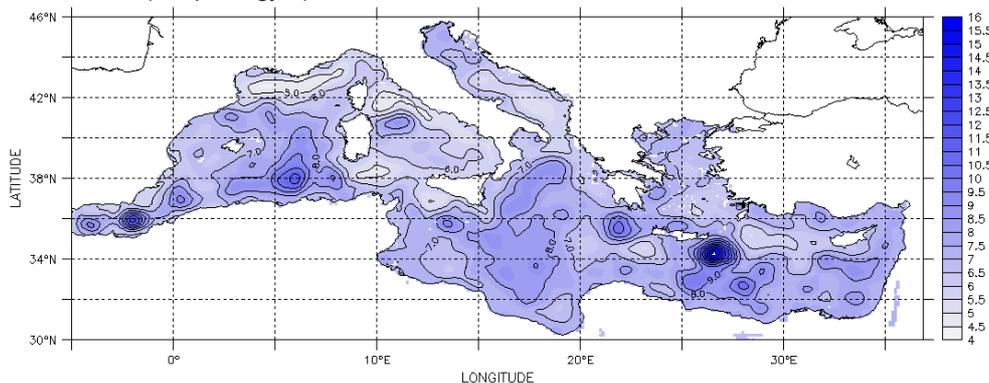


Fig. 1. Merged MSLA rms (in cm) in the Mediterranean Sea over all the available period 1993-2009.

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).

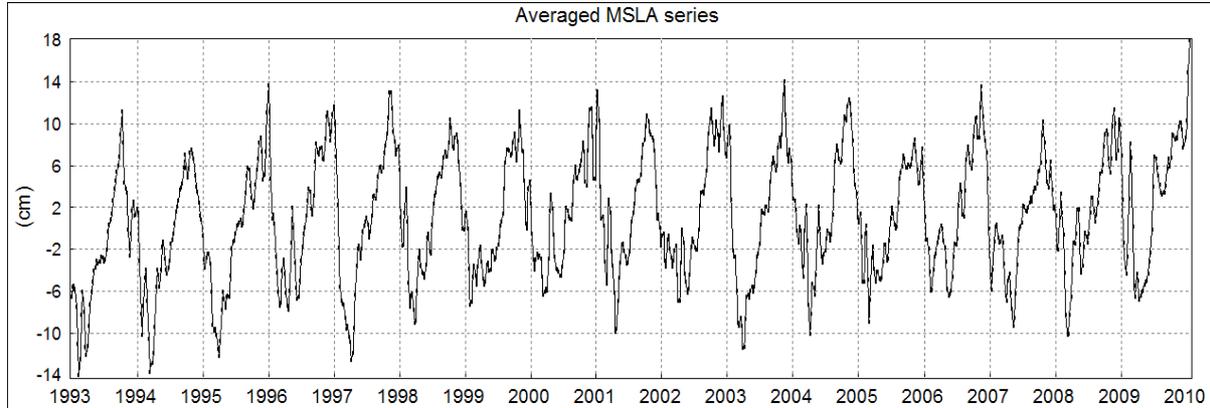


Fig.2. Temporal series of averaged MSLAs in the Mediterranean Sea.

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.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.

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.

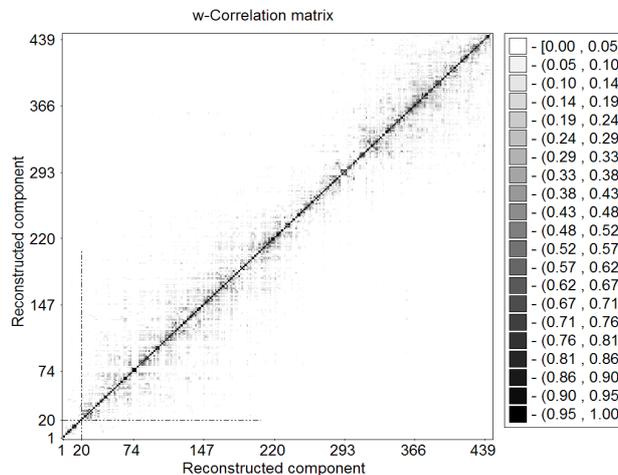


Fig.3. Matrix of w -correlations for the 444 reconstructed components.

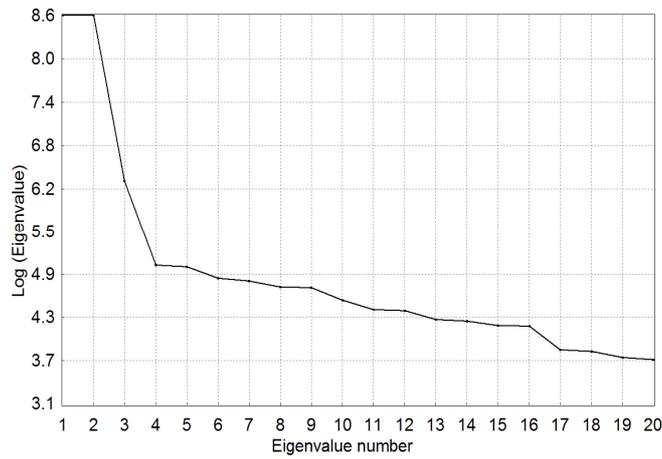


Fig. 4. Logarithms of the first 20 eigenvalues

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.

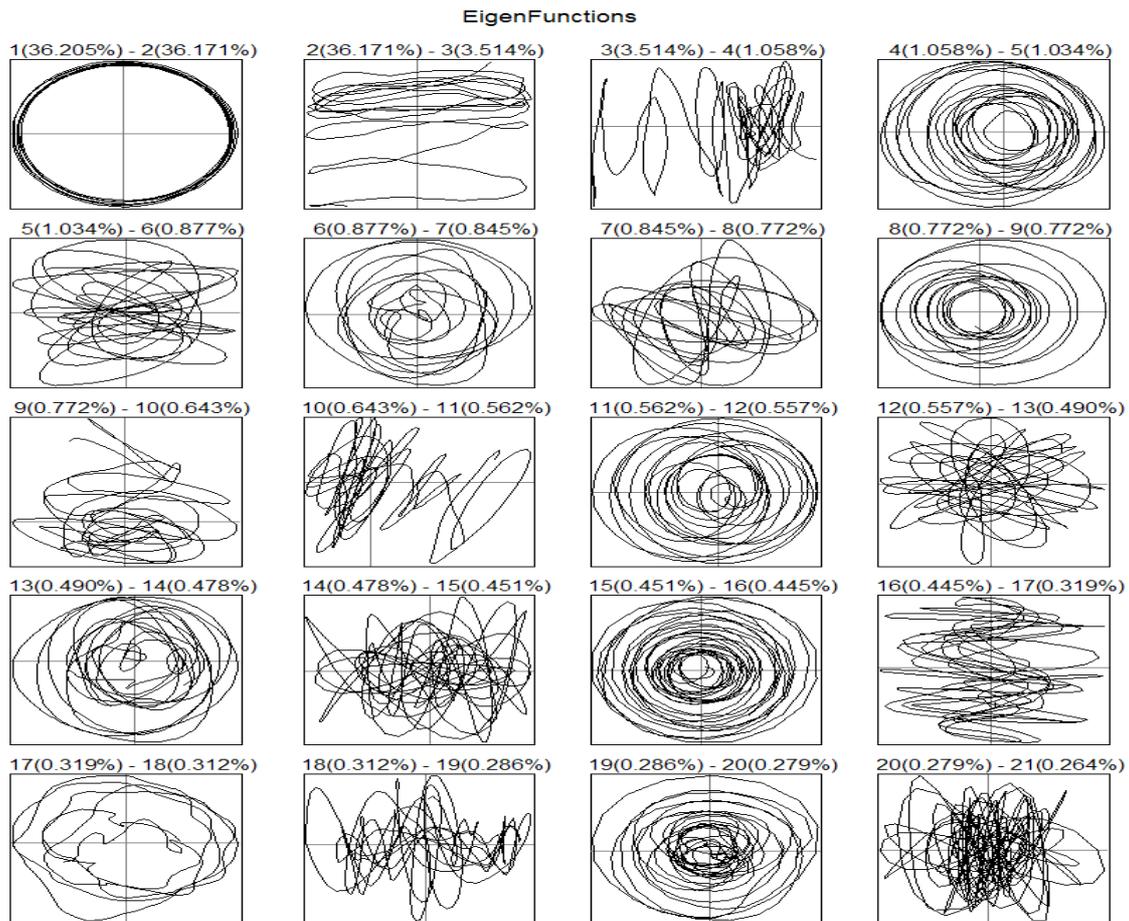


Fig. 5. Scatterplots of the first 20 paired eigenvectors and their contribution.

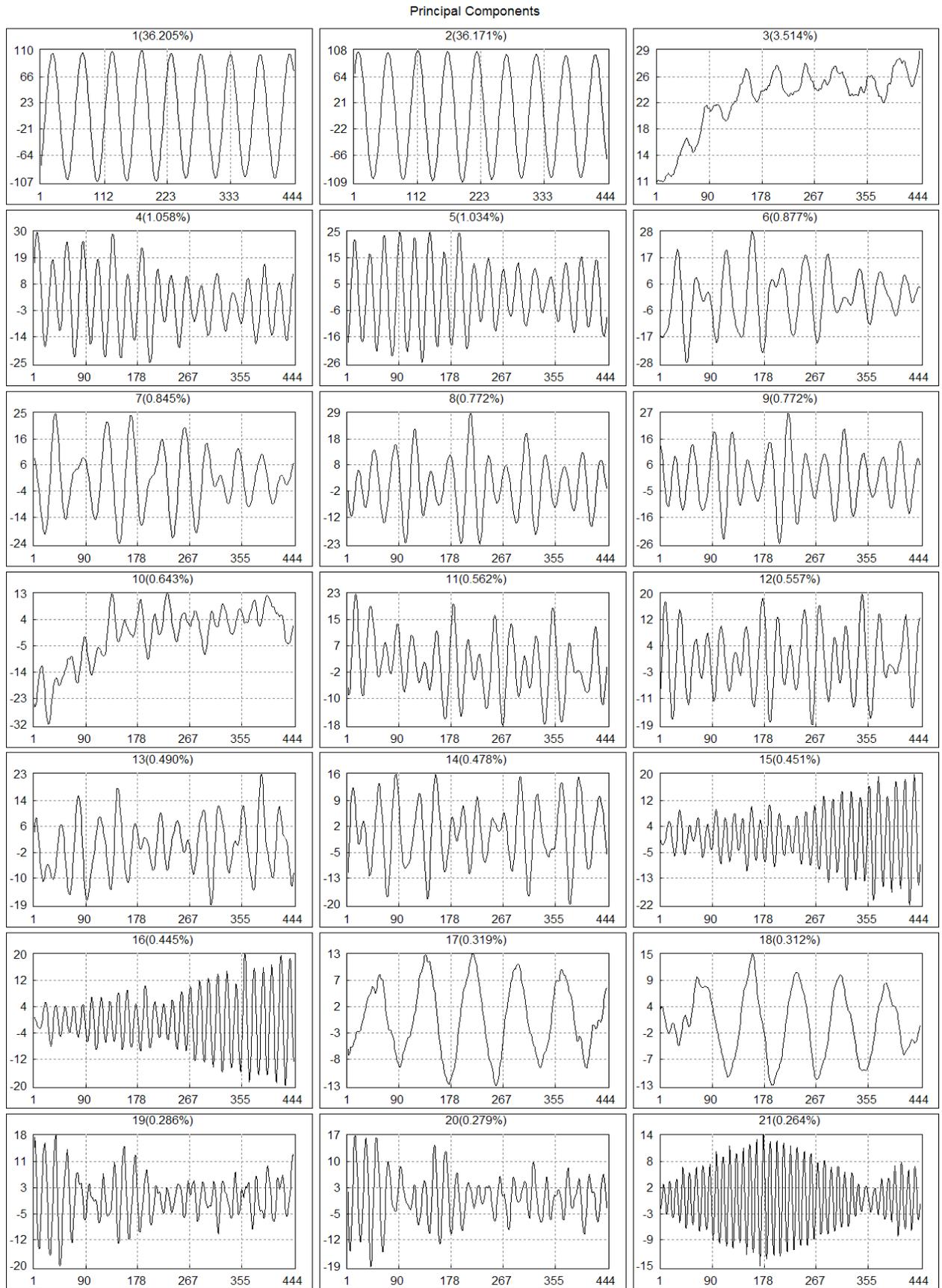


Fig. 6. Principal components related to the first 21 eigentriples and their contribution.

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.

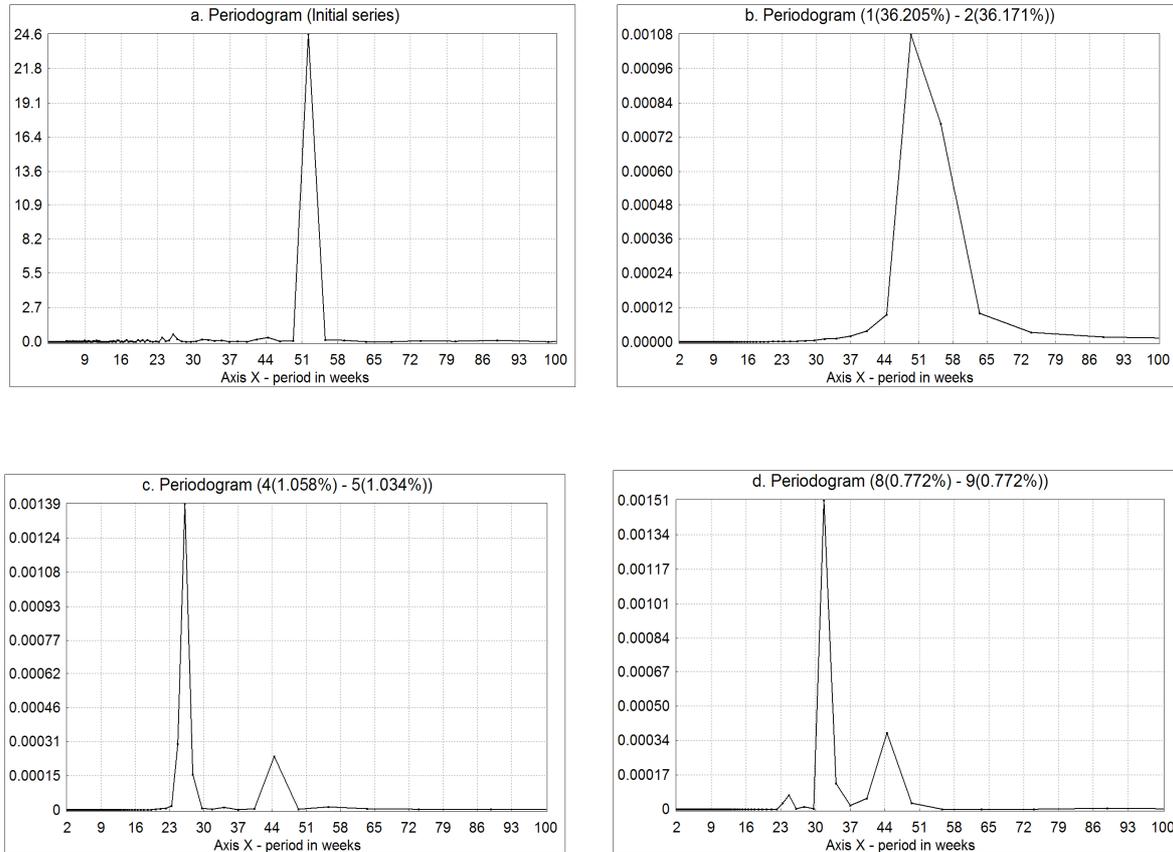


Fig. 7. Periodograms:
(a) original series, (b), (c) and (d) paired harmonic eigenvectors 1-2, 4-5 and 8-9 respectively.

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.

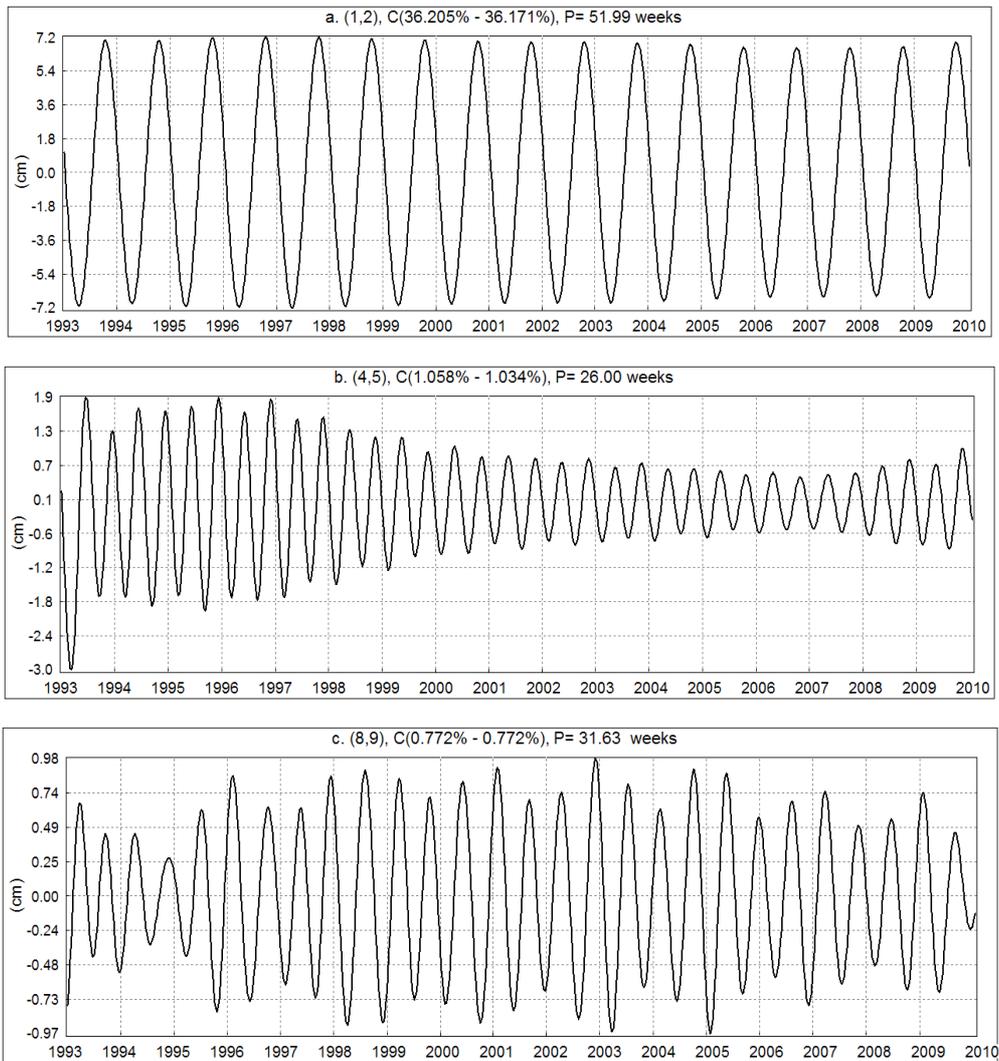


Fig. 8. Reconstruction of harmonics

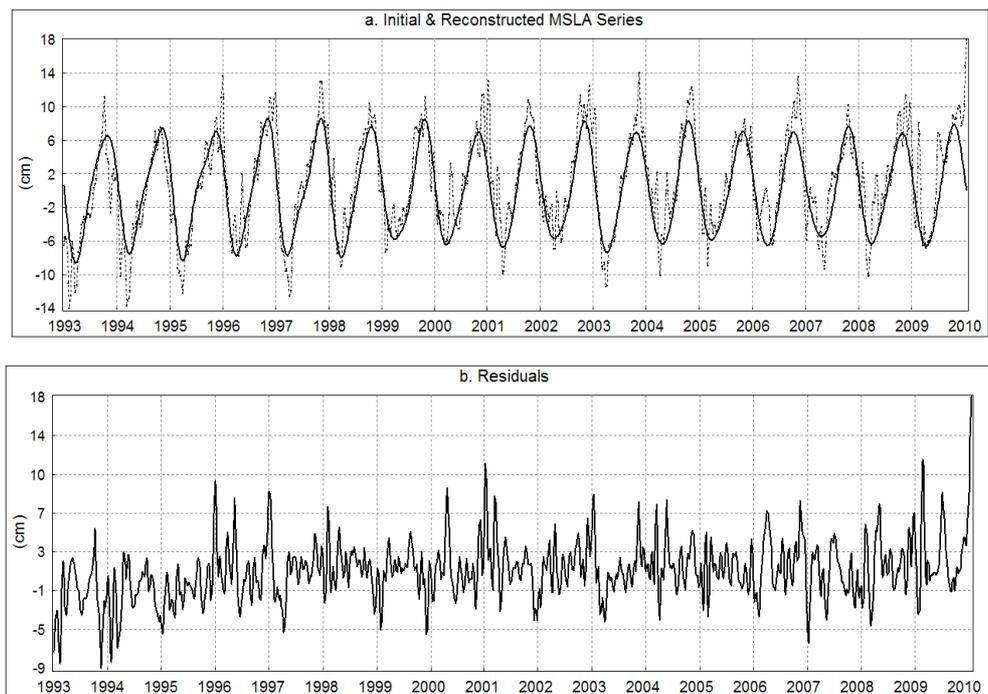


Fig.9. Reconstruction: (a) harmonics, (b) noise

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/>