

Choix d'un modèle géopotentiel global pour la détermination précise du géoïde en Algérie

N. RABEHI, S. KRERI, M. TOUABET, M. TERBECHE*
 Centre des Techniques Spatiales, Division de Géodésie Spatiale
 BP 13 Arzew 31200, Algérie, Email: Rabehin@gmail.com
 (*) Département de mathématiques - Université d'Oran

ملخص : إن معرفة نماذج جديدة لمجال جاذبية الأرض قد تحسنت في السنوات الأخيرة من خلال بعثات فضائية جديدة (شامب و غراس)، المخصصة للتحديد الدقيق ذو التمييز العالي لحقل جاذبية الأرض.

إن إشكالية اختيار نموذج جيو-إمكانيات لتعديل أفضل لمعطيات الجاذبية تبقى مطروحة و تظل موضوع نقاش. في هذا العمل، نساهم في دراسة الجيوبيد في الجزائر باستعمال منهجية تصفية معاملات نماذج الجيو-إمكانيات.

سنقودنا هذه التقنية لمعرفة ما ستضيفه المعاملات الجديدة للنماذج الجيو-إمكانيات في تحديد الجيوبيد في الجزائر، و ذلك بدمج المعلومات الواردة من النموذج الجيو-إمكانيات المختار عن طريق منهجية التصفية لمعطيات جاذبية الأرض (LOE) و عند الاقتضاء النموذج الرقمي للأرض (GTOPO30).

الكلمات الأساسية : نموذج الجيو-إمكانيات، غراس، Grace، شامب champ، جيوبيد géoïde، إحاء-ترميم، تصفية.

Résumé : La connaissance de nouveaux modèles de champ de pesanteur a été améliorée durant les dernières années à partir des nouvelles missions spatiales (CHAMP et GRACE) dédiées à la détermination précise de haute résolution du champ de pesanteur terrestre.

Le problème du choix d'un modèle géopotentiel qui ajuste au mieux les données gravimétriques reste posé et demeure sujet à débat.

Dans ce travail, nous apportons une contribution à l'étude du géoïde en Algérie en utilisant une méthode de filtrage des coefficients des modèles géopotentiels.

Cette technique va nous conduire à connaître l'apport des nouveaux coefficients des modèles géopotentiels sur la détermination du géoïde en Algérie, en combinant les informations provenant du modèle géopotentiel choisi par la méthode de filtrage, des données gravimétriques terrestres (EOL) et éventuellement du modèle numérique du terrain (GTOPO30).

Mots clés : modèle géopotentiel, GRACE, CHAMP, géoïde, retrait-restauration, filtrage.

Abstract : During the last years, the knowledge of new gravity field models was improved from the new space missions (CHAMP and GRACE) dedicated to the precise determination of high resolution of the terrestrial gravity field.

The problem of the choice of a global geopotential model which adjusts as well as possible the gravimetric data is not solved definitively. In order to solve this problem we used a filtering method which goal is to choose the most suitable model for Algeria.

The objective of our work is to know the contribution of the new coefficients of the geopotential models in the determination of the geoid in Algeria.

Thereafter, we determined the geoid with combining information coming from the geopotential model chosen by the method of filtering, terrestrial gravimetric data (EOL) and the digital elevation model (GTOPO30).

Key words : geopotential model, GRACE, CHAMP, geoid, remove-restore, filtering.

1. Introduction

La formule de Stokes est l'une des plus importantes équations dans la géodésie physique. Elle permet la détermination de la distance géométrique entre le géoïde et l'ellipsoïde de référence pour une couverture globale des anomalies gravimétriques.

En pratique, il est impossible de réaliser cette couverture. Pour cela on fait appel à d'autres informations comme les coefficients du modèle géopotentiel afin de déterminer les grandes longueurs d'onde de l'ondulation du géoïde.

Les coefficients des modèles géopotentiels globaux sont développés à partir des informations gravimétriques, altimétriques, ainsi que par des données dérivées de l'étude des perturbations d'orbites des différents satellites artificiels permettant de quantifier le potentiel gravitationnel terrestre. D'autres parts, on trouve d'autres modèles géopotentiels qui sont définis seulement à l'aide des missions spatiales.

Par ailleurs, avec l'apparition des nouveaux modèles géopotentiels issus des nouvelles missions spatiales (CHAMP et GRACE) qui sont destinés à l'amélioration du champ de pesanteur, on doit avoir plus de précision sur les mesures gravimétriques calculées.

Du fait de cet intérêt, nous allons choisir le modèle géopotentiel le plus ajusté aux données algériennes par un filtrage «passe bas». Ce modèle sera combiné aux données de pesanteur terrestres afin de déterminer un géoïde précis.

Une analyse basée sur une comparaison entre les données de pesanteur (EOL) réparties sur la totalité de l'Algérie et les quantités analogues calculées par les coefficients des modèles géopotentiels OSU91a, EGM96, GGM01S, GGM02S, GGM02C, GGM02S-EGM, GGM01C, EIGEN-GL04C, EIGEN-GL04S1. Afin de confirmer le résultat obtenu et étant donnée la qualité des données gravimétriques disponibles issues du fichier EOL, on fait appel à un autre filtrage tout en utilisant les données du GPS nivelées et les hauteurs du géoïde calculées par les modèles définis précédemment.

2. Modèles géopotentiels

Les modèles géopotentiels globaux contiennent les coefficients harmoniques développés jusqu'à un degré et ordre bien définis. Ils sont déterminés par des différentes techniques spatiales ou par une combinaison de diverses données gravimétriques terrestres, altimétriques et spatiales.

Les coefficients harmoniques peuvent être employés pour calculer les différentes quantités gravimétriques qui dépendent du potentiel gravitationnel de la Terre telles que les anomalies de pesanteur et l'ondulation du géoïde afin de déterminer les petites fréquences du champ de pesanteur [Aarizou M.,1995].

Il existe plusieurs modèles géopotentiels, un aperçu de leur état de l'art est donné ci-après :

- OSU91A, EGM96 sont des modèles de coefficients harmoniques sphériques, développé jusqu'au degré et ordre 360.

- EIGEN-GL04C est une mise à jour du modèle d'EIGEN-CG03C. Ce modèle est une combinaison des résultats issus des missions GRACE et LAGEOS en plus d'une grille de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ de données gravimétriques et des données altimétriques. Il est défini jusqu'au degré et ordre 360.

- GGM01S est un modèle qui a été déterminé par des missions spatiales seulement jusqu'au degré et ordre 120, il est estimé en 111 jours (du novembre à avril 2002) et obtenu par des mesures des variations de la distance entre les deux satellites de la mission GRACE, ainsi que des données d'accéléromètre.

- GGM01C est une combinaison des modèles GGM01S et TEG4. Il est développé jusqu'au degré et ordre 360. Ce modèle est composé de résultats d'analyse de 860 jours de mesures du satellite CHAMP et 109 jours de mesures de GRACE ainsi qu'une grille des anomalies gravimétriques et altimétriques.

- EIGEN-GGM01S, a été développé à partir des premières données de GRACE, jusqu'au degré et ordre 150. Il a été édité par GFZ à partir de 39 jours de mesures. Ce modèle était déjà cinq fois plus précis que le modèle issu de la mission CHAMP.

- GGM02S est une amélioration du modèle GGM01S. Le modèle GGM02S développé jusqu'au degré et ordre 160, est basé sur l'analyse de 363 jours de données de GRACE diffusé entre le 4 avril 2002 et 31 décembre 2003. Le modèle GGM02S s'appuie sur l'expérience acquise des modèles GGM01S, il est également dérivé des mesures des variations de la distance inter-satellite dérivées de la mission GRACE qui est dédiée à la modélisation du champ de gravité et à la détection des variations de grandes longueurs d'onde.

- GGM02C est composé des coefficients développés jusqu'au degré et ordre 200. C'est une combinaison entre des données satellitaires de GRACE et de l'information gravimétrique.

- GGM02S-EGM est une combinaison entre le modèle géopotentiel global GGM02S et EGM96, il est développé jusqu'au degré et ordre 360.

3. Données utilisées

3.1 Anomalies de pesanteur

Le CTS dispose du fichier EOL comptant 12472 points gravimétriques répartis sur le territoire algérien. Le fichier a été fourni par le bureau gravimétrique international BGI. Chaque point consiste en un enregistrement de 145 caractères. Ces mesures ont été données par rapport à l'ellipsoïde de référence GRS67.

Elles seront par la suite converties au système de référence GRS80.

3.2 Points GPS/nivellement

On dispose d'un ensemble de 37 points "GPS nivelé" qui sont les résultats du traitement GPS et du réseau de nivellement par précision qui sont les altitudes, réparties sur la région du nord de l'Algérie.

4. Méthode de filtrage

4.1 Comparaison avec les anomalies de gravité

Les nouveaux modèles géopotentiels issus des nouvelles missions spatiales (CHAMP, GRACE) sont nombreux, le choix du modèle le plus adapté pour l'Algérie est l'objectif de cette étude. C'est ainsi qu'il est préférable de disposer d'une technique de calcul pour pouvoir le choisir.

Dans notre travail on va utiliser un filtrage « passe-bas ». Une analyse basée sur une comparaison avec des données de pesanteur réparties sur la totalité de l'Algérie ainsi que des données "GPS nivelé". Cette méthode a été effectuée pour pouvoir choisir entre les modèles géopotentiels définis ci-dessous [Benahmed Daho S.A., 2007].

Tableau 1. Les modèles géopotentiels globaux utilisés dans le filtrage.

Modèles géopotentiels	degré. et ordre. Max
EGM96	360
OSU91A	360
GGM01S	120
GGM02S	160
GGM02C	200
GGM02S-EGM	360
EIGEN-GL04C	360
GGM01C	360
EIGEN-GL04S1	150

Pour mettre en évidence le choix d'un modèle géopotentiel, on doit tronquer tous les modèles au degré et ordre 120, ce dernier correspond au degré et ordre minimal entre les modèles.

Les anomalies de pesanteur du modèle calculées du degré 121 au degré maximal du modèle sont soustraites des anomalies de gravité à l'air libre. Par la suite, elles seront comparées aux quantités analogues calculés jusqu'au degré et ordre 120.

Le programme GGM (Global Geopotential Model) écrit en Fortran par Duquenne en 2007 utilisé dans cette étude, est dédié au calcul des anomalies de pesanteur et de l'ondulation du géoïde à partir des coefficients harmoniques des nouveaux modèles géopotentiels.

Ce programme est écrit en raison de l'apparition de nouveaux modèles géopotentiels pour pouvoir les utiliser tous afin de calculer les valeurs désirées à partir des coefficients harmoniques.

Les résultats obtenus sont représentés dans le tableau ci-dessous:

Tableau 2. Résultats statistiques des anomalies de pesanteur filtrées

Modèles géo.	Min (mgal)	Max (mgal)	Moyenne (mgal)	Ecart type (mgal)
OSU91A	-97,84	124,83	-0,52	13,16
EGM96	-101,77	111,21	-2,99	13,54
EJGEN-GL04C	-100,17	111,22	-2,74	14,02
EIGEN-GL04S1	-85,370	140,76	-1,94	17,17
GGM02S-EGM	-105,36	109,88	-2,69	13,40
GGM02S	-92,22	139,24	-3,47	25,77
GGM02C	-94,69	122,31	-1,94	14,90
GGM01S	-113,59	124,76	-8,52	31,87
GGM01C	-88,62	132,55	-2,007	15,34

Suite aux résultats du tableau 2, on remarque qu'il y a une différence entre les écarts type qui peut atteindre jusqu'à 18 mgal. On constate tout de même que dans le cas d'utilisation du modèle OSU91A, on obtient un écart type minimal; cela signifie que c'est un modèle qui ajuste au mieux les données gravimétriques algériennes. Afin de confirmer ce résultat on doit faire une comparaison avec les données "GPS-nivelé".

4.2 Comparaison avec les données "GPS-nivelé"

Les données gravimétriques utilisées précédemment sont issues du fichier EOL, elles sont plus anciennes et moins précises. Afin de confirmer les résultats obtenus (tableau 2), on va calculer les ondulations du géoïde à partir des coefficients des modèles définis ci-dessus et les comparer à leurs analogues du "GPS-nivelé".

Le même principe du filtrage « passe bas » utilisé auparavant pour les anomalies de gravité sera appliqué dans ce cas pour les ondulations du géoïde et les données "GPS-nivelé".

L'ondulation du géoïde dérivée du traitement GPS – nivellement est référée à l'ellipsoïde GRS80 et sa correspondante calculée à partir des coefficients du modèle géopotentiel est référée à un ellipsoïde arbitraire [Wellenhof & Moritz, 2005].

Le programme GGM utilisé prend en considération cet effet. Il réfère les ondulations du géoïde obtenues à l'ellipsoïde GRS80 afin de comparer le résultat avec celles acquises pas GPS nivellement. Pour cela

il utilise le terme de degré zéro qui contient une différence de masses (ellipsoïde référé au modèle et l'ellipsoïde du GRS80) et une différence de potentiel [Heiskanen & Moritz, 1967]. Les résultats obtenus sont représentés dans le tableau 3 ci dessous :

Tableau 3. Résultats statistiques des comparaisons entre les ondulations du géoïde des modèles géopotentiels et les hauteurs NGPS/ni.

Modèles géo.	Min (m)	Max (m)	Moyenne (m)	Ecart type (m)
OSU91A	-0,022	0,888	0,014	0,166
EGM96	-1,036	-0,010	-0,753	0,204
EIGEN-GL04C	-0,706	0,301	-0,414	0,179
EIGEN-GL04S1	0,122	1,159	0,498	0,203
GGM02S-EGM	0,835	1,939	1,293	0,285
GGM02S	0,023	1,179	0,470	0,189
GGM02C	-0,359	0,704	-0,003	0,173
GGM01S	0,174	1,277	0,545	0,189
GGM01C	-0,155	0,880	0,172	0,176

A partir du tableau 3 on remarque que le modèle OSU91A contient la valeur minimale de l'écart type 0,166. Donc les résultats obtenus par la méthode de filtrage permettent de conclure que le modèle OSU91A défini jusqu'au degré et ordre 360 est le modèle de référence qui s'ajuste au mieux à l'Algérie.

5. Détermination du géoïde

La détermination du géoïde et du quasi-géoïde (surface permettant la conversion des hauteurs ellipsoïdales en altitudes normales) fait appel à un ensemble de méthodes depuis longtemps établies.

Dans ce travail, on va calculer le géoïde gravimétrique d'une région limitée tout en utilisant les programmes GRAVSOFT [Forsberg R., 2003], et les programmes réalisés au LAREG, les résultats obtenus seront comparés à un ensemble de points 'GPS nivelés'.

La technique utilisée dans cette phase est celle de retrait restauration afin de calculer le quasi-géoïde [Duquenne H, 2005b] et par la suite sera déterminé le déplacement de cette surface au géoïde.

Les programmes Gravsoft écrits en fortran permettent l'estimation des différentes quantités gravimétriques et géométriques.

Les différentes phases du traitement pour la détermination du géoïde gravimétrique sont données comme suit :

- Calcul des corrections de terrain sur la gravimétrie.
- Calcul des anomalies gravimétriques du modèle et des anomalies résiduelles.
- Calcul des anomalies d'altitude résiduelles.
- Calcul de l'effet du terrain résiduel sur le quasi-géoïde.
- Calcul du quasi-géoïde du modèle et du quasi-géoïde.
- Calcul de l'ondulation du géoïde.

5.1 Données utilisées

Les données utilisées sont une combinaison de données gravimétriques, du modèle géopotentiel et du modèle numérique de terrain :

- Dans cette étude, nous avons utilisé les anomalies à l'air libre issues du fichier EOL réparties sur la région limitée [34.8°, 35.8°] en latitude et [-1°, 3°] en longitude. Elle contient 419 anomalies à l'air libre, qui ont été converties du système de référence GRS67 au GRS80.

- Les coefficients du modèle géopotentiel global OSU91A développé jusqu'au degré et ordre 360. Ce modèle est le plus adapté à l'Algérie étant donné les résultats des comparaisons précédentes.

- Le modèle numérique de terrain est le GTOPO30, la région choisie s'étale sur [32°, 37°] en latitude et [-3°, 5°] en longitude.

5.2 Méthodologie de travail

Dans cette étude, sera d'abord calculé le quasi-géoïde par la méthode de retrait restauration et la technique du terrain résiduel.

L'anomalie d'altitude s'écrit sous forme d'une somme de trois parties :

$$\xi = \xi_M + \xi_R + \xi_{RT} \tag{1}$$

ξ_M est la partie issue du modèle géopotentiel global, elle contient toutes les grandes longueurs d'onde.

ξ_{RT} comporte les courtes longueurs d'onde, pour le déterminer on doit retirer du terrain ses composantes à grandes longueurs d'onde,

ξ_R provient de l'intégration des anomalies de pesanteur résiduelles par l'intégrale de Stokes, il contient les moyennes longueurs d'onde. [Duquenne H., 2005a]

$$\xi_M = \frac{GM}{r\gamma} \sum_{n=2}^M \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm}(\cos\theta) (\Delta\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \Delta\bar{S}_{nm} \sin m\lambda)$$

$$\xi_R = \frac{R}{4\pi\gamma} \int_{\sigma} \Delta g, S(\psi) d\sigma \tag{2}$$

$$\xi_{RT} = \frac{GM R^2}{\gamma} \int_{\sigma} \frac{\rho(H - H_0)}{l} d\sigma$$

avec :

GM : constante de gravitation,

P_{nm} : fonctions de Legendre normalisées de première espèce,

ρ : densité volumique de terrain,

l : distance entre le point courant d'intégration et le point de calcul,

Δg_r : anomalie de gravité résiduelle, elle est obtenue par la soustraction de l'anomalie à l'air libre Δg , des effets déjà contenus dans le modèle global de champ Δg_r et dans le terrain résiduel Δg_{RT} ainsi que l'effet indirect Δg_{IRT} :

$$\Delta g_r = \Delta g - (\Delta g_{RT} - \Delta g_{IRT}) - \Delta g_r \quad (3)$$

Le quasi-géoïde est la surface d'altitude normale nulle. C'est la surface obtenue en reportant depuis chaque point M de la surface topographique, vers le bas, son altitude normale.

Le passage entre les deux surfaces quasi-géoïde et géoïde est réalisable par l'équation (4) qui représente la différence entre l'anomalie d'altitude et la hauteur du géoïde: [Duquenne H., 2005a]

$$N - \xi = H_N - H^0 = \frac{\tilde{g} - \tilde{\gamma}}{\tilde{\gamma}} H^0 \quad (4)$$

où H_N désigne l'altitude normale et H^0 désigne l'altitude orthométrique.

L'équation (4) peut être approximée par la formule

$$H_N - H^0 = \frac{\Delta g_B}{\tilde{\gamma}} \quad (5)$$

Par conséquent, l'ondulation du géoïde s'exprime comme :

$$N \approx \frac{\Delta g_B}{\tilde{\gamma}} H^0 + \xi \quad (6)$$

6. Adaptation du géoïde gravimétrique aux points GPS nivelés

Pour mettre en évidence la précision du modèle du géoïde gravimétrique déterminé, il faut adapter cette surface.

Dans ce but on calcule une régression linéaire des écarts entre des hauteurs de géoïde issues des points "GPS nivelés" et des quantités analogues issues de la gravimétrie. [Duquenne H., 2004]

En chacun des points "GPS nivelés", l'écart peut être modélisé en distinguant une tendance exprimée

par une fonction linéaire des coordonnées géographiques :

$$N_{GPS_{niv}} - N_{géoïde} = a + b(\varphi_i - \varphi_0) + c(\lambda_i - \lambda_0) \cos \varphi_i + v_i \quad (7)$$

λ_i et φ_i sont la longitude et la latitude du point i , λ_0 et φ_0 sont respectivement la longitude moyenne et la latitude moyenne, v_i le résidu, et a, b, c les paramètres de transformation calculés par la méthode des moindres carrés.

La tendance linéaire représente les erreurs du modèle de champ, les erreurs systématiques principales du nivellement et les problèmes de références géodésiques.

Pour effectuer cette comparaison, on a choisi 24 points d'appuis pour le calcul des paramètres de transformation et 13 points pour le contrôle, selon la répartition géographique des points "GPS nivelés".

Les différences entre les ondulations obtenues à partir des points "GPS-nivelés" avec celles obtenues à partir du géoïde gravimétrique sont illustrées dans le tableau suivant :

Tableau 4. Comparaison entre les ondulations géoïdales

N. Point	$N_{GPS_{niv}}(m)$	$N_{gravi}(m)$	Différence (m)
307	47.840	48.979	0.040
304	47.800	49.132	0.198
308	48.900	49.221	-0.808
311	48.420	49.518	0.035
314	48.240	49.580	0.184
315	48.580	49.539	-0.108
316	48.580	49.529	-0.119
317	48.120	49.254	0.059
318	48.130	49.253	0.050
319	48.120	49.246	0.057
320	48.240	49.271	-0.043
321	48.310	49.237	-0.132
322	48.110	49.233	0.066
323	48.200	49.267	0.006
325	48.250	49.279	-0.046
326	48.150	49.218	0.018
330	48.200	49.268	0.008
331	48.140	49.224	0.031
332	48.120	49.234	0.056
333	48.150	49.249	0.029
335	47.900	49.230	0.213
337	48.190	49.315	0.009
338	47.950	49.253	0.179
340	48.470	49.533	0.012

Les paramètres de la transformation sont donnés dans le tableau suivant :

Tableau 5. Paramètres de la transformation d'adaptation du géoïde déterminé

<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>
-1.08135	0.91121	-0.45189

Les différences aux points de contrôle entre les ondulations obtenues à partir des points "GPS nivelés" avec celle obtenues à partir du géoïde gravimétrique adapté sont illustrées dans le tableau suivant :

Tableau 6. Comparaison des ondulations géoïdales après adaptation aux points de contrôle

<i>N. Point</i>	<i>N_{GPS} (m)</i>	<i>N-Géoïde adapté(m)</i>	<i>Différence (m)</i>
305	48.140	48.167	-0.027
306	47.940	47.854	0.085
309	47.800	47.935	-0.135
310	48.600	48.487	0.112
312	48.450	48.479	-0.029
313	48.590	48.475	0.114
324	48.250	48.203	0.046
327	48.450	48.562	-0.112
328	48.210	48.218	-0.008
329	48.200	48.197	0.002
334	48.150	48.185	-0.035
336	48.170	48.198	-0.028
339	48.160	48.153	0.006

En analysant le tableau 6 ci-dessus on remarque que la différence entre le géoïde adapté et les données "GPS nivelé" varie entre $-0,135\text{ m}$ et $0,114\text{ m}$. Les résultats présentés dans le tableau 6 ci-dessus confirment que l'utilisation du modèle OSU91A donne des résultats acceptables.

7. Conclusion

La détermination du géoïde s'appuie sur la formule de Stokes, le plus souvent combinée à un développement en harmoniques sphériques du champ de gravité. Cette méthode nécessite l'application de corrections sur les valeurs de pesanteur terrestre, afin de réduire les observations gravimétriques au niveau du géoïde et de déplacer les masses topographiques externes pour que le géoïde devienne la surface limite des mesures.

Le choix du meilleur modèle géopotential global le plus convenable à l'Algérie est l'une des étapes critiques pour le calcul du géoïde. Cependant, dans ce travail nous voulons connaître la contribution des nouveaux coefficients des modèles géopotentiels issus des nouvelles missions spatiales CHAMP (CHALLENGING Mini-Satellite Payload) destiné à la recherche géophysique et ses applications. Ce satellite est dédié à la résolution des variations temporelles du champ magnétique, et la mission spatiale GRACE (Gravity Recovery & Climate Experiment) est dédiée spécialement à la cartographie globale à haute résolution (~300-400 km) des variations spatio-temporelles du champ de gravité terrestre.

Dans ce contexte, la comparaison du filtrage « passe bas » des modèles géopotentiels avec les données gravimétriques du fichier EOL et les données "GPS nivelé", a montré que le modèle OSU91A est le plus adapté à l'Algérie. Ce dernier a été utilisé par la suite dans la détermination du géoïde.

Dans cet article la détermination du géoïde a été faite en deux étapes; premièrement la détermination du quasi-géoïde par la méthode de retrait-restauration et la technique du terrain résiduel et par la suite, la détermination de la hauteur du géoïde. Les données utilisées sont une combinaison des données gravimétriques, des coefficients du modèle géopotential OSU91A et le MNT global GTOPO30. La réalisation de ce travail a été effectuée à l'aide des programmes GRAVSOFTE et GGM.

Les données gravimétriques utilisées proviennent du fichier EOL. Selon la répartition de ces données nous avons choisi une région limitée par $[34,8^\circ \text{ à } 35,8^\circ]$ en latitude et $[-1^\circ \text{ à } 3^\circ]$ en longitude, cette région contient 419 anomalies de pesanteur à l'air libre. Elles ont été converties du système de référence GRS67 au GRS80.

D'autre part, et après adaptation du géoïde aux points "GPS nivelé" en utilisant une tendance linéaire, on a obtenu des différences qui varient entre $-0,135\text{ m}$ et $0,114\text{ m}$.

Dans ce travail on n'a pas utilisé le modèle EGM08 car on ne peut pas utiliser le programme GGM (Global Geopotential Model) dans le calcul des quantités gravimétriques ainsi que l'ondulation du géoïde avec ce modèle à cause du degré et ordre élevés du modèle.

Malgré l'imperfection des données gravimétriques du BGI (précision de l'ordre de 5 mgal) qui ont servi à ce calcul, l'utilisation d'un MNT global et l'insuffisance de la couverture de points "GPS nivelé", on a obtenu une différence décimétrique.

Afin d'améliorer ces résultats on prévoit un calcul du géoïde tout en utilisant des données de gravité terrestres fiables et bien réparties sur toute l'Algérie, un MNT précis, et l'utilisation du modèle géopotential EGM08. Pour valider les résultats, il sera nécessaire de disposer de données de nivellement de précision sur des points GPS, bien réparties sur la totalité de l'Algérie.

Références bibliographiques

- Aarizou M., 1995: '*Détermination précise du géoïde par voie gravimétrique : Méthode de Stokes*'. Thèse de magister en techniques spatiales-CNTS.
- Benahmed Daho S.A., 2007: '*New investigation on the choice of the tailored géopotential model for Algeria*'. Journal of Geodynamics 45 (2008) 154-162.
- Duquenne H., 2004: '*Calcul d'un quasi-géoïde. Détermination et validation d'un quasi-géoïde à partir des mesures conjointes du champ de pesanteur et de position GPS nivelés*', Ecole Nationale des Sciences Géographiques- Prais - France
- Duquenne H., 2005a : '*Le géoïde et les méthodes locales de sa détermination*', école francophone sur le géoïde, Champs-sur-Marne – France.
- Duquenne H., 2005b : '*Calcul d'un quasi-géoïde gravimétrique et comparaison à des points GPS nivelés*', école francophone sur le géoïde, Champs-sur-Marne – France.

Forsberg R., 2003: '*An overview manual for the GRAVSOF; Geodetic gravity field modelling programs*', DRAFT-1.ed. September 2003.

Heiskanen W.A., Moritz H., 1967: '*Physical Geodesy*'; W.H.Freeman and company, San Francisco.

Wellenhof B H and W.A., Moritz H., 2005: '*Physical Geodesy*', Springer Wien New York.

Acronymes

- CHAMP:** CHALLENGING MiniSatellite Payload for Geophysical Research and application.
- EGM :** Earth Gravitational Model.
- GFZ:** German Research Centre for Geosciences (Deutsches GeoForschungs Zentrum).
- GGM:** Global Geopotential Model
- GPS:** Global Positioning System.
- GRACE:** Gravity Recovery and Climate Experiment.
- GRAVSOF:** Package of FORTRAN programs for gravity field modeling
- GRS:** Geodetic Reference System.
- GTOPO30:** Global 30 Arc-Second Elevation Data Set.
- LAREG:** Laboratoire de Recherche en Géodésie
- LAGEOS:** Laser geodynamics Satellite
- OSU91:** Global geopotential model produced by the Ohio State University.