

Détermination du Niveau Moyen Altimétrique de la Méditerranée Occidentale à partir des Données du Satellite Jason-1

A. Rami, S. Kahlouche
Centre National des Techniques Spatiales, BP 13 Arzew-Oran,
E-mail : ramia@cns.dz , rami_alidz@yahoo.fr
Fax: (041) 47 36 65.

M. Haddad
Institut National de Cartographie et de Télédétection, BP 430, Hussein-Dey 16400 - Alger

Résumé : L'eau est une ressource naturelle très chère et très rare, pour cela il faut trouver des solutions pour la préserver et chercher d'autres moyens voire techniques pour affronter les pénuries d'eau. L'Algérie a adopté une nouvelle politique dans ce domaine cette politique repose sur le dessalement des eaux de mer, cela nécessite la connaissance de la forme de la mer et la compréhension des phénomènes océanographiques et géophysiques.

La forme de la mer peut être déterminée par altimétrie spatiale, la mise en évidence et la compréhension des phénomènes océanographiques et géophysiques qui en découlent représentent aujourd'hui un défi dont la compréhension nécessite la programmation de nombreuses missions successives.

La mission spatiale Jason-1 est prévue pour répondre à ces attentes. L'analyse et le traitement des mesures altimétriques du satellite Jason-1 requiert la recherche d'une très grande exactitude dans la détermination des différents paramètres permettant d'accéder au calcul de la hauteur de la mer au-dessus d'un ellipsoïde de référence.

Dans cet article, nous expliquerons comment les données altimétriques Jason-1 ont été exploitées pour aboutir au calcul d'un géoïde altimétrique précis sur le bassin Méditerranéen. Le modèle de calcul adapté tient en considération les corrections de propagation et les corrections géophysiques.

Mots clés : Altimétrie spatiale, Géoïde, Jason-1, niveau moyen altimétrique, ellipsoïde.

Abstract : Water is an experience and yet a rare natural resource, for this it would be better to find solutions to preserve it and overcome short ages.

Algeria is adopting a new policy in this field which is based on extracting salt from sea water; this can be

only achieved through the knowledge of the sea properties and the comprehension of the oceanographic and geophysics phenomena.

The sea properties can be determined using space altimetry, the knowledge and the comprehension of the oceanographic and geophysics phenomena which result present nowadays a challenge which comprehension necessitates the planning of successive missions.

The satellite space mission Jason-1 requests the search of a large precision of different parameters allowing access to the determination of the sea height over the ellipsoid reference.

In this article, we explain how altimetric data from Jason-1 can be exploited to achieve a precise altimetric geoid on the Mediterranean basin.

The adopted model takes into account the propagation and the geophysics corrections.

1. Introduction

Le dessalement des eaux de mer nécessite la connaissance de la forme de la mer et la compréhension des phénomènes océanographiques et géophysiques.

Le présent article propose une méthodologie de traitement des données altimétriques du satellite Jason-1 dans le souci de déterminer un géoïde altimétrique en Méditerranée Occidentale.

2. La mission JASON-1

JASON-1, qui pèse 500kg, a été lancé le 7 décembre 2001 par une fusée Delta II, depuis la base de Vandenberg, en Californie (États-Unis), basé sur la plateforme Proteus, le satellite JASON-1 embarque cinq instruments (un altimètre, un radiomètre, et trois systèmes de localisations). Il a été lancé à 1300 km de la surface, sur une orbite répétitive à 10 jours.

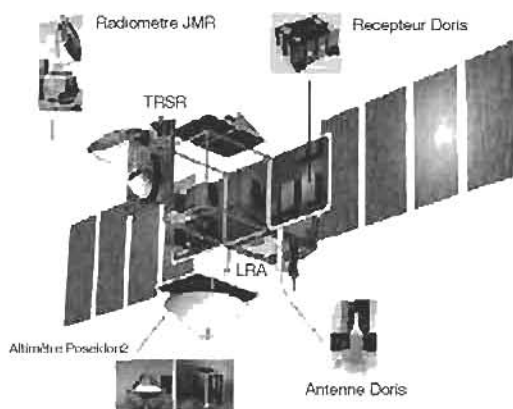


Fig. 1 Le satellite JASON-1

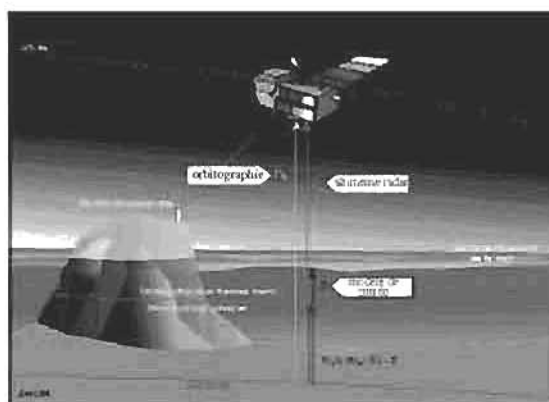


Fig. 2 Principe Géométrique satellite JASON-1

Caractéristiques principales	
Demi-grand axe	7 714.4278 km
Excentricité	0.000095
Inclinaison	66.039°
Données auxiliaires	
Altitude	1 336 km
Répétitivité	9.9156 jours
Nombre de passages	254
Vitesse orbitale	7.2 km/s

3. Principe de l'altimétrie

Le radar envoie des impulsions rectangulaires à une fréquence élevée. L'impulsion retour est reçue dans une fenêtre d'écoute proportionnée par une boucle de poursuite grâce aux mesures antérieures.

Comme chaque impulsion est trop bruitée, on n'analyse que la moyenne de 10 impulsions par seconde.

Le principe de la mesure repose sur le temps de retour de ces impulsions, et le rayon de la tache de réflexion au niveau de la surface de la mer.

JASON-1 effectue les mesures dans les bandes Ku et C.

4. Biais d'erreurs

Le niveau des mers n'est obtenu qu'après correction des mesures altimétriques des erreurs instrumentales, de propagation (Ionosphérique et Troposphérique) et géophysiques (marée, baromètre inverse...)

4.1 Erreurs Instrumentales

Les erreurs d'origines instrumentales sont dues essentiellement aux effets liés à la géométrie du satellite, aux erreurs d'orbite du satellite et au délai de transmission dans les circuits électroniques.

L'effet de l'erreur orbitale est directement visible au niveau des recouvrements entre traces de mesures ascendantes et descendantes (points de croisement). Il est à noter que les données altimétriques Jason-1 fournies par « GDR-M science data record » sont corrigées de toutes erreurs instrumentales, sauf de l'effet du déplacement du centre de gravité qui est une conséquence du mouvement solaire (Aviso, 2001).

4.2 Erreurs de propagation

Les mesures d'altimétrie radar nécessitent de tenir compte avec soin des effets atmosphériques, qu'ils soient dus à la Troposphère (0 à 50 Km d'altitude) ou à l'ionosphère (50 à 1000 Km d'altitude).

La vapeur d'eau absorbe en effet les rayonnements micro-ondes et retarde les impulsions radar. Jason-1 possède donc un radiomètre micro-onde qui effectue des mesures simultanées des concentrations en vapeur d'eau de l'atmosphère. Leur effet peut ainsi être calculé et retranché des données.

De même, les électrons libérés par l'ionisation des gaz de la haute atmosphère, sous l'effet du rayonnement solaire, produisent un retard sur le temps de trajet des micro-ondes.

Ce délai ionosphérique dépend de la fréquence des micro-ondes utilisées. Il peut être corrigé par l'utilisation d'un radar à deux fréquences, ou par un modèle issu de mesures bi-fréquences, grâce au système d'orbitographie Doris.

La correction troposphérique est donnée comme suit (Rummel, 1993) :

Composante sèche :

$$Dry_Corr = 2.227 \cdot 10^5 (1 + 0.0026 \cos(2\varphi)) P_s$$

Composante humide :

$$Wet_Corr = 2.227 \cdot 10^5 \left(\frac{1255}{T_s} + 0.05 \right) E_s$$

Où : φ est la latitude, P_s est la pression au niveau de la mer en Pascal, E_s est la pression partielle de la vapeur d'eau et T_s est la température en °Kelvin.

La correction ionosphérique pour un altimètre bi-fréquence est donnée comme suit (Rummel, 1993) :

$$Iono_Corr = \frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} \frac{40.2 E}{f_1^2} - \frac{f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \frac{40.2 E}{f_2^2}$$

Où: E représente le contenu total en électron, f_1 et f_2 les fréquences.

4.3 Erreurs Géophysiques

a. Vitesse du vent

La vitesse du vent est déduite de l'intensité de l'impulsion réfléchie par la surface de l'océan.

Le vent agit sur les mini-vagues superficielles. Plus le vent est fort et plus l'énergie sera dispersée dans toutes les directions lors de la réflexion, l'écho sera donc plus faible. La mesure de l'énergie de l'écho donne accès à la vitesse du vent (mais pas à sa direction).

Le modèle fonctionnel de calcul de la vitesse du vent est donné par (Stewart, 1985) :

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

Où : U est la vitesse du vent en m/s, σ_{ob} est le coefficient de dispersion biaisé (biased backscatter coefficient) :

$$\sigma_{ob} = \sigma_o + d\sigma \text{ en décibels}$$

Tel que σ_o est le coefficient de dispersion (backscatter coefficient) et $d\sigma$ est le biais qui est ajouté pour adapter les données Geosat : $d\sigma = 0.63dB$

Les coefficients polynomiaux $a_0; a_1; a_2; a_3; a_4$ sont définis d'après le tableau suivant (Aviso, 2001) :

Tableau 1. Coefficients polynomiaux pour le calcul de la vitesse du vent

	$U > 7.30$	$0.01 \leq U \leq 7.30$	$U < 0.0$
σ_o limites	$\sigma_o < 10.8$	$10.8 \leq \sigma_o \leq 19.6$	$19.6 < \sigma_o$
a_0	51.045307042	317.474299469	0.0
a_1	-10.982804379	-73.507895088	0.0
a_2	1.895708416	6.411978035	0.0
a_3	-0.174827728	-0.248668296	0.0
a_4	0.005438225	0.003607894	0.0

b. Biais de l'état de la mer

La hauteur des vagues influe sur la forme de l'impulsion réfléchie vers l'altimètre. Une mer calme avec des petites vagues renvoi une impulsion "concentrée", alors qu'une mer agitée par de hautes vagues retourne un signal plus élargi.

Cet effet dépendant de l'état de la mer appelé «biais de l'état de la mer», peut être estimé en fonction de la fréquence du radar à l'aide de la hauteur significative des vagues et de la vitesse du vent. L'estimation de ce biais dans la bande Ku est donnée comme suit (Rami, 2002) :

$$SSB_{[Ku]} = -SWH_{[Ku]} \left(a_{Ku} + b_{Ku} SWH_{[Ku]} + c_{Ku} U_{[Ku]} + d_{Ku} \left(r \frac{U_{[Ku]}^2}{SWH_{[Ku]}} \right)^{0.5} + e_{Ku} SWH_{[Ku]}^2 + f_{Ku} U_{[Ku]}^2 \right)$$

Pour la bande C : 5.3 GHz

$$SSB_{[C]} = -SWH_{[C]} \left(a_C + b_C SWH_{[C]} + c_C U_{[C]} + d_C \left(r \frac{U_{[C]}^2}{SWH_{[C]}} \right)^{0.5} + e_C SWH_{[C]}^2 + f_C U_{[C]}^2 \right)$$

Tel que : SSB est le biais de l'état de la mer en mètres (Bande Ku et C), SWH est la hauteur significative des vagues en mètres (Bande Ku et C).

U est la vitesse du vent en m/s (Bande Ku et C) et r est proportionnellement constant ($r = 0.026$). rU^2 représente le *SWH* que la vitesse du vent génère (Aviso, 2001).

$a_{[Ku]}, b_{[Ku]}, c_{[Ku]}, d_{[Ku]}, e_{[Ku]}, f_{[Ku]}$ sont les constantes de calibration pour la bande Ku :

$a_{[C]}, b_{[C]}, c_{[C]}, d_{[C]}, e_{[C]}, f_{[C]}$ sont les constantes de calibration pour la bande C (Aviso, 2001) :

Tableau 2. Constantes de calibration des bandes Ku et C

	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>e</i>	<i>f</i>
Ku	0.0029	0.0	0.0038	0.0	0.0	-0.00015
C	0.0038	0.0	0.0038	0.0	0.0	-0.00013

c. Effet barométrique inverse

La surface de la mer tend à répondre hydrostatiquement aux variations de la pression atmosphérique. Cette correction instantanée est calculée à partir de la pression au niveau de la mer qui est obtenue indirectement via la correction Troposphérique sèche (Aviso, 2001) :

$$P_{atm} = \frac{Dry_Corr}{\left[(-2.277) \left(1 + \left(0.0026 \cos \left(2 Lat_Tra \cdot 1.10 \cdot \pi / 180.0 \right) \right) \right) \right]}$$

Où : P_{atm} est la pression au niveau de la mer en mbar, Dry_Corr est la correction Troposphérique sèche en mm et Lat_Tra représente la latitude géodésique.

La correction barométrique inverse est alors : $Inv_Bar = -9.948(P_{atm} - 1013.3)$ en mm.

d. Marée Océanique

Elle représente la réponse de l'océan aux mouvements de la lune, du soleil et des autres planètes. Elle se traduit par un transport des masses d'eau. Cette correction est calculée à partir de modèles globaux de marée : GOT99.2 de l'Université de Texas, USA et le modèle FES 99 de l'Université de Grenoble, France. (Aviso, 2001).

e. 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 (Aviso, 2001).

f. Marée polaire

L'axe de rotation de la terre oscille autour de sa direction nominale avec une période apparente de 12 à 14 mois. Ceci crée une force centrifuge additionnelle qui déplace la surface. Cet effet est indiscernable des marées.

L'effet de marée polaire est calculé facilement en connaissant la position du pôle (Aviso, 2001) :

$$H_Pole = -69.435 \sin(2Lat_Tra) \times$$

$$\left(\begin{aligned} & \left((x_{pôle} - x_{pôle-avg}) \cos Lon_Tra \right) \\ & + \left((y_{pôle} - y_{pôle-avg}) \sin Lon_Tra \right) \end{aligned} \right)$$

Où : H_Pol est la marée polaire en mm, (Lon_Tra , Lat_Tra) sont la longitude et la latitude géodésiques du point de mesure. ($x_{pôle}$, $y_{pôle}$) est la position du pôle.

$x_{pôle_avg} = 0.042$ arc sec, $y_{pôle_avg} = 0.293$ arc sec.

5. Traitement des données altimétriques

5.1 Données utilisées

Les données utilisées sont celles fournies par Aviso sur CD : « Jason-1 and TOPEX/POSEIDON GDR products », Numéro du volume : « GDR_JAI_TP_a_015_1 » (27 Avril – 25 juin 2004). Les cycles Jason-1 sont : 085, 086, 087, 088, 089 et 090.

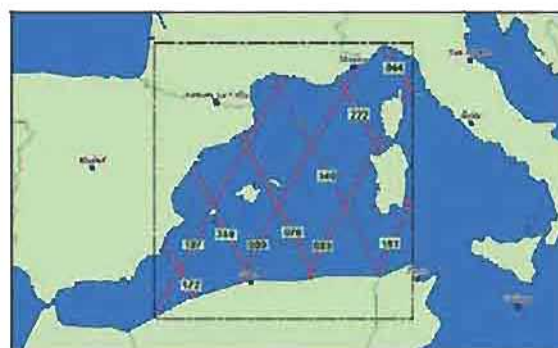


Fig. 3 Traces du satellite Jason-1 couvrant la zone de calcul

5.2 Correction des écarts aux points de croisement

Le point de croisement est l'intersection de deux arcs : un ascendant et l'autre descendant. A ces points de croisement coïncident donc deux mesures différentes du niveau de la mer. L'écart entre ces deux mesures doit être corrigé et réparti sur l'ensemble des mesures des deux profils.

La méthode utilisée pour la réparation de cet écart sur les profils altimétriques est la méthode d'interpolation polynomiale, dont le principe est le suivant (Haddad, 2004):

Soient N points de croisement d'un même profil altimétrique $y_1 = f(x_1), y_2 = f(x_2), \dots, y_N = f(x_N)$ ou les y_i représentent les corrections à apporter aux points de croisement et les x_i les longitudes des points de croisement. La correction orbitale pour un point du profil de longitude x sera alors exprimée par la formule classique de Lagrange comme suit :

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

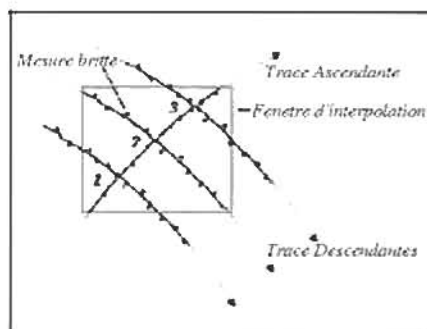


Fig. 4 Points de croisement entre arc ascendant et arcs descendants

5.3 Modèle de calcul de la surface altimétrique

La formulation du modèle de calcul des hauteurs (H) de la surface altimétrique est donnée comme suit :

$$h = H_p_Sat - (H_Alt + \Sigma)$$

Tel que :

H_p_Sat : Altitude CNES du satellite par rapport à l'ellipsoïde de référence GRS80 ;

H_Alt : Altitude du satellite par rapport à la surface de la mer ;

Σ : ensemble des corrections à apporter sur la mesure altimétrique

$$\Sigma = CG_Range_Corr + Dry_Corr_SSB_corr_kl + Wet_Corr + Iono_Corr_kl + INV_Bar + H_Eot_FES + H_Set + H_Pol$$

Où :

CG_Range_Corr : Correction de l'effet de déplacement du centre de gravité ;

Dry_Corr : Correction Troposphérique sèche

Wet_Corr : Correction Troposphérique humide ;

$Iono_Corr$: Correction Ionosphérique ;

SSB_Corr_kl : Biais de l'état de la mer dans la Bande Ku ;

INV_Bar : Effet barométrique inverse ;

H_Eot_FES : Marée océanique calculée d'après le modèle FES 95.2 ;

H_Set : Marée terrestre ;

H_Pol : Marée polaire.

6. Résultats

Le nappage des profils moyens corrigés de l'erreur d'orbite par une grille régulière de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (en longitude et en latitude) permet d'avoir une surface moyenne.

La méthode utilisée est l'interpolation linéaire (triangulation de DELAUNAY) : qui a été utilisée pour exclure les régions qui n'ont pas été observées par altimétrie.

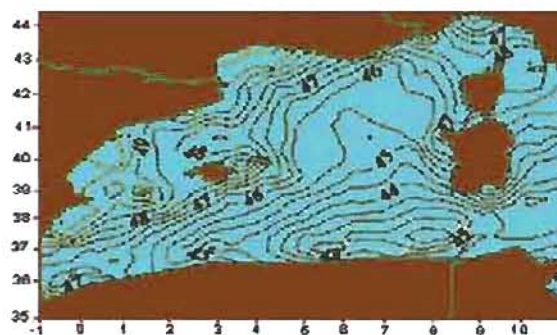


Fig. 4 Surface altimétrique déterminée par Jason-1

7. Conclusion

La mission Jason-1 a permis un progrès historique dans l'amélioration de la précision et de l'exactitude tant du point de vue de l'orbitographie que du point de vue de la détermination de la surface topographique de la mer. Dans le domaine de la géodésie spatiale et de ces applications, il s'agit d'un événement majeur.

L'utilisation des données altimétrique de Jason-1 nous a permis de déterminer une surface altimétrique moyenne sur la Méditerranée Occidentale, dont la résolution spatiale entre profils altimétriques est de l'ordre de 119 Km.

Pour l'amélioration de la précision de la solution, on va utiliser d'autres cycles Jason-1.

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier le CLS/CNES – France, pour leurs avoir fournis les CD de données : « Jason-1 and TOPEX/POSEIDON GDR products ».

Références

AVISO and PODAAC User Handbook, 2003. IGDR and GDR Jason Products SMM-MU-M5-OP-13184-CN (AVISO), JPL D-21352 (PODAAC)
Bonfond, P., 1994. 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

Botton, S., 2001. Introduction à la Géodésie. Ecole National des Sciences Géographiques, 2001
Chouteau, M., Géophysique appliquée I – Gravimétrie. Ecole Polytechnique Montréal
Haddad, M., 2004. Détermination du Géoïde par Intégration des Données Gravimétriques et Altimétriques Mémoire de Magistère, Centre National des Techniques Spatiales
Rami, A., 2002. Détermination précise du géoïde marin à partir des données TOPEX/POSEIDON et comparaison avec un géoïde local gravimétrique Mémoire de Magistère, Centre National des Techniques Spatiales
Rummel R., 1993. Satellite altimetry in geodesy and oceanography, Lecture Notes in Earth Sciences, 50, Springer-Verlag, 453-466, 1993.
Stewart Robert H., 1985. Methods of satellite oceanography, University of California Press- ISBN 0-520-04226-3
Numerical Recipes, Cambridge University Press, ISBN 0 521 43719 9.