

METHODOLOGIE DE DETERMINATION PRECISE DE GEOIDE EN ALGERIE

S. A. Benahmed Daho, S. Kahlouche
Centre National des Techniques Spatiales
Laboratoire de Géodésie - BP 13 Arzew- 31200 – Algérie

ملخص

لقد تم عرض طريقة للتصديق على قياسات الجاذبية ولتحديد الجيود في الجزائر : هذا باستعمال الترتيب السريع واستعمال البرنامج الحاسوبي قراف سوفت التابع لجامعة كورنيل. إن التقنية المستعملة لتقدير ارتفاعات الجيود بطريقة الترتيب السريع هي طريقة السحب/الإرجاع ، ولقد تم حساب تأثيرات الأرضية بالنماذج الرقمية لسطح الأرض المتوفرة تبعاً لتصغير أرتي أم . لقد تم استعمال نموذج OSU91A كنموذج مرجعي لسحب وإرجاع ، و هذا على التوالي ، مساهمات إمتدادات الموجة الطويلة على نقائص الجاذبية وكذا موجات الجيود. ولأجل اختبار نوعية ودقة النتائج المحصل عليها، فإن هذا الجيود ذو القدرة التمييزية $5' \times 5'$ المحسوبة في نظام سطح المقارنة الجيوديزي 80 ، بين الحدين [20 - 37] بدرجة العرض و [-7, 10] بدرجة الطول، قد تم تكيفه على 20 ارتفاعا جيوديا مستنتجة من أرصاد أجهزة تحديد المواقع (GPS) و من التسوية. لقد تم جمع هذه القياسات انطلاقاً من مشروع الجيوسيت ومن شبكات محلية لأجهزة تحديد المواقع و التسوية . إن معادلة النتائج تقع على مستوى ± 4 سم على المتوسط خاصة في المنطقة الشمالية من البلاد ، بفوارق تصل إلى ± 11 على الأكثر في المناطق التي تتعدم فيها كثافة القياسات الجاذبية.

RESUME

Une méthode de validation des mesures gravimétriques et de détermination du géoïde en Algérie, utilisant la Collocation rapide et le logiciel GRAVSOF de l'université de Copenhague est présentée.

La technique utilisée pour l'estimation des hauteurs du géoïde par la méthode de Collocation rapide est celle de retrait-restauration. Les effets de terrain ont été calculés avec les MNT disponibles suivant la réduction RTM. Le modèle géopotential OSU91A a été utilisé comme modèle de référence pour retirer et restaurer respectivement les contributions de grandes longueurs d'onde sur les anomalies de gravité et les ondulations du géoïde.

Afin de tester la qualité et la précision des résultats obtenus, ce géoïde de résolution $5' \times 5'$ calculé dans le système GRS80 entre les limites [20°, 37°] en Latitude et [-7°, 10°] en Longitude, a été adapté à 20 hauteurs géoïdales déduites d'observations GPS et de nivellement. Ces mesures ont été collectées à partir du projet ALGEONET et des réseaux locaux de GPS/Nivellement. L'adéquation des résultats se situe au niveau de ± 4 cm en moyenne spécialement pour la partie nord du pays avec des écarts atteignant au maximum ± 11 cm dans les régions où la densité de mesures gravimétriques fait manifestement défaut.

Mots clés : Géoïde, modèle géopotential, Collocation rapide, RTM, retrait-restauration.

ABSTRACT

A method for the validation of gravity measurements and the determination of gravimetric geoid over Algeria, using the Fast Collocation and GRAVSOF software of Copenhagen University is presented.

The method used to estimate the geoidal heights by Fast Collocation method is the remove-restore. The terrain effect has been computed with the available DTM according the RTM reduction. The OSU91A model has been used as a reference field in order to remove and restore the long wavelength components of gravity and geoid respectively.

In order to test the accuracy and the quality of the obtained results, this geoid of the $5' \times 5'$ the resolution computed in the GRS80 system between the limits $[20^\circ, 37^\circ]$ for latitudes and $[-7^\circ, 10^\circ]$ for longitudes, was been adapted to 20 geoidal heights provided from GPS and levelling observations. These measurements have been collected from the ALGEONET project and the local GPS/Levelling survey. The adequacy of the results is ± 4 cm in the mean especially for the north part of the country with variations reaching ± 11 cm maximum in areas where gravity data are clearly missing.

Key words : Geoid, Geopotential model, Fast Collocation, RTM, remove-restore.

1. Introduction

L'Algérie a récemment orienté une partie de ses programmes de recherche vers les déterminations précises du géoïde en utilisant différentes méthodes. Cette surface de niveau connaît un regain d'intérêt depuis l'avènement du positionnement précis par satellite, en particulier pour réaliser du nivellement par GPS.

L'objet de cet article est de réhabiliter ce concept qui faillit disparaître ou au moins d'être délaissé par beaucoup avec l'apparition de la géodésie tridimensionnelle.

Une première détermination d'un géoïde préliminaire dans des petites zones situées au nord de l'Algérie, a été effectuée en 1997. Les résultats obtenus ont été présentés lors de l'Assemblée Scientifiques de l'AIG à Rio de Janeiro – Brazil en 1997 (S.A.Benahmed Daho, et S. Kahlouche 1998).

A présent, un nouveau géoïde de résolution $5' \times 5'$, a été calculé par la méthode de collocation rapide sur le territoire national entre les limites $20^\circ \leq \varphi \leq 37^\circ$ et $-7^\circ \leq \lambda \leq 10^\circ$ en utilisant les données suivantes : le modèle géopotentiel OSU91A développé jusqu'au degré et ordre 360, un ensemble de 12472 données gravimétriques terrestres couvrant l'ensemble du territoire national, et des informations topographiques. Le calcul des effets de la topographie selon la réduction RTM est basé sur deux grilles d'élévations; un MNT de résolution 1km x 1km pour la partie Nord du pays, et le modèle topographique global ETOPO5 de résolution 10km x 10km pour la partie restante du territoire, lequel est utilisé jusqu'à une distance de 200 km.

Afin de procéder à une vérification externe de la qualité et de la précision des résultats obtenus, ce géoïde a été comparé aux 20 hauteurs géoïdales déduites d'observations GPS et de nivellement. Ces

mesures ont été collectées à partir du projet ALGEONET et des réseaux locaux de GPS/Nivellement.

2. Fonction de Covariance

Le premier pas dans l'application de la Collocation pour l'estimation des hauteurs du géoïde réside dans la détermination de la fonction covariance empirique et par conséquent la sélection de sa représentation analytique correspondante. Cette fonction devrait être utilisée pour exprimer la dépendance statistique des quantités liées au potentiel perturbateur. On suppose que la différence entre le modèle terre (ellipsoïde) et la réalité (géoïde) obéit à des lois statistiques.

2.1. Covariance empirique

La fonction de covariance empirique de l'anomalie de gravité est calculée par la formule suivante :

$$C_{ss}(\psi) = \frac{1}{N} \sum \Delta g_i \cdot \Delta g_j \quad (1)$$

La somme est effectuée pour toutes les combinaisons des points Q_i et Q_j dont la distance sphérique ψ_{ij} est comprise entre $(\psi - \Delta\psi/2)$ et $(\psi + \Delta\psi/2)$. N est le nombre de combinaisons, et $\Delta\psi$ représente la dimension de l'intervalle d'échantillonnage. Le choix de cette valeur dépend du pas de la grille utilisée.

2.2. Ajustement de la fonction de covariance locale

L'application de la méthode de collocation nécessite la connaissance d'un modèle analytique de covariance. La fonction de covariance locale $K(\psi)$ du potentiel perturbateur utilisée dans le cadre de ce travail, est donnée par (Tscherning, 74):

$$K(\psi) = K_G(\psi) + K_L(\psi) \quad (2)$$

avec :

$$K_G(\psi) = \alpha \left[\frac{GM}{R_E} \right]^2 \sum_{l=2}^N \varepsilon_l \left[\frac{R_E^2}{rr'} \right]^{l+1} P_l(\cos \psi)$$

$$\text{et } K_L(\psi) = \sum_{i=N+1}^{+\infty} \frac{A}{(i-1)(i-2)(i+B)} \left[\frac{R_B^2}{rr'} \right]^{i+1} P_i(\cos \psi)$$

où ε_l : représente la variance des erreurs des coefficients harmoniques du modèle géopotentiel,
 N : degré maximum du modèle de référence,
 α : coefficient multiplicatif empirique que l'on estimera,

A : facteur d'échelle de prédiction,

R_B : rayon de convergence [c'est le rayon de la sphère de Bjerhammar],

r et r' : rayons vecteurs des points P et Q.

R_E : rayon moyen de la terre.

B : entier positif

Cependant, l'utilisation du modèle précédent comme modèle de fonction de covariance locale exige l'estimation de trois paramètres : le rayon de la sphère de Bjerhammar (R_B) et deux facteurs d'échelle (α , A). Le problème consiste donc à ajuster les valeurs de ces paramètres afin de se rapprocher le plus possible des valeurs empiriques. Une procédure itérative par moindres carrés est utilisée pour l'estimation de ces derniers, en imposant à B d'être un entier, ce qui conduit dans ce cas à des expressions finies pour la somme des séries en question.

3. Description des données

3.1. Anomalies de gravité

Les anomalies de gravité utilisées dans le cadre de ce travail ont été fournies par le Bureau Gravimétrique International (B.G.I.). Ces mesures dont la précision a priori est de 5 mGals ont été rattachées au système de Référence Géodésique GRS67 par le B.G.I.. Toutes ces mesures ont été transformées du système GRS67 vers le système GRS80.

Enfin, on a appliqué une correction atmosphérique recommandée par l'Association Internationale de Géodésie (IAG, 1971) pour éliminer l'influence des masses atmosphériques. La répartition géographique des mesures fournies par le B.G.I. est représentée sur la figure 1.

3.2. Modèle Géopotentiel

L'étude des perturbations orbitales des satellites artificiels, sous l'influence de l'attraction gravitationnelle terrestre, a permis d'établir des modèles représentatifs du potentiel gravitationnel de la Terre. Ces modèles se présentent sous la forme de développements en harmoniques sphériques; une classe particulière de polynômes et fonctions qui permettent une modélisation appropriée de la forme de notre planète.

L'expression du développement en harmoniques sphériques du potentiel Terrestre W (somme du potentiel gravitationnel V et du potentiel centrifuge Φ) est donnée par (Moritz, 80) :

$$W = \frac{GM}{r} \sum_{n=0}^{+\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a_e}{r} \right)^n [\bar{C}_{nm} F_{nm} + \bar{S}_{nm} G_{nm}] + \Phi \quad (3)$$

où : $F_{nm} = \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \cos m\lambda$

$G_{nm} = \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \sin m\lambda$

(r, θ, λ) sont les coordonnées sphériques (rayon vecteur, colatitude et longitude) du point de calcul, GM est la constante gravitationnelle, a est le demi-grand axe de l'ellipsoïde de référence; $\bar{P}_{nm}$ sont les fonctions associées de Legendre normalisées, $\bar{C}_{nm}$ et $\bar{S}_{nm}$ sont les coefficients normalisés du potentiel gravitationnel et Φ représente le potentiel centrifuge,

$\Phi = \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \sin^2(\theta)$, ω étant la vitesse angulaire de rotation de la Terre.

Le potentiel normal généré par l'ellipsoïde de référence est représenté par l'expression (Moritz, 80) :

$$U = \frac{GM}{r} \left[1 - \sum_{n=1}^{+\infty} \bar{J}_n \left(\frac{a}{r} \right)^{2n} P_{2n}(\sin \beta) \right] + \Phi \quad (4)$$

où M' est la masse de l'ellipsoïde de référence.

De même, l'expression du potentiel perturbateur; différence entre le potentiel terrestre et le potentiel normal, est donnée par la formule suivante (Moritz, 80) :

$$T = \frac{GM}{r} \sum_{n=2}^{+\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n [\Delta \bar{C}_{nm} F_{nm} + \Delta \bar{S}_{nm} G_{nm}] + \frac{GM}{r} \quad (5)$$

où $\Delta \bar{C}_{nm}$ et $\Delta \bar{S}_{nm}$ représentent les différences entre les coefficients normalisés du potentiel terrestre et les coefficients normalisés du potentiel normal, et où n ont été considérés que les termes de degré $n \geq 2$; du fait qu'on suppose généralement que la masse de l'ellipsoïde de référence est égale à la masse de la Terre, et que l'origine du repère du développement est confondue avec le centre de gravité de la Terre.

Par ailleurs, si l'on considère un développement en harmoniques sphériques du potentiel perturbateur jusqu'au degré $n = N_{\max}$ et en posant $\delta M = 0$, on aura :

$$T = W - U = \frac{GM}{r} \sum_{n=2}^{N_{\max}} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n [\Delta \bar{C}_{nm} F_{nm} + \Delta \bar{S}_{nm} G_{nm}] \quad (6)$$

Cette expression permet de dériver les formules de toutes les quantités gravimétriques qui sont en relation avec le potentiel perturbateur T .

Hauteur du géoïde (Formule de Bruns)

$$N = \frac{T}{\gamma} = \frac{GM}{r\gamma} \sum_{n=2}^{N_{\max}} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n [\Delta \bar{C}_{nm} F_{nm} + \Delta \bar{S}_{nm} G_{nm}] \quad (7)$$

où γ est la pesanteur normale donnée par la formule de Somigliana.

Anomalie de gravité à l'air libre

$$\Delta g_m = \frac{GM}{r^2} \sum_{n=2}^{N_{\max}} (n-1) \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n [\Delta \bar{C}_{nm} \cdot F_{nm} + \Delta \bar{S}_{nm} \cdot G_{nm}] \quad (8)$$

Le problème de choix d'un modèle géopotentiel optimal en Algérie pour la réduction des données gravimétriques et par conséquent l'application de la technique de retrait-restauration ; une étape importante dans le calcul précis d'un géoïde, a été abordé.

Les résultats obtenus restent tributaires de la qualité et la densité des données utilisées.

Les différents tests effectués pour la définition du modèle géopotentiel le plus approprié en Algérie parmi les quatre modèles globaux **GPM2**, **OSU81**, **OSU91A** et **EGM96** ; utilisés dans le cadre de cette comparaison, sont basés sur les données gravimétriques du **B.G.I.**.

La comparaison est faite sur l'ensemble des données en calculant leurs anomalies de gravité réduites (données observées moins la contribution de chaque modèle), et en déterminant leurs paramètres statistiques correspondants.

Les paramètres statistiques considérés dans cette comparaison sont la moyenne, l'écart type et la fonction de covariance lissée ; nécessaire pour toute estimation par la méthode de Collocation.

Les statistiques des données réduites ($\Delta g_{\text{Réd}} = \Delta g_{\text{OBS}} - \Delta g_M$) sont résumées dans la table 1.

La figure 2 illustre les fonctions de covariance empirique et analytique (modèle de Tscherning, 1974) des données réduites de chaque modèle; obtenues avec les programmes EMPCOV (Tscherning, 1994) et COVFIT (Knudsen, 1987) du logiciel GRAVSOFIT

En comparant les résultats de la table 1. et en tenant compte de l'accord parfait entre les fonctions de covariance analytique et empirique, il ressort que le modèle OSU91A ajuste d'une façon optimale les données collectées en Algérie.

3.3. Données topographiques

Le calcul des effets topographiques sur le géoïde nécessite un Modèle Numérique de Terrain de haute résolution.

En effet, deux MNT de différentes résolutions ont été utilisés :

Un MNT de 10km x 10km issu de ETOPO5, couvrant le région $15^\circ \leq \varphi \leq 40^\circ$ et $-10^\circ \leq \lambda \leq 15^\circ$.

Un MNT de 1km x 1km issu de GLOBE, couvrant le région $33^\circ \leq \varphi \leq 38^\circ$ et $-3^\circ \leq \lambda \leq 9^\circ$.

4. Validation des mesures gravimétriques

La validation des données est une procédure extrêmement stricte qui garantit la qualité et l'intégrité de la banque de données gravimétriques. Elle est appliquée systématiquement, avant intégration dans la banque, à tout ensemble de données. Son principe consiste à faire une comparaison entre les valeurs observées et prédites, estimées par une technique puissante.

La procédure de validation a été appliquée en utilisant la Collocation par moindres carrés. Pour des contraintes purement numériques, la surface totale a été divisée en 42 zones rectangulaires disjointes. Le numéro et le nombre de mesures de gravité de chaque zone sont représentés sur la figure3.

Les données réduites ($\Delta g_{\text{Réd}} = \Delta g_{\text{OBS}} - \Delta g_M$) de chacune des 42 zones ont été divisées en deux ensembles disjointes A et B, à condition qu'ils aient la même distribution. En outre, un échantillonnage avec un pas de 5' sur les données contenues dans cette zone a été effectué (il ne s'agit pas de valeurs moyennes). A partir de ces anomalies réduites, deux fonctions de covariance empiriques ont été calculées séparément. Ces valeurs empiriques ont été utilisées pour estimer les valeurs des paramètres du modèle de la fonction de covariance locale (modèle de Tscherning).

Les valeurs prédites des anomalies de gravité de l'ensemble B ont été estimées à partir des données de l'ensemble A, puis comparées aux observations de l'ensemble B. Cependant, si la différence entre Δg_{red} et Δg_{pred} est supérieure à 20 mGals (seuil fixé au préalable en fonction de la précision et de la densité des données utilisées), alors, cette observation est rejetée. De même pour les données de l'ensemble A à partir de l'ensemble B.

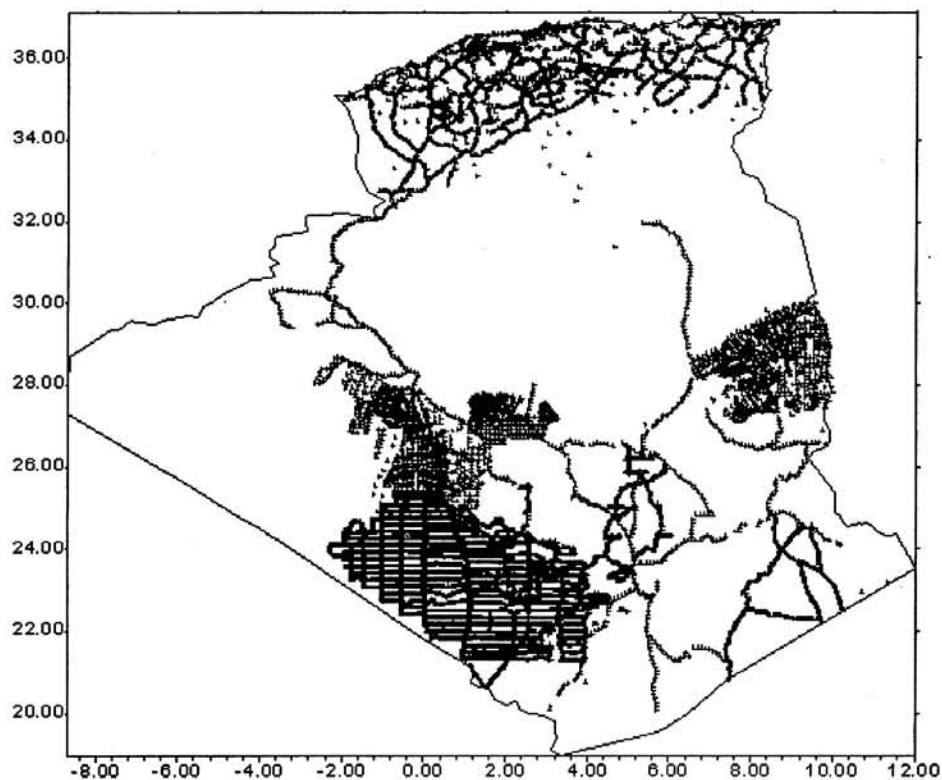
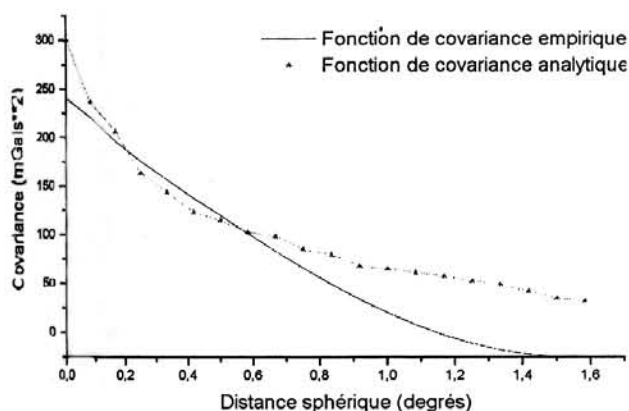


Figure 1 : Répartition géographique des 12472 mesures de gravité fournies par le B.G.I.

Modèles Géopotentiels	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart type
GPM2	-82.05	138.37	2.79	24.81
OSU81	-72.26	115.19	1.55	18.17
OSU91A	-97.04	125.56	0.30	13.16
EGM96	-100.96	112.03	-2.17	13.54

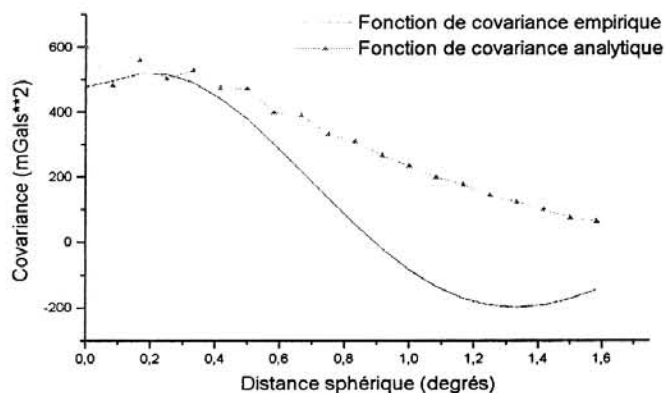
Table 1. Statistiques, en mGals, des différences entre l'anomalie observée et celle calculée par chaque modèle géopotentiel.

OSU91A



OSU81

EGM96



GPM2

Figure 2. Fonctions de covariances des anomalies de gravité réduites pour chaque modèle.

La procédure est répétée sans les observations erronées et sur tous les points des ensembles A et B. Alors, si la même observation est rejetée, on peut affirmer qu'elle est entachée d'erreur et par conséquent, elle sera éliminée automatiquement.

Le taux d'erreur détecté en utilisant cette méthode est de l'ordre de 1.21%. Les statistiques des 12183 mesures validées sur 12472 mesures brutes, sont regroupées dans la table 2. Les écarts entre les observations et les prédictions sont maximums, jusqu'au 20 mGals, dans les régions dépourvues de données, et d'environ 1 mGals le long des levés gravimétriques.

5. Calcul du géoïde gravimétrique

Les calculs ont été effectués avec le logiciel GRAVSOFT (Tscherning, 1994) largement éprouvé et validé par l'IGeS (International Geoid Service, D.I.I.A.R. - Politecnico di milano).

La technique utilisée pour le calcul des hauteurs du géoïde par la méthode de Collocation rapide est celle de retrait-restauration. La procédure de retrait consiste à retrancher des anomalies à l'air libre observées Δg_{OBS} son contenu basse Δg_M et haute Δg_{TOPO} fréquences pour obtenir des anomalies résiduelles $\Delta g_{R\acute{e}s}$.

$$\Delta g_{R\acute{e}s} = \Delta g_{OBS} - \Delta g_M - \Delta g_{TOPO} \tag{9}$$

Les anomalies résiduelles ainsi obtenues ont une variabilité (déviati on standard) fortement atténuée qui permet d'appliquer la méthode de Collocation rapide.

On restaure ensuite l'information geoidale, après calcul ($\Delta g \longrightarrow N$) en sommant les différentes composantes fréquentielles :

$$N_{R\acute{e}s} = N_{OBS} - N_M - N_{TOPO} \tag{10}$$

Le modèle géopotential OSU91A développé jusqu'au degré et ordre 360 a été utilisé comme modèle de référence pour retirer et restaurer respectivement les contributions de grandes longueurs d'onde sur les anomalies de gravité et les ondulations du géoïde.

Cependant, le calcul des effets de la topographie en accordant la réduction RTM est basé sur deux grilles d'élévations; un MNT de résolution 1km x 1km pour la partie Nord du pays, et le modèle topographique global ETOPO5 de résolution 10km x 10km pour la partie restante du territoire, lequel est utilisé jusqu'à une distance de 200 km. La surface de référence de résolution 15' x 15'; nécessaire pour la réduction RTM, a été formée à partir de ETOPO5. Les statistiques, en mGals, des données résiduelles sont résumées dans la table 3.

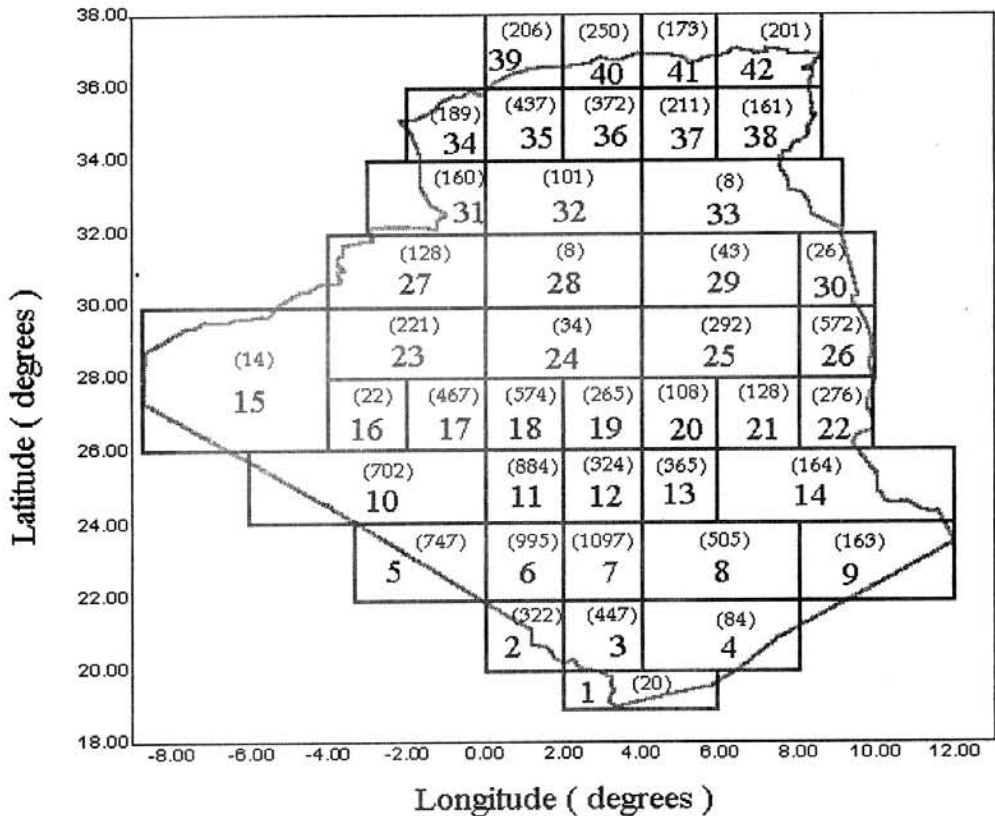


Figure 3. Numéro de chaque zone et le nombre de mesures correspondant (entre parenthèses).

	Nombre de points	Moyenne (mGals)	Ecart type (mGals)	Minimum (mGals)	Maximum (mGals)
Free Air – OSU91A	12183	0.12	12.31	-67.75	123.46
Prediction	12183	0.18	10.68	-57.34	123.20
Différence	12183	-0.06	4.92	-19.94	19.96

Table 2. Statistiques des données validées

Anomalies	Moyenne	Dev. Std.	Minimum	Maximum
Δg_{obs}	4.89	26.84	- 82.59	136.20
$\Delta g_{obs} - \Delta g_{OSU91A}$	0.12	12.31	-67.75	123.46
$\Delta g_r = \Delta g_{obs} - \Delta g_{OSU91A} - \Delta g_{RTM}$	3.09	13.00	-34.17	110.38

Table 3. Statistiques des anomalies résiduelles.

Après l'opération de retrait, on obtient des anomalies résiduelles beaucoup plus lisses que les anomalies gravimétriques observées. La déviation standard des données se réduit de 26.84 mGals à 13.00 mGals. On construit ensuite la grille des anomalies résiduelles de résolution 5' x 5' en utilisant la technique de prédiction par collocation. La valeur de chaque nœud de la grille est calculée à partir des 5 points les plus proches du point de prédiction, en utilisant le modèle de covariance de Markov avec une distance de corrélation = 25km.

Cependant, l'estimation des hauteurs résiduelles du géoïde par Collocation rapide à partir de la grille des anomalies gravimétriques résiduelles, nécessite la connaissance d'un modèle analytique de covariance. Dans ce contexte, le modèle de Tscherning et Rapp

du potentiel perturbateur; donné par l'équation [2], est adopté comme modèle de covariance analytique.

Les résultats de l'ajustement de la fonction de covariance empirique sur le modèle de Tscherning et Rapp sont calculés avec le programme COVFIT8 (Knudsen, 1987).

La figure 5 présente les deux courbes de la fonction de covariance analytique et empirique des anomalies résiduelles

La grille 5' x 5' de la hauteur du géoïde sur le territoire national (après évidemment rajout de la hauteur du géoïde du modèle global de référence OSU91A et la restauration de l'effet du RTM) est représentée sur la figure 6 avec des contours tous les 1m.

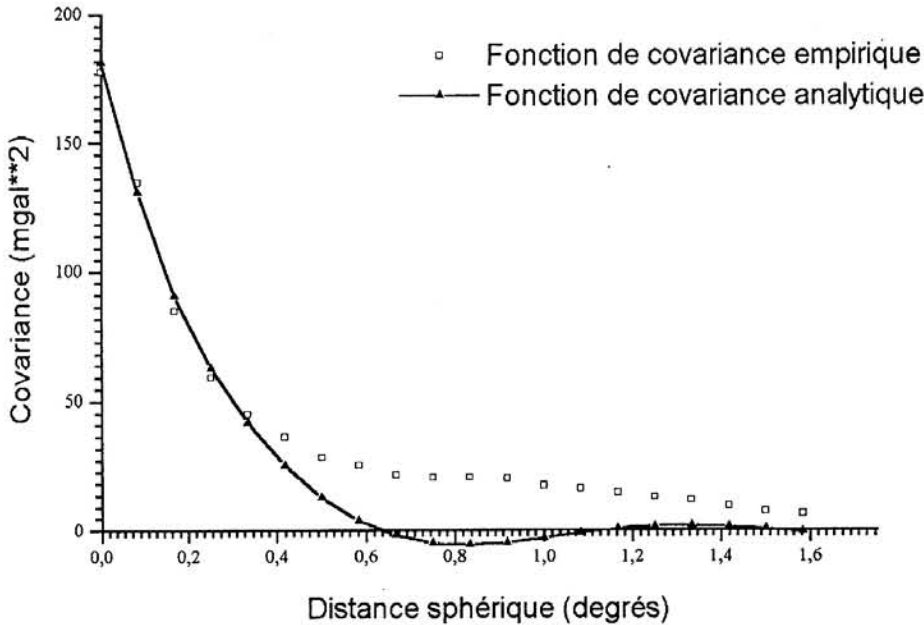


Figure 5. Fonctions de covariance des anomalies de gravité résiduelles.

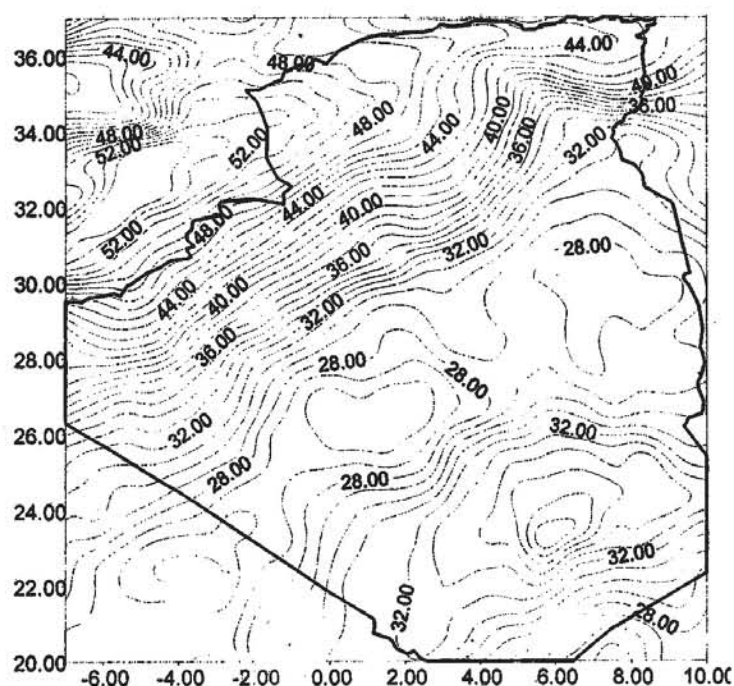


Figure 6. Géolde gravimétrique en Algérie.

7. Adaptation du géolde aux points GPS-nivelés

Malgré tout, il est possible que le modèle géopotentiel utilisé ne soit pas les plus performants dans la région étudiée et introduise des perturbations à longue période, un décalage éventuellement assortie d'une inclinaison, dans le géolde calculé. C'est pourquoi il est préférable, si l'on dispose des points GPS-nivelés, d'adapter le géolde à ces hauteurs géoidales géométriques. Pour ce faire, on utilise une transformation de similitude à quatre paramètres (ΔX , ΔY , ΔZ et un facteur d'échelle) ou autre technique adéquate.

Dans ce contexte, plusieurs compagnes GPS ont été exécutées ces dernières années en Algérie. Dans le cadre du projet TYRGEONET, deux sites situés au nord d'Algérie ont été déterminés dans le système WGS84. Ces points ont été utilisés par la suite dans la densification et l'amélioration de la précision des réseaux locaux.

L'adaptation a été réalisée par moindres carrés sur 20 points GPS-nivelés; tous situés au nord d'Algérie dont 15 points sont proches de la station d'Arzew (voir figure 7). Les statistiques des différences avant et après adaptation sont résumées dans la table 4.

	Moyenne	Min.	Max.	Dev. Stand.
Avant adaptation	-1.740	-2.290	0.730	0.730
Après adaptation	0.000	-0.067	0.095	0.045

Table 4. Résultats de comparaison entre les hauteurs du géolde gravimétrique et les hauteurs déterminées par GPS/nivellement (en mètres).

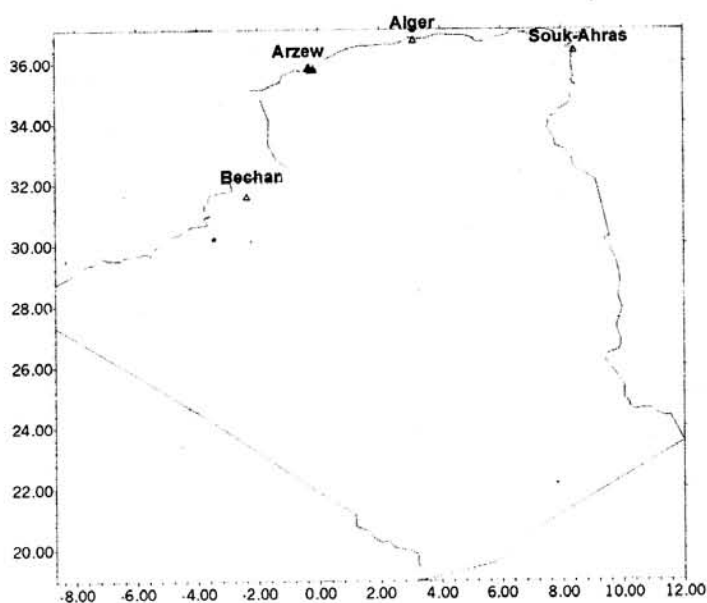


Figure 7. Distribution des points GPS-nivelés

Conclusion

Le nouveau géoïde gravimétrique en Algérie a été calculé par la Collocation rapide en utilisant la technique de retrait-restauration. Ce géoïde a été adapté à 20 hauteurs géoïdales déduites d'observations GPS et de

nivellement. L'adéquation des résultats se situe au niveau de ± 4 cm en moyenne sur des distances variant de 3 à 1000km.

Malgré l'imperfection des données qui ont servi à ce premier calcul du géoïde gravimétrique sur l'Algérie, les résultats sont concluants et on peut considérer que la précision centimétrique est atteinte dans la partie nord du pays, à l'exception des régions où il existe un manque manifeste de données. Un de nos objectifs est de combler ces lacunes.

Dans une version ultérieure du géoïde gravimétrique, on utilisera un MNT plus fin et on tiendra compte, dans la mesure du possible, des données gravimétriques des pays limitrophes. En densifiant la couverture gravimétrique et celle du réseau GPS de premier ordre afin de procéder à une vérification externe de la précision du géoïde calculé, il ne semble pas impossible d'atteindre une précision centimétrique dans la détermination du géoïde gravimétrique sur le territoire national.

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier le Prof. C. C. Tscherning (secrétaire général de l'A.I.G.) et le Prof. R. Forsberg de l'université de Copenhague pour leur avoir fourni le logiciel GRAVSOF, et le Prof. G. Balmino, ancien directeur du B.G.I. et Secrétaire Général de l'U.G.G.I., pour avoir mis à leur disposition les données gravimétriques sur l'Algérie.

Références bibliographiques

- Benahmed Daho S., 1996. *Détermination du géoïde gravimétrique en Algérie par la méthode de collocation*. Thèse de magister en techniques spatiales - CNTS 1996.
- Benahmed Daho S., Kahlouche S., 1998. *The gravimetric geoid in Algeria: first results*. Geodesy in the MoVe. Scientific Assembly of the International Association of Geodesy, Rio de Janeiro -Brazil - 3- 9 September 1997.
- Benahmed Daho S., Kahlouche S., 2000. *The New Gravimetric Geoid in Algeria*. IGeS Bulletin N. 10
- Benahmed Daho S., Kahlouche S., 2000. *Geopotential Models Comparison in Algeria*. IGeS Bulletin N. 10

- IAG, 1971. Geodetic Reference System 1967. Publ. Spéc. N° 3 Bull. Geod., Paris.
- Knudsen P., 1987. *Estimation and Modelling of the Local Empirical Covariance Function using gravity and satellite altimeter data*. Bulletin Géodésique, vol. 61.
- Moritz H., 1980. *Advanced Physical Geodesy*, H. Wichmann-Abazcus Press, Karlsruhe-Tundridge Wells.
- Rapp R. H., Sanso F., 1995. *Determination of the geoid present and future*. International Association of Geodesy symposia, N° 106.
- Tscherning C.C., Rapp R.H., Goad C., 1983. *A comparison of methods for computing gravimetric quantities from High Degree Spherical Harmonic Expansions*, Manuscripta geodaetica, Vol. 8, pp. 249-272.
- Tscherning C.C., 1974. *A FORTRAN IV program for the determination of the anomalous potential using stepwise least squares collocation*. Reports of the Department of Geodetic Science, N° 212, Ohio State University.
- Tscherning C.C., 1994. *Geoid determination by Least Squares Collocation using GRAVSOF*. Lecture notes for the international school for the determination and use of the geoid, Milano, October.
- Wenzel G., 1999. *Global models of the gravity field of high and ultra-high resolution*. Lecture notes for the international school for the determination and use of the geoid, Milan, February 15-19, 1999.