

Détermination du Géoïde Altimétrique à Partir des Données Topex/Poseidon (Cycles 365 et 366) sur le Bassin Méditerranéen

Par M. Haddad, S. Kahlouche, A. Rami

Division de Géodésie
Centre National des Techniques Spatiales
BP 13 Arzew-Oran

ملخص :

يعرف الجيود اهتماما مجددا منذ قدوم تقنية تحديد المواقع الدقيقة عن طريق الأقمار الاصطناعية، خاصة لإنجاز التسوية عن طريق أجهزة تحديد المواقع الدولية GPS. إن مرفاعية الأقمار الاصطناعية المعتمدة على القياس الراداري للمسافة بين قمر صناعي معروف المدار بدقة كبيرة و سطح الانعكاس المشكل من طرف المحيطات تسمح بالحصول مباشرة على جيود على مستوى البحر. في هذا المقال، سنعرض منهجية استغلال معطيات المرفاعية Topex/Poseidon (دورات 365 و 366) لتحديد جيود مرفاعي دقيق Topex-N على مستوى حوض البحر الأبيض المتوسط. النموذج الحسابي المستعمل يأخذ في الاعتبار مختلف تصحيحات الانتشار و الظواهر الجيوفيزيائية. مقارنة السطح الناتجة مع جيود مرفاعي متوسط (OSUMSS95) و سطح مستنتج من نموذج géopotentiel إجمالي منسق (JGM3/OSU91A) أعطت فوارق ديسيمترية تمكن من إثبات صحة المقاربة المنهجية المطورة.

Résumé :

Le géoïde connaît un regain d'intérêt depuis l'avènement du positionnement précis par satellite, en particulier pour réaliser du nivellement par GPS. L'altimétrie satellitaire, basée sur la mesure radar de la distance entre un satellite d'orbite connue avec une grande précision et la surface de réflexion constituée par les océans permet l'acquisition directe du géoïde en mer. Dans cet article, nous présenterons la méthodologie d'exploitation des données altimétriques Topex/Poseidon (cycles 365 et 366) pour la détermination d'un géoïde altimétrique précis « Topex-N » sur le bassin Méditerranéen. Le modèle de calcul adopté prend en considération les différentes corrections de propagation et les phénomènes géophysiques. La comparaison de la surface obtenue avec un géoïde altimétrique moyen (OSUMSS95) et une surface déduite du modèle géopotentiel global combiné (JGM3/OSU91A), a fourni des écarts décimétriques qui permettent de valider l'approche méthodologique développée.

Mots clés : Géoïde altimétrique, Topex/Poseidon, Méditerranée.

Abstract :

The geoid knows a renewal of interest since the advent of the precise positioning by satellite, in particular to achieve levelling by GPS. Satellite altimetry, based on the radar measure of the distance between a satellite of known orbit with a high precision and the surface of reflection constituted by oceans, permits the direct acquirement of the geoid in sea. In this article, we will present the methodology of altimetric data exploitation Topex/Poseidon (365 and 366 cycles) for the determination of a precise altimetric geoid, "Topex-N" on the Mediterranean basin. The model of calculation adopted takes in consideration the different corrections of propagation and the geophysical phenomena. The comparison of the surface obtained with a middle altimetric geoid (OSUMSS95) and a surface deduced from the combined global geopotential model (JGM3/OSU91A), has provides decimetric gaps that permit to validate the developed methodological approach.

1. Introduction

L'altimétrie spatiale s'est développée dès la fin des années 70 avec les missions Geos 3 (1975), Seasat (1978) puis Geosat (1985-1989). L'essentiel des études basées sur ces missions a concerné la mesure du géoïde marin et les applications à la structure de la lithosphère océanique et du manteau supérieur. Au début de la décennie 1990, se sont développées les premières applications océanographiques de l'altimétrie grâce aux missions franco-américaines Topex/Poseidon (1992-) et européennes ERS-1 (1991-) et ERS-2 (1995-) (Lettre de CNES, 1992).

De nombreux travaux sur les différentes corrections géophysiques (marées, troposphère, pente pour les surfaces

continentales et surtout sur le calcul de l'orbite du satellite) ont permis d'améliorer de façon spectaculaire la précision de détermination de la hauteur instantanée de la mer, ouvrant de nombreux champs d'application en océanographie.

En décembre 2001, a été lancé le successeur de Topex/Poseidon : JASON-1. Cette mission altimétrique aux caractéristiques similaires à celle de Topex/Poseidon permet d'obtenir de longues séries temporelles de la hauteur de la mer, très utiles pour étudier des signaux inter annuels associés aux événements El Niño ou encore à l'oscillation Nord Atlantique, ainsi que l'évolution du niveau moyen global de la mer. La plateforme européenne ENVISAT lancée en mars 2002, contribue aussi à cet objectif.

2. La 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. Ce satellite permet l'étude altimétrique des océans grâce à un radar altimètre et un système de positionnement Doris très performant embarqué en complément au récepteur GPS et au réflecteur Laser.

Cette mission est la première de son genre où l'on a cherché à obtenir une très grande précision sur la détermination du mouvement orbital du satellite : en moyenne 5 à 10 cm sur la composante radiale. Il est ainsi possible de mesurer avec une précision centimétrique les moindres variations de hauteur du niveau de la mer (Aviso, 1996).



Fig. 1 : Le satellite Topex/Poseidon

Les caractéristiques de Topex/Poseidon sont :

- Altitude 1336 km ,
- Orbite circulaire inclinée à 66° ,
- Poids : 2,4 tonnes ,
- Une période de 112 minutes ,
- Cycle orbital de 10 jours ,
- Couvre 90% des océans ,
- 50 000 mesures par jour ,
- Une carte globale du niveau des océans tous les 10 jours.

3. Principe de calcul du niveau de la mer

Le radar altimètre embarqué à bord d'un satellite émet un signal à très haute fréquence à la verticale de celui-ci en direction du sol, et reçoit en retour l'écho réfléchi par la surface de la mer. L'analyse de l'écho permet d'extraire une mesure très précise du temps de trajet aller-retour entre le satellite et la surface de la mer. L'analyse de l'écho permet d'extraire une mesure très précise du temps de trajet aller-retour entre le satellite et la surface de la mer. Ce temps est ensuite transformé en distance par simple multiplication par la vitesse de la lumière, vitesse à laquelle se propagent les ondes électromagnétiques émises. La hauteur de la mer est donc égale à la différence entre la distance satellite-surface et la position du satellite par rapport à l'ellipsoïde de référence.

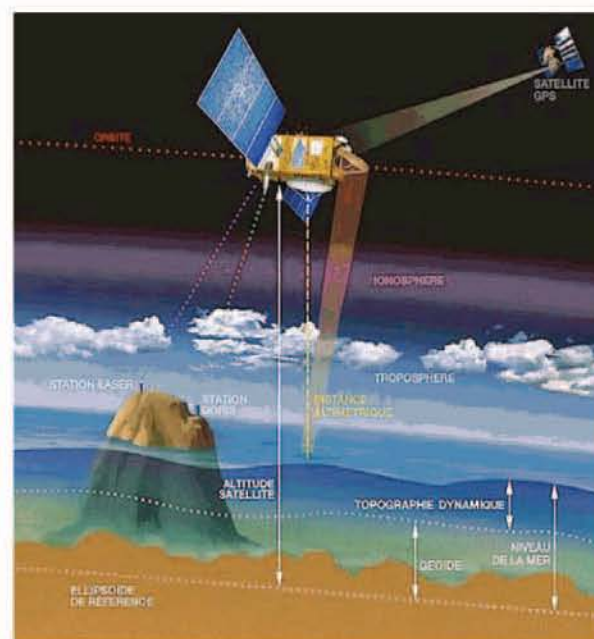


Fig. 2 : Principe géométrique de l'altimétrie

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 recoupements entre traces de mesures ascendantes et descendantes (points de croisement). Il est à noter que les données altimétriques Topex/Poseidon fournies par « GDR-M science data record » sont corrigées de toutes les erreurs instrumentales, sauf de l'effet du déplacement du centre de gravité qui est une conséquence du mouvement solaire (Aviso, 1996).

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. Topex/Poseidon 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, c'est la solution choisie par les Américains pour l'altimètre Topex, ou par un modèle issu de mesures bi-fréquences, c'est la solution choisie par le CNES pour l'altimètre Poseidon 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 sèche :

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

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 degré.

La correction ionosphérique pour un altimètre bi-fréquence est donnée par (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 (TEC), f_1 et f_2 les fréquences.

4.3 Erreurs Géophysiques

4.3.1 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) :

$$\sigma_{ob} = \sigma_0 + d\sigma \text{ en décibels}$$

Tel que σ_0 est le coefficient de dispersion (backscatter coefficient) et $d\sigma$ est le biais qui est ajouté pour adapter les données Geosat. La valeur du biais est la même pour les altimètres Topex et Poseidon : $d\sigma = -0.63 \text{ dB}$

Les coefficients polynomiaux a_0 , a_1 , a_2 , a_3 , et a_4 sont définis d'après le tableau suivant (Aviso, 1996) :

	$U > 7.30$	$0.01 \leq U \leq 7.30$	$U = 0.0$
σ_{ob} limites	$\sigma_{ob} < 10.8$	$10.8 \leq \sigma_{ob} \leq 19.6$	$19.6 < \sigma_{ob}$
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

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

4.3.2 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 renvoie 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 d'après le modèle empirique « BM4 » est donnée comme suit (Gaspard & al, 1994) :

Pour la bande Ku : 13.6 GHz :

$$SSB_{[Ku]} = SWH_{[Ku]} (a_1 + a_2 U + a_3 U^2 + a_4 SWH_{[Ku]})$$

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

L'estimation des paramètres a_i est donnée dans le tableau suivant (Gaspard & al, 1994) :

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

Tableau 2 : Estimation des paramètres a_i pour le calcul du biais électromagnétique

Une seconde évaluation de SSB dans les deux bandes Ku et C a été choisie par la NASA pour l'altimètre Topex. Cette évaluation sous forme d'une série d'ordre deux montre les diverses dépendances possibles entre les observables altimétriques (Aviso, 1996) :

Pour la bande Ku : 13.6 GHz

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

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 constant ($r = 0.026$).

$r U^2$ représente le SWH que la vitesse du vent génère (Aviso, 1996).

$a_{[Ku]}, b_{[Ku]}, c_{[Ku]}, d_{[Ku]}, e_{[Ku]}, f_{[Ku]}$ 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, 1996) :

	<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

Tableau 3 : Constantes de calibration des bandes Ku et C pour Topex.

4.3.3 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, 1996) :

$$P_{_atm} = \frac{Dry_Corr}{\left[(-2.277) \left(1 + \left(0.0026 \cos \left(2 Lat_Tra \cdot 1.10^{-4} \pi / 180.0 \right) \right) \right) \right]}$$

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 :

$$Inv_Bar = -9.948 (P_{_atm} - 1013.3) \text{ en mm.}$$

4.3.4 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 : CSR 3.0 de l'Université de Texas, USA ou le modèle FES 95.2 de l'Université de Grenoble, France (Aviso, 1996).

4.3.5 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, 1996).

4.3.6 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 en connaissant la position du pôle (Aviso, 1996) :

$$H_Pole = -69.435 \sin(2Lat_Tra) \times \left(\begin{aligned} &\left((x_{Pole} - x_{Pole-avg}) \cos Lon_Tra \right) \\ &+ \left((y_{Pole} - y_{Pole-avg}) \sin Lon_Tra \right) \end{aligned} \right)$$

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.

$$X_{pôle_avg} = 0.042 \text{ arc sec, } Y_{pôle_avg} = 0.293 \text{ arc sec.}$$

5. Traitement et analyses

L'évaluation des hauteurs du géoïde altimétrique à partir des données Topex/Poseidon s'est faite sur une zone recouvrant toute la Méditerranée : zone comprise entre $30^\circ \leq \varphi \leq 50^\circ$ et $-10^\circ \leq \lambda \leq 45^\circ$.

Nous nommerons ce géoïde « *Topex-N* ».

5.1 Données utilisées

Les données utilisées (GDR-M passfiles) sont celles fournies par Aviso sur CD MERGED TOPEX/POSEIDON, Numéro du volume : AVMGD_122_2, contenant deux cycles Topex/Poseidon : 365 (11-21/08/2002) et 366 (21-31/08/2002). Les numéros d'arcs utilisés pour cette application sont illustrés dans la figure suivante :

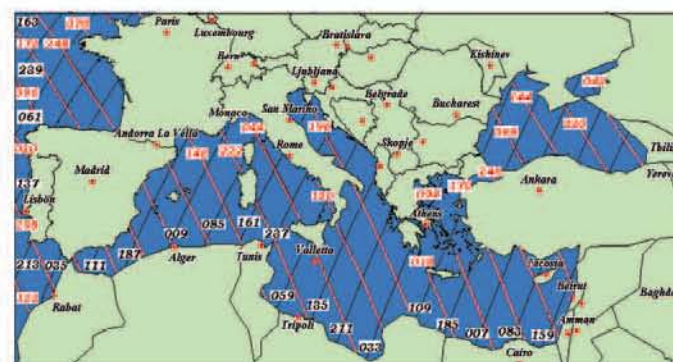


Fig. 3 : Traces (arcs) du satellite Topex/Poseidon couvrant la Méditerranée.

Les données brutes de chacun des deux cycles en format binaire / VAX comportent :

- les fichiers d'enregistrements géophysiques;
- le fichier des points de croisement « Crossover point file » ;
- les fichiers d'éphémérides CNES et NASA « Orbite ephemeris files ».

Du fait que l'exploitation directe des données des CD MERGED TOPEX/POSEIDON sous leurs format d'origine est impossible sous environnement Windows, un programme de lecture et de transformation du format des données a été élaboré. Ce programme nommé *Read-Top V1.0* (Haddad, 2004) et écrit avec le compilateur Fortran PowerStation 4.0 est basé sur les sous-programmes de lecture Aviso sous système Unix.

5.2 Modèle de calcul de la hauteur du géoïde altimétrique

La formulation du modèle de calcul des hauteurs (N) du géoïde altimétrique est donnée comme suit :

$$N = HP_Sat - (H_Alt + \Sigma)$$

Tel que :

HP_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 ;

$$\Sigma = CG_Range_Corr + Dry_Corr + Wet_Corr + Iono_Corr_k1 + INV_Bar + H_Eot_FES + H_Set + H_Pol$$

où :

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

Dry_Corr : Correction Troposphérique, composante sèche

Wet_Corr : Correction Troposphérique, composante humide ;

Iono_Corr : Correction Ionosphérique ;

SSB_Corr_k1 : Biais de l'état de la mer calculé d'après le modèle BM4 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.

5.3 Traitement des données

Le traitement des données Topex a été effectué grâce au développement, sous Fortran PowerStation 4.0, d'un programme nommé *Topex-DZ V1.0* (Haddad, 2004), qui regroupe toutes les étapes nécessaires définies par la modélisation adoptée et qui est constitué des routines suivantes :

- *Filtre-N* : Calcule et filtre la hauteur du géoïde altimétrique ;
- *Point-CR* : Détermine la position des points de croisement et les différences de la hauteur du géoïde altimétrique aux points de croisement ;
- *Correc-N* : d'après la méthode d'interpolation polynomiale, ce programme ajuste les données des arcs selon les différences de la hauteur du géoïde altimétrique aux points de croisement.

Pour cette application, chacun des deux cycles (365 et 366) est traité indépendamment de l'autre. Par suite une combinaison des deux cycles a été effectuée. Les résultats ainsi obtenus ont été comparés avec l'OSUMSS95 (surface moyenne calculée à partir des mesures altimétriques d'une année Topex, une année ERS 135-day, une année Geosat ERM et le premier cycle de ERS1 168-day) et le JGM3/OSU91A (modèle géopotential global combiné entre JGM3 au degré 70 et l'OSU91A du degré 71 au degré 360).

5.4 Résultats

Les statistiques sur la détermination du géoïde altimétrique *Topex-N* sont données comme suit :

- Nombre d'arcs traités : 71
- Nombre total de points : 7477
- Nombre de points retenus : 6822
- Taux de rejet : 8,76 %
- Différence minimale par rapport à OSUMSS95 : -1.02 m
- Différence maximale par rapport à OSUMSS95 : 1.16 m
- Différence minimale par rapport à JGM3/OSU91A : -1.15 m
- Différence maximale par rapport à JGM3/OSU91A : 1.08 m
- RMS par rapport à OSUMSS95 : 0.11 m
- RMS par rapport à JGM3/OSU91A : 0.45 m

Le tracé de courbes *Topex-N* effectué par la méthode Kriging - Surfer 7.0 est présenté par la figure suivante :

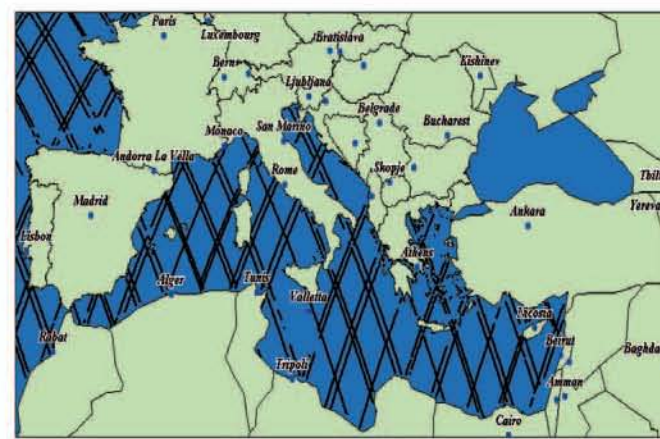


Fig. 4 : Points retenus - Cycle 365 & Cycle 366

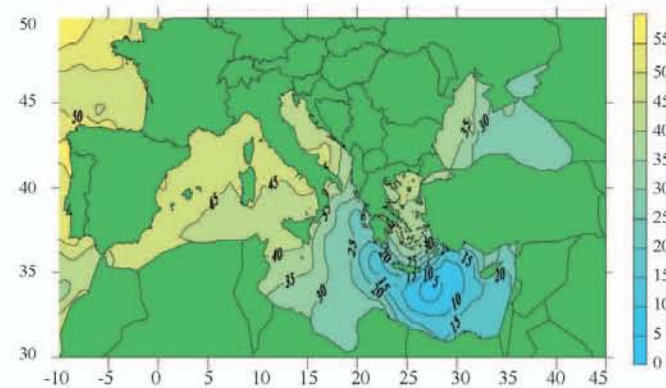


Fig. 5 : Géoïde altimétrique *Topex-N*, en mètres

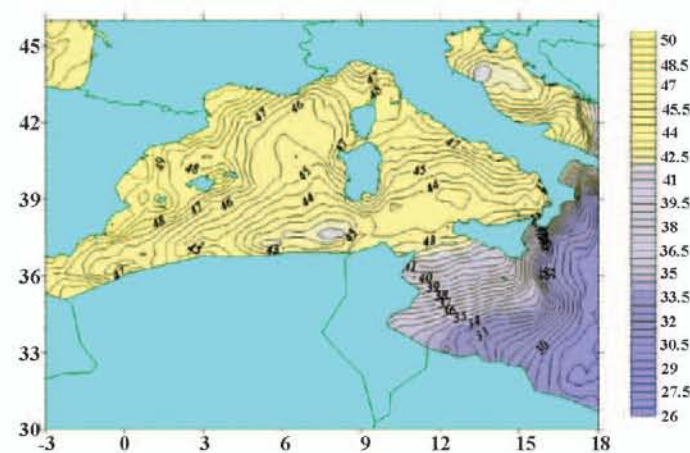


Fig. 6 : Extrait du Géoïde altimétrique *Topex-N* en Méditerranée Occidentale. Equidistance de 0.5 m.

5.5 Validation

La comparaison de *Topex-N* par rapport à OSUMSS95 et à JGM3/OSU91A montre des dérives assez faibles en moyenne de 11 cm et 45 cm (erreur quadratique moyenne) respectivement et une proximité des résultats avec la réalité.

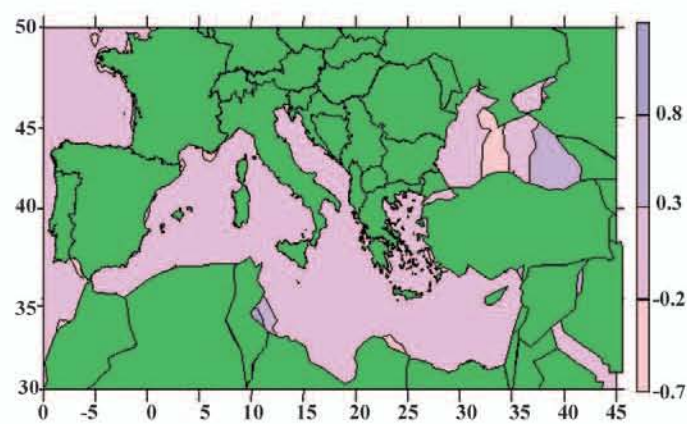


Fig. 7 : Ecart en mètres entre Topex-N et OSUMSS95

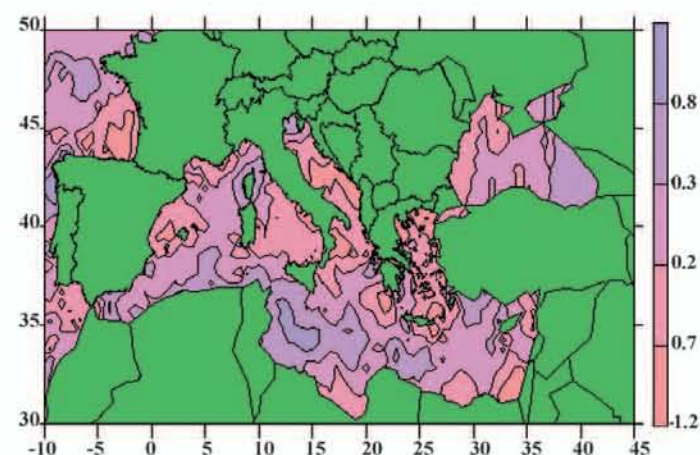


Fig. 8 : Ecart en mètre entre Topex-N et JGM3/OSU91A

6. Conclusion

A partir des données expérimentales sur deux cycles (365 et 366), l'altimétrie Topex/Poseidon, a permis le long des profils de mesure du satellite, d'acquérir la hauteur ellipsoïdale de la surface de la Méditerranée avec une précision de l'ordre décimétrique.

Bien que les données Topex/Poseidon utilisées ne représentent que deux cycles, il a été possible néanmoins de définir un modèle physique quasi-exhaustif de la détermination du géoïde marin à partir de données altimétriques et de maîtriser les différents aspects du traitement, à savoir la lecture des données binaires GDR, le choix du modèle de calcul,...

En outre, les différents programmes écrits permettront aisément de traiter et d'intégrer d'autres cycles Topex/Poseidon, lors de la phase d'obtention d'une surface sur une longue période et d'autre part d'insérer d'autres jeux de données issus des nouvelles missions spatiales, comme JASON.

Les résultats obtenus, par comparaison avec des solutions existantes soit au niveau global (modèle de géopotential) soit déduites d'antérieures couvertures altimétriques issues d'autres missions spatiales (ERS, Geosat,...), permettent de fournir un produit préliminaire sur la zone d'étude. La proximité des résultats obtenus avec la solution de référence est de l'ordre décimétrique permet d'envisager des solutions plus fines par rapport à la quantité des données, à leur qualité et à leur nature.

7. Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier Pr P. Vincent de CLS/CNES pour avoir mis à leur disposition les données Topex-Poseidon (CD MERGED).

8. Références bibliographiques :

- [1] **Aviso user handbook** (1996). Merged Topex/Poseidon products (GDR-Ms).). AVI-NT-02-101-CN, édition 3.3-1996.
- [2] **Gaspard, P., F. Ogor, Le Traon, O. Z. Zanif** (1994). Estimating the sea state bias of the TOPEX/POSEIDON altimeters from crossover difference. Topex/Poseidon special issue.
- [3] **Haddad, M** (2004). Détermination du géoïde en Algérie du Nord par intégration des données gravimétriques et altimétriques. Mémoire de Magister en Techniques Spatiales et Applications – CNTS (en préparation juin 2004).
- [4] **Kahlouche S., Kariche M.I, Benahmed Daho S.A** (1998). Comparison between altimetric and gravimetric geoid in the south - west mediterranean basin – in 'Geodesy on the move' - International Association of Geodesy Symposia Vol 119 [pp 281-287] – ISBN 3-540-64605- Springer Verlag Editor, 1998.
- [5] **Kahlouche S., Rami A., Benahmed Daho S.A,** (2003). Topex Altimetric Mean Sea Level and Gravimetric Geoid in the North of Algeria in International Association of Geodesy Symposia – Volume 126 [pp 73-82] – ISSN 0939-9585 Springer Verlag Editor, 2003.
- [6] **Lettre du CNES N°139** (1992). Lancement de TOPEX/POSEIDON.
- [7] **Rummel, R** (1993). Satellite altimetry in geodesy and oceanography. Lecture Notes in Earth Sciences, 50, Springer-Verlag, [pp 453-466].
- [8] **Stewart Robert H** (1985). Methods of satellite oceanography University of California Press. +ISBN 0-520-04226-3.