

Résultats préliminaires relatifs à la détermination d'un géoïde du Nord de l'Algérie

Par Mohamed Aissa MESLEM

Institut National de Cartographie et Télédétection
123, rue de Tripoli, BP 430, Hussein Dey, Alger, Algérie
meslem_ma@hotmail.com

ملخص:

هذا التقرير يعرض بطريقة موجزة تقدير لشبه الجيويد الجانبي لشمال الجزائر، مرتكز فقط على معطيات أرضية. لقد تم الحساب أساسا على مجموعة من النقاط للجاذبية يقدر عددها الكلي بـ 2478، 2473 نقطة قياس مستمدة من ملف EOL للمكتب العالمي للجاذبية (م.ع.ج) و خمسة نقاط إضافية لقياس الجاذبية المطلقة تم إنجازها حديثا من قبل المعهد الوطني للخرائط والكشف عن بعد. كل هذه القياسات حولت إلى النظام المرجعي الجيوديزي GRS 80. الطريقة ارتكزت أساسا على تقنية (سحب/ إرجاع) و أصلية Stokes مقيمة بتحويل فوري سريع باستعمال النموذج الأرضي للجاذبية OSU91A (R.H.Rapp & al., 1991) و النماذج الرقمية للأسطح المستمدة من شبكة GTOPO30 التي توفرها الوكالة الوطنية للتصوير الفضائي والخرائط للولايات المتحدة الأمريكية (NIMA). تمت معالجة كل المعطيات باستعمال البرنامج GRAVSOFIT و برامج المصلحة العالمية للجيويد. في إطار هذا العمل، تم القيام بمقارنتين، الأولى تمثلت في مقارنة و تكييف الحل لـ 43 نقطة للتسوية بواسطة GPS و الثانية لـ 3160 موجة لشبه الجيويد (أوربا، شمال إفريقيا، جيويد رقم 1) التي تم حسابها من طرف ألم.ع.ج، (J.P.Barriot).

Résumé :

Cet article présente d'une manière succincte, une procédure d'estimation d'un quasi-géoïde gravimétrique pour le Nord de l'Algérie, basée uniquement sur des données terrestres. Le calcul a été réalisé à partir d'un ensemble de valeurs gravimétriques au nombre total de 2478, 2473 points de données provenant du fichier EOL du Bureau Gravimétrique International (B.G.I), augmenté de cinq points absolus gravimétriques déterminés récemment par l'Institut National de Cartographie et Télédétection (I.N.C.T). Toutes ces données ont été transformées dans le système de référence géodésique GRS-80. L'approche du problème a été basée sur la technique du terrain résiduel et celle de l'intégrale de Stokes évaluée à l'aide de la Transformée de Fourier rapide (FFT), utilisant comme modèle de géopotentiel l'OSU91A (R.H.Rapp & al., 1991) et des MNT dérivés de la grille GTOPO30, fournie par la NIMA, l'Agence Nationale de l'Imagerie et de la Cartographie des USA. La réalisation de ce travail a été effectuée à l'aide du logiciel GRAVSOFIT ainsi que des programmes et logiciels de l'IGeS. La solution a été comparée puis adaptée aux anomalies d'altitudes déduites de 43 points GPS et de nivellement géodésique du réseau du premier ordre. Une comparaison a été faite avec le géoïde Europe Afrique du Nord, Géoïde numéro 1, EANG1 calculé par le B.G.I (J.P.Barriot), 3160 hauteurs de géoïdes dans la zone considérée (Nord de l'Algérie) que nous avons converties en anomalies d'altitudes au moyen d'anomalies de Bouguer sur les 2478 points.

Abstract:

This paper present in a brief manner a gravimetric quasi-geoid determination for the Northern region of Algeria, based solely on terrestrial data. The calculation has been achieved by a set of gravimetric values to the total number of 2478, 2473 data points from the EOL file of the International Gravimetric Bureau (B.G.I) augmented with five absolute gravimetric points achieved lately by the National institute of Cartography and Remote Sensing (I.N.C.T). All these data have been transformed to the reference geodetic system GRS-80. The approach of the problem has been based on the (remove/restore) procedure and the Stokes formula, evaluated by the Fast Fourier Transformed (FFT), using the OSU91A (R.Rapp & al. 1991) spherical harmonic model, and derived digital elevation model from GTOPO30, provided by the National imagery and Mapping agency (N.I.M.A), the realization of this work has been done with help of GRAVSOFIT package and the IGeS programs and softwares. The solution has been compared and adapted to 43 height anomalies, deducted from GPS observations and geodetic levelling. A comparison has also been done with the geoid Europe North Africa, Geoid Number 1, EANG1 calculated by the B.G.I (J.P.Barriot), 3160 geoid heights in the area under study (North of Algeria) that we have converted to heights anomalies by means of Bouguer anomalies over the 2478 points.

I- Introduction:

La région du Nord de l'Algérie dispose d'une quantité de données gravimétriques relativement importante contrairement au centre et à quelques régions du Sud où celles-ci présentent un manque manifeste de données. Dans le cadre du projet GEOIDA (Calcul d'un géoïde pour l'Algérie), ceci nous a conduit, pour une première estimation d'un géoïde gravimétrique, à choisir la zone du Nord : $32^\circ \leq \varphi \leq 37^\circ$, $-4^\circ \leq \lambda \leq 10^\circ$.

L'estimation a été basée sur 2473 points gravimétriques issus du fichier EOL fourni par le Bureau Gravimétrique International (Banque mondiale des données gravimétriques), ainsi que 5 points de gravimétrie absolus. Dans la réalisation de ce travail, toutes les données gravimétriques ont été transformées vers le système de référence géodésique GRS-80. Le modèle de géopotential OSU91A développé jusqu'aux degrés et ordres 360 a été utilisé pour retirer et restaurer les composantes de basses fréquences de la gravité et du géoïde respectivement. Les effets direct et indirect de la topographie ont été calculés à la base de DTM (Digital Terrain Model), dérivés de la grille GTOPO30 et couvrant toute la zone d'intérêt. L'approche utilisée pour le calcul a été basée sur la formule de Stokes évaluée par l'approche 1D-FFT (Haagmans & al., 1993). Le résultat final représente un quasi-géoïde gravimétrique de résolution de $(5' \times 5')$. La solution a été comparée puis adaptée à 43 anomalies de hauteurs déduites d'observations GPS et de nivellement géodésique du réseau du premier ordre. Une comparaison a également été faite avec le géoïde Europe Afrique du Nord, Géoïde numéro 1, EANG1 calculé par le B.G.I (J.P.Barriot) où 3160 hauteurs de géoïde dans la zone considérée (Nord de l'Algérie) ont été converties en anomalies d'altitudes au moyen d'anomalies de Bouguer sur les 2478 points.

II- Données utilisées:

II-1- Données gravimétriques:

a) Un ensemble de 2473 anomalies de pesanteur à l'air libre du fichier EOL fourni par le B.G.I avec une précision de ± 5 mGal, transformées du système GRS-67 vers le GRS-80.

$$\Delta g_{1980} = \Delta g_{1967} - (0.8316 + 0.0782 \sin^2 \varphi - 0.0007 \sin^4 \varphi) \quad (1)$$

b) Un ensemble de 5 points de la pesanteur absolue du réseau gravimétrique d'ordre zéro à une précision de ± 10 μ Gal transformés en anomalies à l'air libre dans le système GRS-80.

$$\Delta g_{1980} = g_0 - (978032.67714) \frac{(1 + 0.00193185138639 \sin^2(\Phi))}{\sqrt{1 - 0.00669437999013 \sin^2(\Phi)}} \quad (2)$$

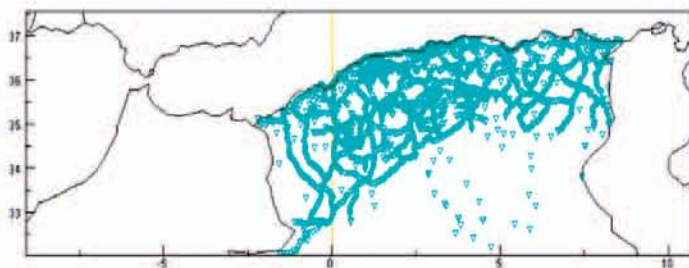


Fig. 1: Distribution géographique des données gravimétriques utilisées.

II-2- Données topographiques:

Les Modèles Numériques de Terrain utilisés dans ce travail sont générés de GTOPO30 de résolution de $30'' \times 30''$ fourni par la NIMA (National Imagery and Mapping Agency).

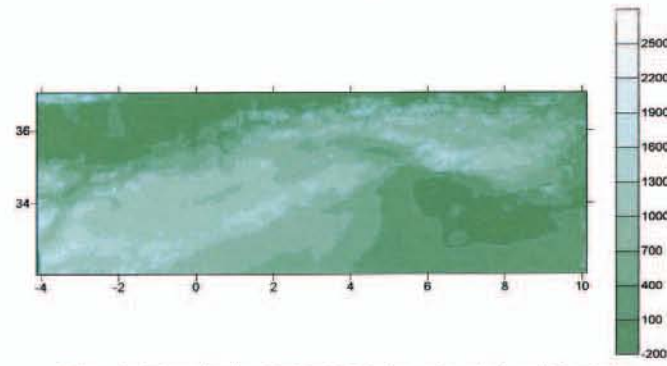


Fig. 2: Extrait de GTOPO30 dans la région d'intérêt.

II-3- Coefficients Géopotentiels:

Le modèle géopotential global OSU91A a été adopté comme référence pour soustraire l'information de basse fréquence du champ de pesanteur, exprimé par ses coefficients géopotentiels (harmoniques tesséraux) développés jusqu'aux degrés et ordres 360 (R.H.Rapp & al., 1991), servant à calculer les anomalies de pesanteur ainsi que les ondulations du Model en approximations sphériques.

II-4- Données GPS/Nivellement:

Dans l'étape de l'évaluation de la précision externe et de l'adaptation du géoïde calculé, 43 ondulations de géoïde du GPS/Nivellement géodésique du réseau du premier ordre avec une précision de ± 50 cm, ont été utilisées.

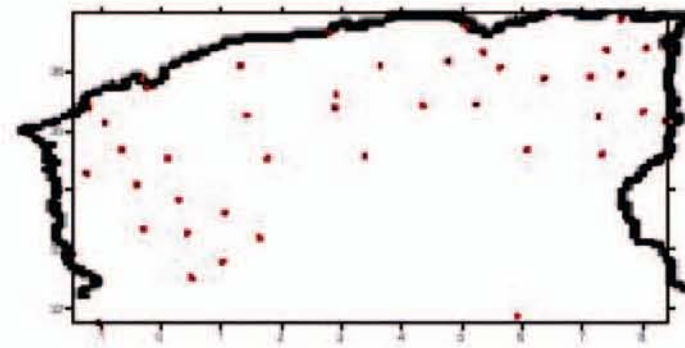


Fig. 3: Distribution géographique des points GPS de contrôle.

III- Procédures de calculs:

III-1- Etape (retrait/restauration):

III-1-1- Etape du retrait :

Cette étape est basée sur le modèle géopotential OSU91A dans le calcul de la contribution du modèle, la contribution topographique (effet direct de la topographie), a été calculée à la base de 3 D T M de résolution de $(30'' \times 1')$, $(5' \times 5')$ et de $(30' \times 30')$, dérivés de GTOPO30.

Les anomalies résiduelles sont exprimées par la relation suivante:

$$\Delta g_{res} = \Delta g_{obs} - \Delta g_{ref} - \Delta g_{RTM} \quad (3)$$

ou Δg_{ref} est exprimée par la relation :

$$\Delta g_{ref} = \bar{g} \sum_{n=2}^{n_{max}} (n-1) \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda_p + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda_p) \bar{P}_{nm} \sin \varphi_p \quad (4)$$

et Δg_{RTM} en approximation plane par la formule:

$$\Delta g_{RTM} = G\rho \iint_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{z-h_p}{[(x_p-x_p')^2 + (y_p-y_p')^2 + (z-h_p)^2]^{3/2}} dx_p' dy_p' dz_p' \quad (5)$$

Où h est l'altitude topographique donnée par le modèle numérique d'élévation.

La réduction R T M rapprochée par la réduction Bouguer au niveau de référence est exprimée par la relation (6).

$$\Delta g_{RTM} \approx 2\pi G\rho(h - h_{ref}) - c \quad (6)$$

Où c est la «correction de terrain classique» en approximation plane.

A partir des anomalies résiduelles ponctuelles, une grille d'anomalies résiduelles de (5'x5') a été générée à l'aide d'une prédiction par collocation. La valeur de chaque cellule de la grille est calculée à partir de 10 points les plus proche au voisinage du point de prédiction, en utilisant le modèle de Markov avec une distance de corrélation fixée a priori- à 25 km. La grille générée des anomalies de gravité avec la contribution de OSU91A et la soustraction R T M est représentée dans la figure 4.

Tableau 1: Statistiques des D T M utilisés dans la correction de terrain

#	Minimum(m)	Maximum(m)	Mean(m)	Std.Dev(m)	Dlat(°)	Dlon(°)
DTM1	-98	2103	601.36	448.5	0.00833	0.0167
DTM2	-80	2783	568.23	464.37	0.08333	0.0833
DTM3	-76	1984	493.15	475.91	0.5	0.5

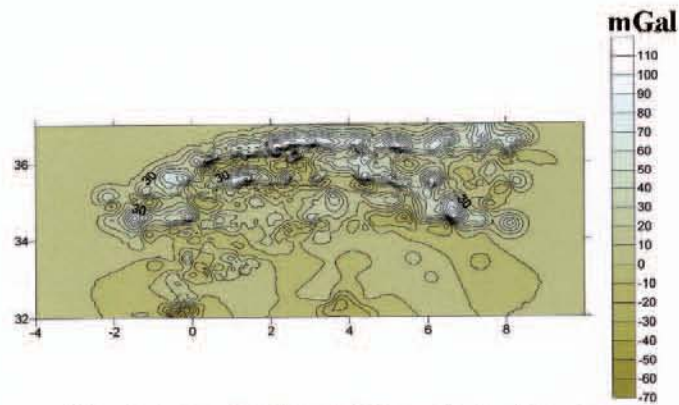


Fig. 4: Anomalies de gravité avec la contribution de OSU91A et soustraction R T M.

III-1-2- Etape du calcul du géoïde résiduel :

Le calcul du géoïde a été basé sur l'intégrale de convolution de Stokes, évaluée dans le domaine fréquentiel par la méthode des transformées de Fourier rapides (FFT).

L'intégrale de Stokes (7) est transformée du continu vers le discret en sommation, représentée dans les équations (8) et (9) :

$$\zeta = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma} \Delta g S(\Psi) d\sigma \quad (7)$$

$$\zeta(\varphi_i, \lambda_k) = \frac{R}{4\pi\gamma} \sum_{j=0}^{N-1} \left[\sum_{l=0}^{M-1} \Delta g_{res}(\varphi_j, \lambda_l) S(\varphi_i - \varphi_j, \lambda_k - \lambda_l) \cos \varphi_j \Delta \lambda \right] \Delta \varphi \quad (8)$$

avec $\varphi_i = \varphi_1, \varphi_2, \dots, \varphi_N$. L'équation (2) est évaluée par FFT comme suit:

$$\zeta(\varphi_i, \lambda_k) = \frac{R}{4\pi\gamma} F_1^{-1} \left\{ \sum_{j=0}^{N-1} F_1[\Delta g_{res}(\varphi_j, \lambda_l) \cos \varphi_j] F_1[S(\varphi_i, \varphi_j, \Delta \lambda)] \right\} \quad (9)$$

avec F_1 et F_1^{-1} les transformées de Fourier directe et inverse respectivement, donnant les ondulations de géoïde pour tous les points localisés sur le parallèle φ_i en s'appuyant sur les données du parallèle φ_j , Ψ change uniquement en $\lambda_k - \lambda_l$, et Δg_{res} change avec λ_j .

Le programme utilisé pour ce calcul est FFTGEOID (Sideris.M. G, Yecai Li) par l'approximation 1DFFT.

III-1-3- Etape de restauration :

La contribution du modèle géopotential aussi bien que l'effet indirect de la topographie sont restaurés aux ondulations résiduelles, donnant le quasi-géoïde final représenté dans la figure 6.

$$\zeta = \zeta_{res} + \zeta_{ref} + \zeta_H \quad (10)$$

Pour calculer l'ondulation du géoïde ζ_{ref} en approximation sphérique à partir d'un ensemble de coefficients en harmoniques sphériques, on utilise la relation suivante:

$$\zeta_{ref} = R \sum_{n=2}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda_p + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda_p) \bar{P}_{nm} \sin \varphi_p \quad (11)$$

Où n_{max} est le degré maximum du développement, $\bar{C}_{nm}$ et $\bar{S}_{nm}$ ont les coefficients normalisés du potentiel perturbateur, $\bar{P}_{nm}(\sin \varphi)$ sont les fonctions associées de Legendre normalisées, R est le rayon moyen de la terre, φ et λ sont la latitude et longitude géodésiques. L'effet indirect de la topographie est calculé par la méthode d'approximation de condensation d'Helmert, à la base de deux modèle numérique d'élévation, le premier de résolution (5'x5') et le second pris comme référence moyenne de (10'x10') de résolution.. ζ_H est calculée par la relation suivante:

$$\zeta_H = -\frac{\pi G\rho}{\gamma} H_p^2 - \frac{G\rho}{6\gamma} \int_{\mathbb{R}} \frac{H^3 - H_p^3}{l^3} dx dy \quad (12)$$

Table 2: Statistiques de l'effet indirect de la topographie

Effet indirect	Max	Min	Moy	Dev.Std
N_H (m)	2.308	-1.823	-0.251	0.664

Table 3: Statistiques des résultants de calcul du quasi-géoïde par le model OSU91A.

#	Maximum	Minimum	Moy	Dev.Std
Δg_{obs} (mGal)	164.440	-83.520	28.297	29.437
$\Delta g_{obs} - \Delta g_{OSU91A}$ (mGal)	76.980	-69.990	29.515	22.682
Δg_{res}^{OSU91A} (mGal)	118.550	-62.797	9.348	19.821
N_{ref}^{OSU91A} (m)	9.432	1.028	4.362	1.899
N_{ref}^{OSU91A} (m)	54.524	29.333	42.904	6.529
$QUASI-GEOID^{OSU91A}$ (m)	58.987	30.906	47.133	7.171

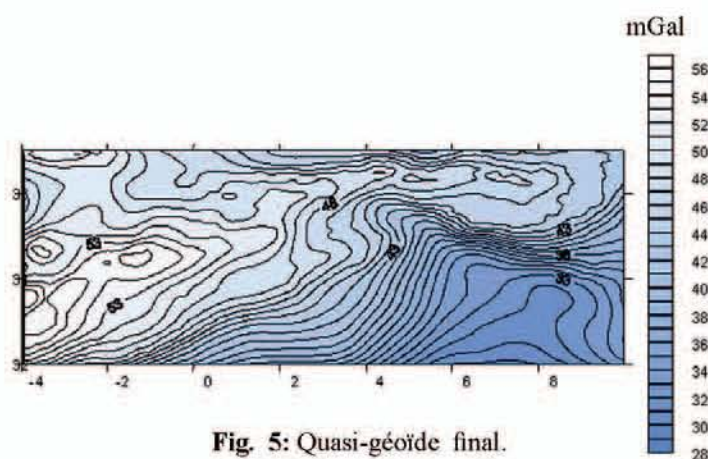


Fig. 5: Quasi-géoïde final.

Nous venons de calculer un quasi-géoïde, c'est-à-dire des anomalies d'altitudes plaquées sur l'ellipsoïde, pour obtenir le géoïde il suffit d'appliquer la formule bien connue (Heiskanen & Moritz 1967, p. 327) :

$$N - \zeta = H^* - H \approx \frac{\Delta g_B}{\gamma} H \quad (13)$$

Où H et H^* sont les altitudes orthométriques et normales respectivement, Δg_B est l'anomalie de Bouguer simple.

IV- Evaluation du quasi-géoïde:

IV-1-Comparaison et adaptation avec le GPS/Nivellement:

La solution a été comparée et adaptée à 43 anomalies de hauteurs du réseau de nivellement du premier ordre. Les ondulations du nivellement par GPS (N_{GPS}) sont liées par les altitudes ellipsoïdales et orthométriques, (h) et (H) respectivement par la relation :

$$N_{GPS} = h - H \quad (14)$$

En réalité, il y a une inadéquation entre (H) et l'altitude orthométrique donnée directement par le nivellement par GPS en raison de la différence des origines des deux systèmes, due au fait que le niveau zéro du nivellement est fixé par une convention c'est à dire un point fondamental qui est le marégraphe, pas à l'aide de mesures physiques tandis que le géoïde calculé est représenté dans un système géocentrique bien défini.

Pour appliquer les opérations de comparaison et adaptation, il a donc été nécessaire de transformer les altitudes orthométriques en altitudes normales dans le système GRS-80 en utilisant les coordonnées tridimensionnelles de chaque repère de nivellement et les coefficients en harmoniques sphériques du model OSU91A en appliquant le terme de correction.

Les anomalies d'altitudes sont calculées par la formule suivante:

$$\zeta_p = \frac{GM}{r_p \gamma_p} \sum_{n=2}^{\infty} \left[\frac{a}{r_p} \right]^n \sum_{m=-n}^n \bar{C}_{nm} \bar{Y}_{nm}(\vartheta_p, \lambda_p) \quad (15)$$

Ceci est relié à l'ondulation du géoïde d'après la relation (13) par:

$$N = \zeta + \frac{\bar{g} - \bar{\gamma}}{\bar{\gamma}} H \quad (16)$$

le terme de correction est exprimé ainsi par cette relation :

$$\frac{\bar{g} - \bar{\gamma}}{\bar{\gamma}} H \approx \frac{\Delta g_B}{\bar{\gamma}} H \quad (17)$$

La comparaison entre le quasi-géoïde calculé et les anomalies d'altitudes, est exprimée par cette relation:

$$D\zeta = \zeta_{GPS-Niv} - \zeta_{calculé} = h - H_{normale} - \zeta_{calculé} \quad (18)$$

L'écart est représenté dans la relation qui suit par un polynôme de premier ordre des coordonnées géographiques, et un résidu qui représente les erreurs locales :

$$D\zeta = a + b(\varphi - \varphi_0) + c(\lambda - \lambda_0) \cos \varphi + v_i \quad (19)$$

Où a , b , c et v_i sont calculés par moindres carrés, i est l'indice du point, λ_i et φ_i sont sa longitude et sa latitude, λ_0 et φ_0 sont les coordonnées d'un point de référence arbitraire.

Une grille des $D\zeta$ est générée ensuite en utilisant la prédiction par collocation, modélisant ainsi les résidus dans un processus stochastique, la fonction de covariance de $D\zeta$ est modélisée par le model du second ordre de Gauss-Markov :

$$C_{D\zeta D\zeta} = C_0 (1 + \alpha d) e^{-\alpha d} \quad (20)$$

Le quasi-géoïde calculé est adapté par la relation qui suit:

$$\zeta_{adapté} = \zeta_{calculé} + D\zeta_{grid} \quad (21)$$

Où d est la distance, α le paramètre qui détermine la distance de corrélation. C_0 est déterminée automatiquement, tandis que la distance de corrélation est spécifiée apriori, en tenant compte de l'espacement entre les points GPS nivelés. Ceci veut dire que les points GPS doivent se situer dans la zone de prédiction définie par la distance de corrélation, autrement le quasi-géoïde adapté représenté dans la figures 6 sera le même que celui calculé du moins dans le cas de cette procédure d'adaptation, dans notre cas la distance de corrélation a été fixée à 50 km.

Les statistiques des résultats des écarts de la comparaison, avant et après adaptation sont résumées dans le tableau ci dessous :

Tableau 4 : Statistiques des écarts avant et après adaptation au GPS/Nivellement

#	Minimum (m)	Maximum (m)	Mean (m)	Std.Dev (m)
Comparaison avant adaptation	-10.493	-1.937	-6.207	2.007
Comparaison après adaptation	-0.157	0.135	0.00318	0.064



Fig. 6: Quasi-géoïde adapté par rapport au GPS/Nivellement.

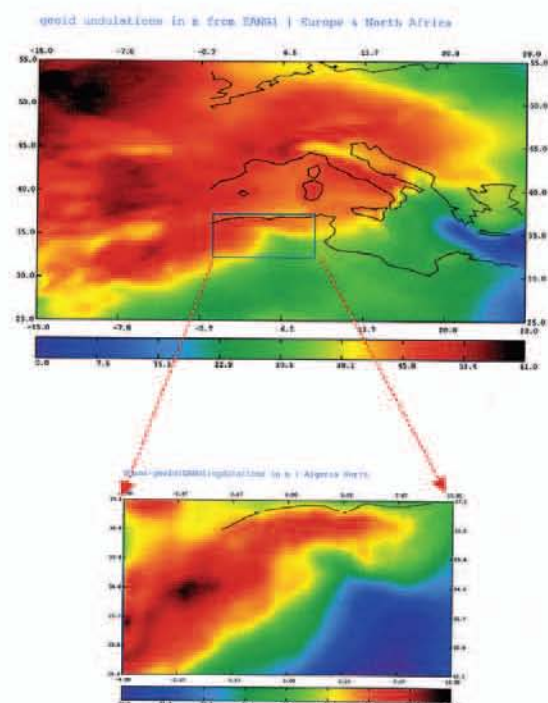
IV-2- Comparaison avec le géoïde du Bureau Gravimétrique International:

Une comparaison du quasi-géoïde calculé, avant et après son adaptation au GPS/Nivellement, a également été effectuée aux 3160 ondulations quasi-géoïdales extraites du géoïde EANG1 (Europe Afrique du Nord, Géoïde numéro 1), calculé par le B.G.I. (J.P.Barriot) et qui couvre toute la région de l'Europe et de l'Afrique du Nord : $25^{\circ} \leq \varphi \leq 55^{\circ}$, $-15^{\circ} \leq \lambda \leq 28^{\circ}$ avec une résolution de $(6^{\circ} \times 10^{\circ})$. Un nombre de 2478 anomalies de Bouguer ont été utilisées ainsi qu'un DTM de $(5^{\circ} \times 5^{\circ})$ pour convertir le géoïde EANG1 en quasi-géoïde dans la zone d'intérêt à l'aide de la relation (13).

les résultats obtenus sont représentés dans le tableau qui suit :

Tableau 5: Statistiques de la comparaison avec géoïde EANG1.

#	Maximum (m)	Minimum (m)	Mean (m)	Std.Dev (m)
Comparaison au quasi-géoïde calculé	-0.483	-9.331	-4.0153	1.851
Comparaison au quasi-géoïde adapté	4.711	-2.996	1.769	1.519



V- Conclusion:

Le but de ce travail était de présenter une première estimation d'un quasi-géoïde gravimétrique pour le Nord de l'Algérie. La solution a été calculée par l'approche de la Transformée de Fourier Rapide (FFT) en utilisant la technique du terrain résiduel. Le quasi-géoïde a été comparé et adapté par rapport à 43 anomalies de hauteurs déduites d'observations GPS et de nivellement du réseau du premier ordre et comparé également aux 3160 ondulations quasi-géoïdales du géoïde EANG1. L'écart moyen de la comparaison du quasi-géoïde gravimétrique aux points GPS nivelés avant adaptation a été estimé à $(\pm 6.207 \text{ m})$, ceci est dû essentiellement aux problèmes de référentiels géodésiques, erreurs du modèle de géopotential utilisé dans les calculs et erreur systématique principale du nivellement.

Par ailleurs la déviation standard moyenne des écarts après adaptation, a été estimée à $\pm 0.064 \text{ m}$. La comparaison au géoïde EANG1 a présenté un écart moyen important estimé à $\pm 4.015 \text{ m}$ pour le quasi-géoïde calculé.

L'origine de ces écarts est due principalement au fait que le géoïde EANG1 a été calculé à partir de données marines et terrestres de différentes sources fichier de Torge, SEASAT1, données BGI contrairement au calcul de notre quasi-géoïde, qui est basé uniquement sur des données terrestres.

Cette comparaison a montré également que l'écart moyen pour le quasi-géoïde adapté aux points du nivellement a été réduit à $\pm 1.769 \text{ m}$, ceci assure d'une certaine manière la bonne contribution du nivellement utilisé.

Pour une première estimation d'un quasi-géoïde gravimétrique, nous considérons ces résultats satisfaisants malgré l'imperfection des données utilisées. En effet, la précision du modèle de géopotential, est inégale suivant la région considérée et dépend de l'échelle à laquelle on l'examine. Les plus grandes longueurs d'onde (2 000 à 10 000 km) sont sans doute connues avec une précision de quelques centimètres voire quelques décimètres. En deçà (longueurs d'onde de 20 à 2 000 km), l'apport de l'information est plus divisé, et l'imprécision de nos jours, a pour origine un manque d'observations gravimétriques sur les terres émergées. En outre, le DTM (GTOPO30) utilisé dans l'étape du terrain résiduel, peut ne pas optimiser parfaitement la topographie, en raison de la qualité des données sources qui ont servi dans sa modélisation.

L'objectif principal reste cependant celui d'un calcul centimétrique d'un géoïde pour l'ensemble du territoire Algérien. Un géoïde algérien avec la précision précitée pourrait être réalisé en accomplissant d'abord une densification de la couverture gravimétrique dans les régions dépourvues de données. Il est important de signaler par ailleurs que le calcul du géoïde, dépend non seulement de l'observation gravimétrique mais aussi de la précision de l'altitude et des coordonnées planimétriques de la station. Il est alors nécessaire de valider rigoureusement les données gravimétriques que l'on utilise (Logiciel DIVA, M.Sarrailh, BGI). Enfin l'utilisation d'un DTM plus précis avec une meilleure résolution ainsi qu'un réseau de nivellement de meilleur qualité, devront permettre sans doute, dans les démarches ultérieures d'atteindre cet objectif.

VI- Références Bibliographiques:

- [1] C.C.Tscherning (Department of Geophysics, Juliane Maries Vej 30, DK-2100 Copenhagen Ø, Denmark), Anwar Radwan, A.A.Tealeb, S.M.Mahmoud, Abd El-monum Mohamed, Ramdan Hassan, El-Syaed Issawy and K. Saker (all at National Research Institute of Astronomy and Geophysics, Helwan, Cairo, Egypt): Local geoid determination combining gravity disturbances and GPS/levelling, a case study in the Lake Naser area, Aswan, Egypt.
- [2] C.C.Tscherning, notes de cours, International Geoid's School, Thessaloniki, Sep 2002.
- [3] C.C. Tscherning, (Department of Geophysics, Juliane Maries Vej 30, DK-2100 Copenhagen Ø, Denmark): Datum-shift, error-estimation and gross-error detection when using least-squares collocation for geoid determination, Prepared for the International School on the Determination and use of the Geoid. Draft, July 2002.

- [4] **Rene Forsberg**, notes de cours, International Geoid's School, Thessaloniki, Sep 2002.
- [5] **Rene Forsberg**, notes de cours, International Geoid's School, Rio Sep 1997.
- [6] **Michael G.Sideris**, notes de cours, International Geoid's School, Thessaloniki Sep 2002.
- [7] **Quasi-geoid estimations in South America**, R. Barzaghi, A.Borghi, F. Sanso, IGeS at DIIAR – Politecnico di Milano, P.zza Leonardo da Vinci 32, Milano, Italia. D. Blitzkow, University of Sao Paulo, Brazil. M. C. Lobianco, IBGE-DEGED, Rio de Janeiro, Brazil. S. C. Kenyon, J. Beale, J. Factor, NIMA, St. Louis, US.
- [8] **Lecture Notes, International School for the Determination and Use of the Geoid**, Milan Oct 1994, Rio de Janeiro 1997.
- [9] **Gravsoft - A System for Geodetic Gravity Field Modelling**, C.C.Tscherning, Geophysical Department, Haraldsgade 6, DK-2200 Copenhagen N. Rene Forsberg and P. Knudsen, Kort og Matrikelstyrelsen, Rentemestervej 8, DK-2400 Copenhagen NV.
- [10] **Data and program files for IGeS Geoid School**, February 15-19, 1999, Milan, Italy provided by G. Wenzel.
- [11] **H. Duquenne**, Processus de conversions altimétriques applicables en France, Bulletin des Sciences Géographiques N.6, I.N.C.T, Sept 2000.
- [12] **S.A. Benahmed Dahou**, Méthodologie de détermination précise de géoïde en Algérie, Bulletin des Sciences Géographiques N.6, I.N.C.T, Sept 2000.
- [13] **S.A. Benahmed Dahou, S. Kahlouche**, The new gravimetric geoid in Algeria, International Geoid Service, Bulletin N. 10, May 2000.
- [14] **S.A. Benahmed Dahou, S. Kahlouche**, Geopotential Models comparison in Algeria, International Geoid Service, Bulletin N. 11, April 2001.
- [15] **Lars E. Sjöberg and Jonas Agren**, Some Problems in the Theory used for the NKG Geoid Model, Royal Institute of Technology, Unit of Geodesy, SE-100 44 Stockholm, Sweden, Proceedings of the 14th General Meeting of the Nordic Geodetic Commission, Espoo, Finland, October 2002.
- [16] **Michel SARRAILH**, Bureau Gravimétrique International, Validation des données gravimétriques, Bulletin de Sciences Géographiques N.08 Oct 2001.
- [17] **Moritz H., 1980**. Advanced Physical Geodesy, H. Press, Karlsruhe-Tundridge Wells.
- [18] **C. C. Tscherning**, Geophysical Institute, University of Copenhagen, Mathematical and statistical methods in physical geodesy, Spring semester 1991. Revised July, 1992.