



République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche
Scientifique



Université Amar Thelidji - Laghouat

Faculté d'architecture et de génie civil

Département du Génie civil

Mémoire de Projet de Fin d'Etudes

Master académique : sciences et techniques topographique

Présenté par :

OULAD NAOUI SALAH EDDIN ELAYOUBI

Intitulé :

**Quantification de l'effet des variations de la densité
latérale sur le modèle du Géoïde en Algérie**

Soutenu publiquement devant le jury composé de :

Mr. Kadri chadli :

Maitre-Assistant (A)

Président

Mr. Ahmad Djaballah:

Maitre-Assistant (A)

Examineur

Mr. GUERROUDJ Abdelhalim :

Maitre-Assistant (A)

Encadreur

Année Universitaire : 2017 – 2018

REMERCIEMENTS

Je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à mon Directeur de mémoire Mr GUERROUDJ Abdelhalim et Mr le président kADRI ch et Mr l'examineur DJABALLAH A Je le remercie de m'avoir encadré, orienté, aidé et conseillé. J'adresse mes sincères remerciements à tous les professeurs, intervenants et toutes les personnes qui par leurs paroles, leurs écrits, leurs conseils et leurs critiques ont guidé mes réflexions et ont accepté à me rencontrer et répondre à mes questions durant mes recherches.

Je remercie mes très chers parents, Ouled Naoui M & Mohammed ON et M, Ben zighem, qui ont toujours été là pour moi, « Vous avez tout sacrifié pour vos enfants n'épargnant ni santé ni efforts. Vous m'avez donné un magnifique modèle de labeur et de persévérance. Je suis redevable d'une éducation dont je suis fier».

Je remercie mes frères, et mes sœurs pour leur encouragement.

. Je tiens à remercier mes amis pour leur soutien inconditionnel et leur encouragement.

DEDICACES

Louange à Dieu le tout puissant, de nous avoir aidé à réaliser ce modeste projet ;

A mes chers parents, pour tous leurs sacrifices, leur amour, leur tendresse, leur soutien et leurs prières tout au long de mes études,

A mes chères sœurs pour leurs encouragements permanents, et leur soutien moral,

A mes chers frères, abdelazize, mouad, saleh, fayçel... pour leur appui et leur encouragement,

A toute ma famille pour leur soutien tout au long de mon parcours universitaire,

Que ce travail soit l'accomplissement de vos vœux tant allégués, et le fruit de votre soutien infailible,

Merci d'être toujours là pour moi.

Résumé

La présence des masses topographiques au dessus du géoïde viole l'hypothèse de base relative à la détermination gravimétrique du géoïde par la formule de Stokes, à savoir, l'harmonicité du potentiel perturbateur à l'extérieur de cette surface. Dans un sens strict, le géoïde ne peut être déterminé que si les effets de ces masses topographiques ; composés des effets direct de la topographie et de la continuation descendante sur les anomalies de gravité, soient retirés avant l'intégration de Stokes. Malheureusement, les calculs de ces effets topographiques demeurent liés à la distribution de la densité de la topographie. En pratique, on se contente d'utiliser une densité topographique constante dans le calcul de ces effets. Cette manière de procéder affecte et limite la précision du modèle du géoïde calculé. Cependant et en se basant sur l'hypothèse que la variation de la densité latérale peut excéder 10-20% de la valeur standard de la densité ($2,67\text{g/cm}^3$), nous pouvons admettre que cette variation peut affecter la détermination du géoïde de quelques décimètres dans les régions montagneuses. L'Algérie est un pays caractérisé par un relief accidenté et une variation importante de densité et par conséquent, les ondulations du géoïde sont affectées par la plupart des effets topographiques. Dans le cadre de ce mémoire, nous avons essayé de calculer l'effet des variations de la densité latérale des masses topographiques sur l'ondulation du géoïde, spécialement dans les régions montagneuses. Les résultats obtenus montrent que les différences sur les ondulations du géoïde dues au modèle de densité peuvent atteindre dépassé 10cm, qui demeurent non négligeables dans une détermination centimétrique du géoïde en Algérie.

Mots clés: Géoïde, Effets direct et indirect des masses topographique, Modèle de variation de la densité latérale, potentiel perturbateur.

ملخص

إن وجود كتل طبوغرافية فوق الجيوبود ينتهك الافتراض الأساسي المتعلق بتحديد الجاذبية الأرضية للجيوبود بواسطة صيغة ستوكس ، وهي التوافقيات المحتملة المؤثرة سلبا خارج هذا السطح. بالمعنى الدقيق للكلمة لا يمكن تحديد الجيوبود إلا إذا كانت آثار هذه الكتل التضخمية تتألف من الآثار المباشرة للطبوغرافيا واستمرار تنازلي على الانحرافات الجاذبية ، ويمكن إزالتها من قبل التكامل ستوكس. ولسوء الحظ ، تبقى حسابات هذه الآثار الطبوغرافية مرتبطة بتوزيع كثافة الطبوغرافيا في الممارسة العملية تكفي استخدام كثافة طبوغرافية ثابتة في حساب هذه التأثيرات. هذه الطريقة في العمل تؤثر وتحد من دقة النموذج الجيوغرافي المحسوب. ومع ذلك ، على أساس افتراض أن تباين الكثافة الجانبية قد يتجاوز 10-20% من قيمة الكثافة المعيارية (2.67 جم / سم^3) ، يمكننا افتراض أن هذا الاختلاف قد يؤثر على تحديد الجيوبود بضعة سنتيمترات في المناطق الجبلية. الجزائر بلد يتميز بالتضاريس الوعرة وتغير كبير في الكثافة ، وبالتالي تتأثر تموجات الجيوبود بمعظم الآثار الطبوغرافية. في سياق هذه المذكرة ، حاولنا حساب تأثير التغيرات في الكثافة الجانبية للكتل الطبوغرافية على التموج الجيوبود ، خاصة في المناطق الجبلية. تظهر النتائج التي تم الحصول عليها أن الاختلافات في التموج الجيوبودي بسبب نموذج الكثافة يمكن أن تصل إلى 10 سم ، والتي لا تزال كبيرة في تحديد عام للجيوبود في الجزائر.

الكلمات الدالة: الجيوبودات ، التأثيرات المباشرة وغير المباشرة للكتل الطبوغرافية ، نموذج تفاوت الكثافة العضوية ، احتمالات الاضطراب

Liste des tableaux

Chapitre II

Table II.1 : Quelques fonctions d'analyse spatiale (pour format vecteur) sous ArcGIS	30
Table II.2 : Quelques fonctions d'analyse spatiale (pour format raster) sous ArcGIS	31
Table II.3 : Densité des roches	37

Chapitre III

Tableau III.1 : Résultats de comparaison entre les modèles du géoïde et les hauteurs du géoïde déterminées par GPS/nivellement (en mètres)	46
Tableau III.2 : Limites géographiques de la zone d'étude	46
Tableau III.3 : Outils et matériels utilisés lors des traitements des données	47
Tableau III.4 . Densité des Unités géologiques	49

Annexe II

Tableau 1 : résultat de calcule	65
--	----

Liste des figures

Chapitre I :

Figure I.1. Altitude, hauteur ellipsoïde et géoïde	3
Figure I.2. Méthode asrto-géodésique pour le calcul du géoïde	4
Figure I.3. GPS/Nivellement pour le calcul du géoïde	5
Figure I.4 : Géométrie associée aux problèmes de Stokes et de Molodensky	8
Figure I.5 : Réduction à l'air libre	11
Figure I.6 : Correction topographique	13
Figure I.7 : Modèle résiduel de terrain	15
Figure I.8 : Effet indirect	16

Chapitre II :

Figure II.1. Couche internes de la terre	21
Figure II.2. Profils Nettleton de Bouguer pour différentes densité	23
Figure II.3. Log de densité d'après cuttings	26
Figure II.4. Carte géologique nationale de l'Algérie a l'échelle 1/2 000 000	28
Figure II.5: Extraction de la carte géologique sur la partie nord de l'Algérie	32
Figure II.6. Stratigraphie du nord de l'Algérie	36

Chapitre III :

Figure III.1. Répartition géographique des mesures de gravité utilisées	42
Figure III.2. Carte du modèle du géoïde gravimétrique national de référence	44
Figure III.3. Zone de couverture SRTM [NASA/JPL]	48
Figure III.4. Modèle d'élévation de terrain issu des données SRTM	49
Figure III.5. Carte de densité des unités géologiques de la région d'étude	51
Figure III.6. Extraction de la grille finale par application des fonctions d'analyse spatiale	52
Figure III.7. L'effet δN dérivé à partir de la carte de variation de densité	52

Annexe I :

Figure 1. Force de gravitation élémentaire	60
Figure 2. Anomalie de pesanteur.	64

Abréviation

1 Gal	(En hommage à Galilei), équivaut à une accélération de 1 Cm Sec^{-2} .
ξ	Composante Nord-Sud de la déviation de la verticale.
η	Composante Ouest-Est de la déviation de la verticale.
Δg	Anomalie de pesanteur.
Δg_B	l'anomalie de Bouguer
GPS	Global Positioning System.
MNT	Modèle numérique du terrain
N	Ondulation du géoïde.
NASA	National Aeronautics and Space Administration
S(ψ)	Fonction de Stokes
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
WGS 84	World Geodetic System 1984.
BGI	Bureau gravimétrique international
EANG	Europe – Afrique du nord Géoïde
CHAMP	CHALLENGING Minisatellite Payload for geoscience and application

Sommaire

Remerciements	i
Dédicaces	ii
Résumé	iii
Liste des tableaux	iv
Liste des figures	v
Liste des abréviations	vi
Sommaire	vii

Chapitre I : Fondement théorique

I.1.Introduction	3
I.2.Méthodes de détermination du géoïde	4
I.2.1. La méthode Astro-géodésique	4
I.2.2. La méthode Géométrique	5
I.2.3.Les méthodes intégrales	6
I.3.Formule de BRUNCE	7
I.4.Synthèse	8
I.5.Réduction gravimétrique	10
I.5.1. Réduction à l'air libre	11

I.5.2. Réduction de Bouguer	11
I.5.3. Réduction isostatique	13
I.5.4. modèle résiduel de terrain	14
I.5.5. Effet indirect	15
I.6. Détermination du géoïde par corrections additives	16
I.7. Conclusion	18

Chapitre II : Méthodes de détermination de la densité

II.1. Introduction	20
II.2. Construction du modèle de variation de densité	20
II.2.1. Aperçu sur les études de l'influence de la densité sur la détermination du géoïde	21
II.2.2. Méthodes d'estimation de la densité latérale	23
II.2.2.1. Mesure sur affleurement	23
II.2.2.2. Mesures indirectes à l'aide de gravimètres	23
II.2.2.3. Détermination de la densité à partir des vitesses sismiques	24
II.2.2.4. Mesures dans les forages	24
II.2.3. Synthèse	27
II.3. Méthode d'estimation de la densité par solution de carte géologique	27
II.3.1. Acquisition et prétraitements des données	28
II.3.2. Acquisition du tableau des densités de roches :	37
II.4. Conclusion	38

Chapitre III : L'influence de variation de la densité sur la précision du géoïde

III.1.Introduction	40
III.2.Modèles de géoïde gravimétrique en Algérie	40
III.2.1. Etat des lieux	40
III.2.2.Comparaison des modèles de géoïde avec les données GPS/Nivellement	45
III.3. Présentation de la zone d'étude	46
III.4. Outils et matériels utilisés	47
III.5.Description des données	47
III.5.1. Modèle numérique de terrain (MNT)	47
III.5.2. la grille de densité des roches	49
III.5.2.1.Réalisation de la carte de la densité	51
III.5.2.2.La confection de la grille des densités :	53
III.6. Effet de la variation de la densité sur le géoïde	53
III.7.Conclusion	54
Conclusion générale	55
Références	56
Annexe I : Notions fondamentales de la géodésie physique	59
Annexe II : résultat de calcule	65

Introduction Générale

Les effets gravitationnels de la topographie sont les sources dominantes des variations locales du champ de gravité dans plusieurs régions de la Terre. En retirant par calcul ces effets, ainsi que la compensation isostatique associée, on peut constater que le champ résiduel résultant est lissé, et par conséquent, il est plus approprié pour la modélisation locale du champ de gravité. La solution du problème classique de Stokes qui est considérée comme un cas particulier de la formulation simplifiée du problème des valeurs aux limites fondamental de la géodésie physique ; problème moderne de Molodensky, exige que les anomalies de gravité doivent se référer au géoïde sans aucune masse à l'extérieur. Cette condition importante nécessite une régulation de la Terre telle que toutes les masses à l'extérieur du géoïde soient complètement enlevées ou déplacées à l'intérieur du géoïde. Il existe plusieurs méthodes de réduction, lesquelles diffèrent dans la manière dont les masses topographiques (masses comprises entre le géoïde et la surface de la Terre) sont traitées.

Cependant, la connaissance de la densité réelle de la croûte terrestre est nécessaire pour l'ensemble de ces méthodes afin de retirer d'une manière rigoureuse et effective toutes les masses au dessus du géoïde. En d'autres termes, la réduction des anomalies de gravité au géoïde ne peut être exactement calculée que si on dispose d'un bon modèle de répartition des masses dans la croûte terrestre. En pratique, une densité constante moyenne de 2.67g/cm^3 est utilisée dans la détermination locale d'un modèle de géoïde. Cette manière de procéder affecte et altère la précision du géoïde calculé, particulièrement, dans les régions montagneuses. L'utilisation des modèles de variation des densités topographiques latérales a fait l'objet de plusieurs études (Martinec et al. 1995; Kuhnreiber 1998; Pagiatakis et al. 1999; Tziavos & Featherstone 2000; Huang et al. 2001; Hunegnaw 2001). Ces investigations ont montré que ces variations peuvent introduire des erreurs sur le géoïde de l'ordre du décimètre, voire plus, spécialement dans les régions montagneuses.

Ainsi, l'objectif de cette recherche vise à améliorer la précision de modèle du géoïde, spécialement dans les régions montagneuses, par la considération de l'effet des variations de la densité latérale. Le travail demandé a comporté plusieurs phases dont les principales sont :

- ◆ Formulation mathématique.
- ◆ Recensement des unités de la carte géologique nationale, types de roches et affectation d'une densité moyenne à chaque unité,

- ♦ Création du modèle de densité latérale à partir de la carte géologique,
- ♦ Calcul de l'effet de variation de la densité latérale sur le géoïde,

La présentation de ce mémoire comportera trois chapitres :

Dans le premier chapitre, seront rappelés les aspects mathématiques des deux solutions du problème des valeurs aux limites géodésique pour la détermination de la forme réelle de la terre, les réductions gravimétriques, ainsi que la formulation mathématique de l'effet du aux variations de la densité latérale sur le géoïde.

Dans le deuxième chapitre, seront décrites une manière détaillée, les différentes méthodes d'estimation de la densité latérale de la croûte terrestre notamment l'approche de la carte géologique, Des notions géologiques font, également, parties de ce chapitre.

Le troisième chapitre est consacré à la présentation des modèles de géoïde en Algérie, la confection de la grille de densité, puis le calcul de la correction additive due à la variation de la densité latérale.

Chapitre I : Fondement théorique

I.1.Introduction :

Le concept du géoïde; surface équipotentielle qui approxime au sens optimal la surface moyenne des océans a été introduit par Gauss vers la fin du 18^{ième} siècle. Cette surface de niveau est considérée comme un outil incontournable dans toutes les applications cartographiques, de génie civil, de travaux publics, d'océanographie, et de navigation. Jusqu'à la fin des années 80, le géoïde est resté un objet d'étude scientifique. Il était principalement utilisé pour des recherches sur les références verticales et le niveau moyen de la mer. Depuis l'apparition des techniques spatiales de positionnement, et plus particulièrement avec le développement rapide du système GPS, la situation a radicalement changé : le géoïde est devenu un outil incontournable pour convertir les hauteurs ellipsoïdales en altitudes. En outre, l'intérêt du géoïde est incontestable, aussi bien pour des applications géodésiques que dans certains domaines de la géophysique et de l'océanographie. L'étude des écarts entre le niveau moyen de la mer et le géoïde, autrement dit la topographie dynamique de la mer, apporte des indices précieux sur les phénomènes responsables de ces écarts [GHOUGALI M, 2009]

Le géoïde est défini comme l'équipotentielle du champ de pesanteur ($W=W_0$) correspondant au mieux au niveau moyen des mers. et plus particulièrement avec le développement rapide du système GPS, la situation a radicalement changé: le géoïde est devenu un outil indispensable pour convertir les hauteurs ou les différences de hauteurs au dessus de l'ellipsoïde issues du GPS en altitudes ou en différences d'altitudes. [Duquenne H.]

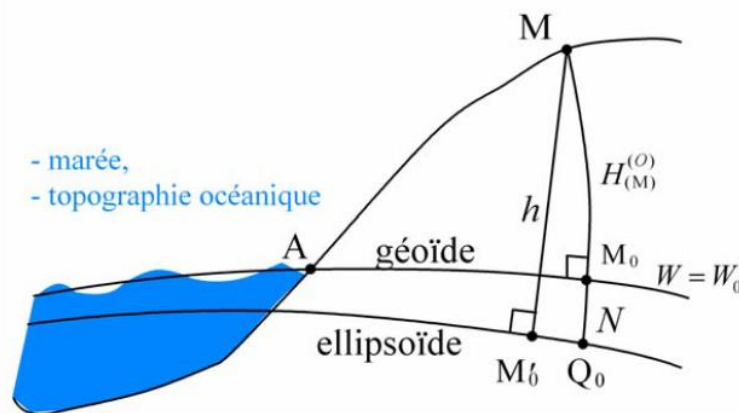


Figure I.1. Altitude, hauteur ellipsoïdale et géoïde [Duquenne H. 2008.]

I.2.Méthodes de détermination du géoïde :

Les déterminations de modèles de géoïde utilisent des données de différentes natures liées au champ de pesanteur : Déviation de la verticale par mesures astro-géodésiques ; Intensité de pesanteur (g) par gravimétrie relative et absolue, terrestre et aéroportée ; Gradiométrie satellitaire ; Altimétrie satellitaire ; Dynamique orbitale (mesures sol-satellites, satellite-satellite) ; Mesures de la hauteur au dessus de l'ellipsoïde (h) par GPS et d'altitude (H) par nivellement de précision.

I.2.1. La méthode Astro-Géodésique :

Les anciennes méthodes de calcul du géoïde sont basées sur des observations astro-géodésiques [Heiskanen & Moritz, 1967; Merry, 1975].

Sur un ensemble de points de coordonnées géographiques connues, les coordonnées astronomiques sont déduites des observations faites sur les étoiles, (figure I.2) Ayant ces deux valeurs, les composantes de la déviation de la verticale ($\xi; \eta$) sont calculées pour chaque point. La déviation de la verticale correspond à l'angle entre la verticale et la perpendiculaire à l'ellipsoïde. Par la suite, une intégration est effectuée de ces composantes le long de chemins (AB) joignant les points :

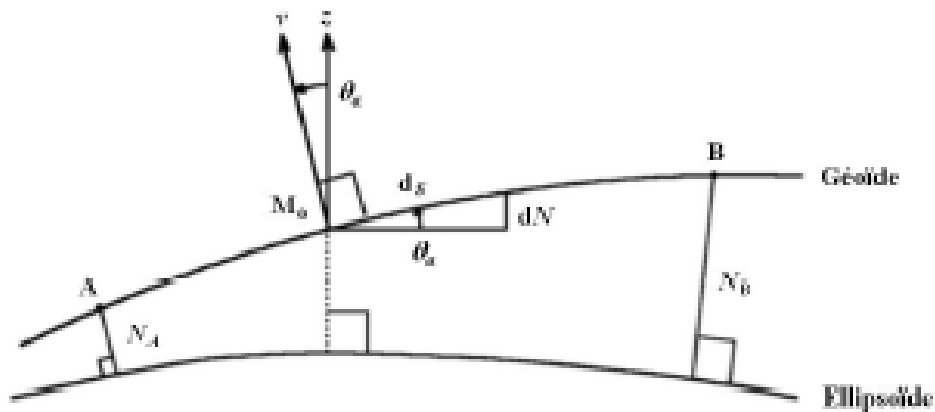


Figure I.2. Méthode astro-géodésique pour le calcul du géoïde [Heiskanen & Moritz, 1967; Merry, 1975].

$$dN = -\theta_\alpha \cdot ds \quad (\text{I.1})$$

$$N_B - N_A = -\int_c \theta_\alpha \cdot ds \quad (\text{I.2})$$

Le géoïde astro-géodésique calculé par Levallois et Monge en 1978 sur l'Europe centrale a une exactitude de l'ordre de 1 à 3 m comme montrés par [Denker & Torge (1998)]

I.2.2. La méthode Géométrique : Nivellement par GPS

Le nivellement était une des premières méthodes à donner un accès indirect à une détermination de la surface zéro d'altitude. Son principe est de déterminer avec précision les altitudes des points par rapport aux repères de référence dont l'altitude est connue. Le repère de référence est déterminé d'après l'observation marégraphique. Même si l'on ne connaît pas la distance entre la surface d'altitude et l'ellipsoïde de référence, le nivellement a permis de se positionner en n'importe quel lieu par rapport aux repères de référence.

Cette technique donne accès aux courbes de niveau correspondant aux surfaces de repos de l'eau, la verticale étant perpendiculaire en tout point à ces surfaces. Les altitudes orthométriques de ce réseau prennent en compte des valeurs théoriques de pesanteur. [Featherstone et al., 2008; Kavzoglu & Saka, 2005]

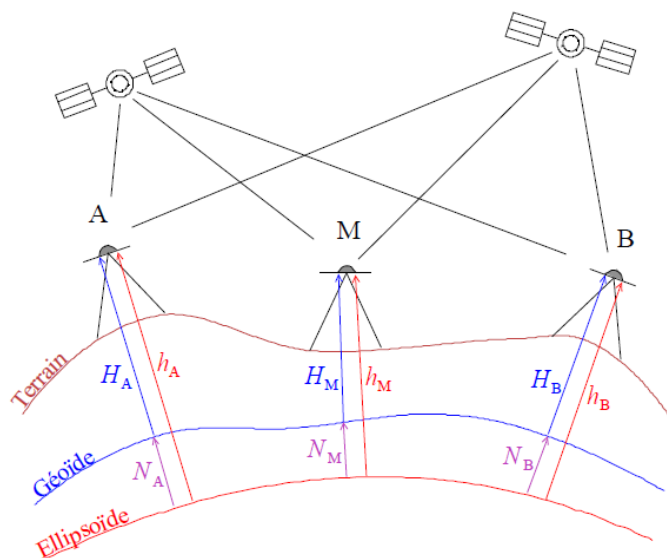


Figure I.3. Nivellement par GPS pour le calcul du géoïde. [Duquenne H. 2008]

Avec le lancement du système GPS qui donne accès à des hauteurs ellipsoïdales, la réalisation des modèles du géoïde a bénéficié de ce système. La réalisation des modèles locaux du géoïde par cette technique consiste à déterminer par GPS la hauteur ellipsoïdale de quelques repères

de nivellement (h) et par nivellement l'altitude aux mêmes points (H). Les coordonnées issues du GPS sont calculées par rapport à l'ellipsoïde de référence WGS84 (World Geodetic System 1984). Les hauteurs du géoïde (N) sont calculées par une soustraction de H et h (figure I.3). En ce qui concerne les autres points, avec des mesures GPS uniquement, les hauteurs du géoïde sont interpolées afin d'en déduire leur altitude. La précision de cette méthode reste encore une question à aborder puisqu'elle dépend de plusieurs facteurs comme la distribution et la densité des points de mesure, leur exactitude, le modèle d'interpolation, etc. [Featherstone et al., 2008; Kavzoglu & Saka, 2005]

I.2.3. Les méthodes intégrales (Gravimétrie):

Dans le problème de la géodésie physique relatif à la détermination du géoïde, les mesures gravimétriques constituent l'une des données les plus importantes dans la formulation des solutions du problème posé. Ces solutions nécessitent des mesures faites sur toute la surface de la terre qui représente la surface limite de référence et, par conséquent, le problème devient un problème de valeurs aux limites. En pratique, il est impossible de réaliser des mesures gravimétriques sur tous les points de la surface terrestre. Cependant, les mesures sont effectuées sur des points discrets et l'information est prédite sur les zones dépourvues de mesures.

Il existe deux méthodes de résolution de ce problème. La méthode classique de Stokes et la méthode moderne de Molodensky. Dans l'approche de Stokes, les mesures gravimétriques utilisées sont réduites au géoïde en utilisant des réductions gravimétriques appropriées, et par conséquent, des hypothèses sur les densités des masses topographiques devront être formulées lesquelles s'avèrent théoriquement insuffisantes et ceci malgré que leur influence, en pratique, est considérée comme négligeable (Heiskanen & Moritz, 1967).

Molodensky a introduit une nouvelle approche appelée "détermination gravimétrique directe de la surface de la Terre" dans laquelle les réductions gravimétriques sont évitées.

La détermination du géoïde est basée sur la formule de Stokes étendue sur toute la surface terrestre telle que : [Heiskanen & Moritz, 1967]

$$N = \frac{T}{\gamma} = \frac{R}{4\pi\gamma} \int \int_{\sigma} S(\psi) \Delta g d\sigma \quad (\text{I.3})$$

où ψ : Distance sphérique entre le point courant et le point de calcul,

R : rayon moyen de la Terre supposée sphérique (géoïde),

$d\sigma$: surface élémentaire d'intégration,

T : potentiel perturbateur,

Δg : désigne l'anomalie de gravité sur le géoïde, et

S : désigne le noyau de Stokes, donné par

$$S(\psi) = \frac{1}{\sin(\psi/2)} - 6\sin\frac{\psi}{2} + 1 - 5\cos\psi - 3\cos\psi \cdot \ln\left(\sin\frac{\psi}{2} + \sin^2\frac{\psi}{2}\right) \quad (\text{I.4})$$

Les conditions d'applicabilité de la formule de Stokes sont malheureusement peu réalistes.

Ainsi, l'harmonicité du potentiel perturbateur T impose que :

- 1- son développement en harmoniques sphériques commence au deuxième ordre,
- 2- il n'y ait pas de masse à l'extérieur du géoïde.
- 3- les anomalies devraient être connues sur la Terre entière.

L'altitude normale H d'un point P sur le sol correspond à l'altitude ellipsoïdique, h , du point Q sur le telluroïde¹. Si le potentiel terrestre réel, W , est égal au potentiel normal, U , en chaque point, alors Q coïncidera avec P , le telluroïde coïncidera avec la surface physique de la terre et l'altitude normale de chaque point sera égale à son altitude géométrique.

Cependant $W_P \neq U_P$, et par conséquent :

$$\xi_P = h_P - H_P = h_P - h_Q \neq 0 \quad (\text{I.5})$$

Ce qui explique le terme anomalie de hauteur ξ .

I.3. Formule de BRUNCE

La ligne de force du champ de pesanteur passant par M coupe le géoïde en M_0 et l'ellipsoïde en Q_0 . La *hauteur du géoïde* est la hauteur de M_0 au dessus de Q_0 suivant la ligne de force.

La formule de Bruns relie le potentiel perturbateur à la hauteur du géoïde :

¹ **Telluroïde** : elle se définit comme étant le lieu des points Q obtenus par projection le long de la normale à un ellipsoïde de référence (surface équipotentielle du potentiel normal U) des points P situés à la surface de la terre.

$$N = \frac{T(M_0)}{\gamma_0}. \quad (\text{I.6})$$

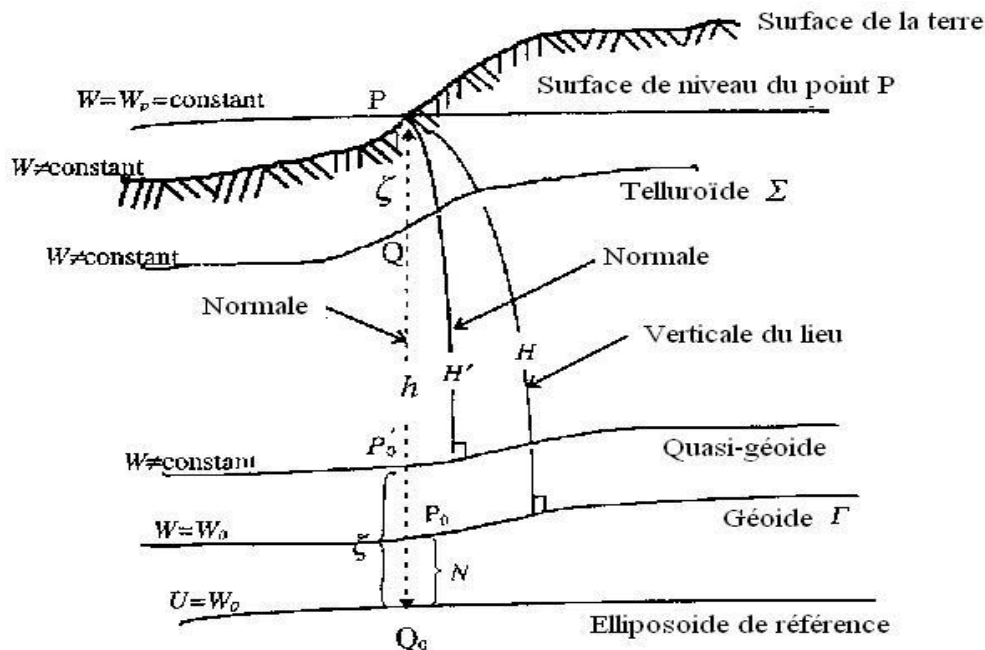


Figure I.4 : Géométrie associée aux problèmes de Stokes et de Molodensky

(Relation entre Ondulation du géοide (N), altitude orthométrique (H), Anomalie de hauteur ζ et l'altitude Normale H')

L'annexe 1 présente l'enchaînement de calcul de l'ondulation du géοide par voie gravimétrique (le bilan des forces, la définition des champs de pesanteur, .. ect).

I.4. Synthèse :

Les méthodes de déterminations satellitaires fournissent des géοides globaux, précis (centimétrique) mais peu résolus.

Les méthodes de détermination de la gravimétrie, notamment la méthode de Stokes, Molodenski, ou Vening Meinesz, donnent des géοides précis et très résolus à condition d'utiliser des mesures denses et bien réparties. En général ces géοides recouvrent un pays, ou un continent.

Il est possible de réaliser des modèles locaux du géoïde en déterminant par GPS la hauteur ellipsoïdale de quelques repères de nivellement, ou, par nivellement, l'altitude de quelques points GPS. Pour les autres points, qui sont connus uniquement par GPS, on interpole la hauteur du géoïde en s'appuyant sur les points GPS nivelés environnants et on en déduit l'altitude. On peut prétendre à une précision d'un petit nombre de centimètres pour peu que :

- les points GPS nivelés soient suffisamment nombreux et bien répartis dans et autour de la zone de travail,
- les observations et traitements GPS soient de bonne qualité,
- les dénivelées ne soient pas trop fortes pour éviter des erreurs de troposphère sur les hauteurs ellipsoïdales,
- le géoïde présente peu de courbure.

Avec cette technique, on maîtrise parfaitement et automatiquement les problèmes de systèmes de références géodésique et altimétrique. La méthode est d'un emploi délicat en zone accidentée.

Quasi- géoïde et géoïde

La méthode moderne de Molodensky n'est pas destinée seulement pour la détermination de la surface physique de la terre mais aussi pour la détermination du géoïde. Son avantage essentiel est que les anomalies de pesanteur font référence au sol, anomalies à l'air libre par exemple. Le résultat obtenu immédiatement est l'anomalie de hauteur ζ qui est la distance qui sépare la surface géopotentielle et la surface équipotentielle au niveau du sol.

En projetant les anomalies de hauteur au-dessus de l'ellipsoïde on obtient le quasi-géoïde.

Il est très intéressant de comparer le géoïde et le quasi-géoïde ; leurs ondulations respectives sont reliées par l'expression suivante [Heiskanen & Moritz, 1967] :

$$N - \xi = \frac{\bar{g} - \bar{\gamma}}{\bar{\gamma}} H = H' - H \quad (\text{I.7})$$

Le terme $\bar{g} - \bar{\gamma}$ est approximativement égal à l'anomalie de Bouguer définie par :

$$\Delta g_B = \Delta g - \left(2\pi G\rho + \frac{\partial \gamma}{\partial h} \right) H \quad (\text{I.8})$$

Selon les équations :

$$\bar{g} = g - \left(\frac{1}{2} \frac{\partial \gamma}{\partial h} + 2\pi G\rho \right) H \quad (\text{I.9})$$

$$\bar{\gamma} = \gamma - \frac{1}{2} \frac{\partial \gamma}{\partial h} H \quad (\text{I.10})$$

$\bar{\gamma}$ au dénominateur, peut être remplacée par une valeur moyenne, par exemple 981 gals.

Enfin et afin de quantifier la différence $N - \xi$, on utilise la formule :

$$\frac{\bar{g} - \bar{\gamma}}{\bar{\gamma}} \cong \frac{\Delta g_B}{981} \cong 10^{-3} \Delta g_B \quad (\text{I.11})$$

Où Δg_B est l'anomalie de Bouguer en gals :

On a donc :

$$(\xi - N)_{\text{en mètres}} \cong \Delta g_{B \text{ en gals}} \cdot H_{\text{en Km}} \quad (\text{I.12})$$

Puisque Δg_B est souvent négative sur les continents, les différences ($\zeta - N$) y sont souvent positives. En d'autres termes, l'anomalie de hauteur, ζ , est en général supérieure à l'ondulation du géoïde N . On note aussi que le quasi-géoïde est déterminé sans faire de suppositions concernant la densité des masses, ce qui n'est pas le cas pour le géoïde. Ainsi, la formule de Molodensky diffère de celle de Stokes par le terme correctif :

$$\xi = \frac{R}{4\pi\gamma} \int \int_{\sigma} G_1 S(\psi) d\sigma \quad \text{avec} \quad G_1 = \frac{R^2}{2\pi} \int \int_{\sigma} \frac{h-h_P}{I_0^3} \Delta g d\sigma \quad \text{et} \quad I_0 = 2R \sin \frac{\psi}{2} \quad (\text{I.13})$$

Cette quantité est considérablement très petite par rapport à la différence $\zeta - N$. [Benahmed 2004].

I.4. Réduction gravimétrique :

Comme il ne doit pas y avoir de masses au-dessus du géoïde, les méthodes de réduction diffèrent de la façon dont ces masses sont réparties. Ce qui nous amènera à voir différents types d'anomalies.

I.5.1. Réduction à l'air libre :

Cette réduction permet de ramener les mesures aux niveaux de référence en éliminant seulement l'effet de l'altitude, elle est proportionnelle à l'altitude de point de mesure, plus l'altitude d'un point mesuré diminue plus g augmente.

$$g = \frac{G.M}{R^2} \quad (\text{I.14})$$

En pratique, le gradient vertical de la pesanteur $\frac{\partial g}{\partial h}$ est remplacé par le gradient normal $\frac{\partial \gamma}{\partial h}$ tel qu'on ait la valeur numérique :

$$F = \frac{\partial \gamma}{\partial h} h_p \quad (\text{I.15})$$

$F = 0.3086 h_p$ (mgals) Où h_p : l'altitude observée (en mètres).

Dans cette formule, la réduction à l'air libre ignore l'existence des masses topographiques au-dessus du géoïde. Ceci est dû au fait que la pesanteur g_p mesurée à la surface de la Terre soit réduite sur le géoïde g_0 en utilisant la composante normale du gradient de la pesanteur normale. [Aarizou.M, 1995]

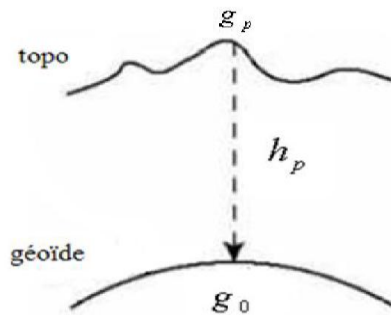


Figure I.5 : Réduction à l'air libre.

I.5.2. Réduction de Bouguer

Elle consiste à ôter de la pesanteur mesurée l'influence des masses topographiques situées entre le point de mesure et le géoïde; on espère ainsi atténuer les irrégularités de l'écart "pesanteur corrigée" - "pesanteur normale".

Pour un point sur la terre, la réduction de Bouguer est décomposée en deux parties :

- la correction de plateau, qui constitue la partie principale, suppose que le point de mesure est sur un plateau d'altitude constante,
- la seconde partie ou correction de terrain au sens strict, tient compte des écarts de la surface topographique par rapport au plateau.

La correction de plateau C_P à apporter aux valeurs mesurées est de :

$$\begin{aligned} C_P &= -2\pi G\rho \cdot h_P \\ &= -0.1119h_P \end{aligned} \quad \text{(I.16)}$$

Pour une densité (supposée constante) égale à 2.67g/cm^3 .

L'évaluation numérique de la formule intégrale représentant la correction de terrain C_T peut être effectuée par le biais de plusieurs méthodes d'intégration numérique.

Généralement, on partitionne la zone entourant le point de calcul en compartiment dont on calcule l'effet sur le point de calcul. L'action totale du relief topographique pour chaque point de calcul est représentée par la somme des actions des N compartiments composant la zone de calcul (Heiskanen & Moritz, 1967).

Rappelons que l'effet d'une bosse comme d'ailleurs celui d'un creux est négatif, donc la correction de relief est positive (voir figure I.6).

On peut regrouper la correction de Bouguer et la correction à l'air libre. La correction totale est :

$$(+0.3086 - 0.1119) \cdot h_P + C_T = 0.1967h_P + C_T \quad \text{(I.17)} \quad \text{pour une densité de } 2.67 \text{ g/cm}^3.$$

Par conséquent, la pesanteur de Bouguer a pour expression

$$g_B = g_{mes} + 0.1967h_P + C_T \quad \text{(I.18)}$$

En comparant g_B avec la pesanteur normale sur l'ellipsoïde, on aura l'anomalie complète de Bouguer :

$$\Delta g^{(mGal)} = g_B - \gamma_Q = g_{mes} + 0.1967H_P^{(m)} + C_T - \gamma_Q \quad \text{(I.19)}$$

Ces anomalies ont, par ailleurs, des variations régulières et par conséquent, elles facilitent les calculs d'interpolation. [Aarizou.M,1995]

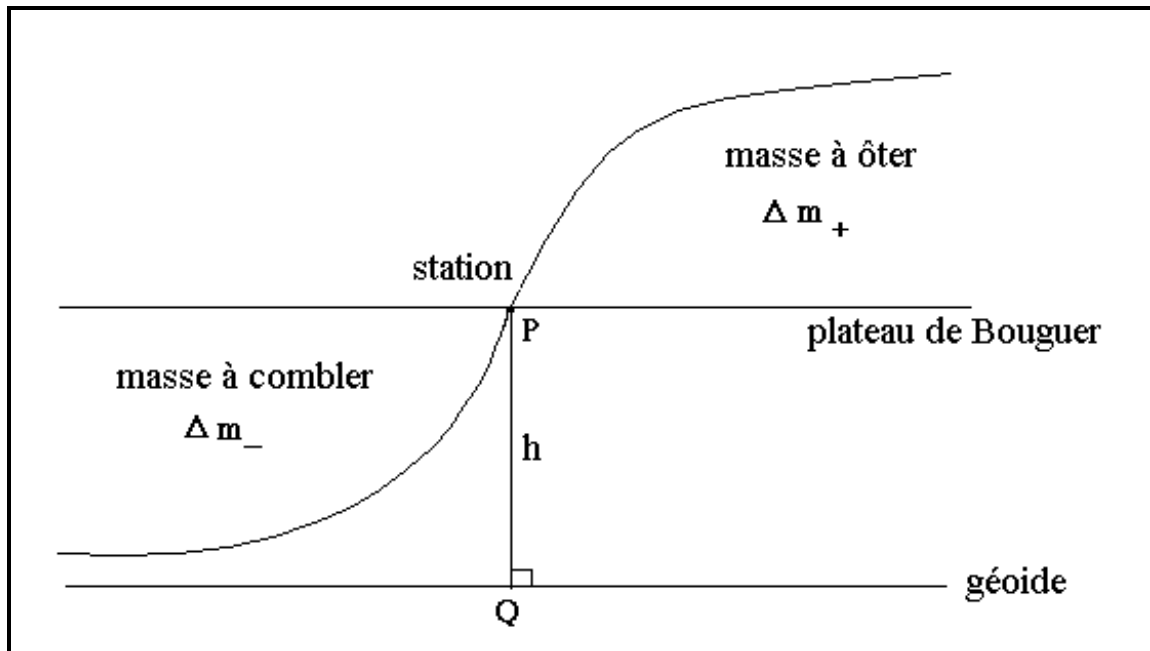


Figure I.6 : Correction topographique [Aarizou.M,1995]

I.5.3. Réduction isostatique

Elle consiste à reporter sur les mesures l'influence d'un déplacement des masses topographiques effectué pour rendre homogène la partie superficielle de la croûte terrestre. Ce déplacement est calculé en faisant une hypothèse (modèles de Pratt, Airy.....) sur la répartition des masses topographiques réelles.

Les masses extérieures ne sont pas supprimées comme dans le cas du calcul de l'anomalie de Bouguer, mais transférées à l'intérieur du géoïde afin de compenser le défaut de masse sous les continents.

L'anomalie isostatique est donnée par formule suivante :

$$\Delta g_1 = g_{mes} - C_T + A_c + C_F - \gamma_0 \quad (I.20)$$

avec

A_c : attraction de la compensation,

C_T : correction topographique + correction du plateau de Bouguer,

C_F : correction à l'air libre,

γ_0 : pesanteur normale calculée sur l'ellipsoïde de référence.

Les anomalies isostatiques dépendent donc du modèle utilisé et de la profondeur de la compensation introduite. [Be ahmed 2004].

I.5.4. modèle résiduel de terrain :

La réduction « modèle résiduel de terrain » a été introduite par Forsberg et Tscherning en 1981 comme une technique de retrait-restauration pour améliorer la modélisation de champ de pesanteur dans les régions montagneuses. Le lissage du champ par application de la réduction de modèle résiduel de terrain améliore la précision d'interpolation et celle d'intégration numérique.

Cette méthode consiste à utiliser une surface de référence lissée, qui peut être dérivée soit à partir d'un développement en harmonique sphérique de la topographie globale ou soit à partir de la moyenne locale des élévations des données [Benahmed 2004].

Le potentiel résiduel noté T_{RT} est données comme suite :

$$T_{RT} = T - T_M - T_{RTM} \quad (\text{I.21})$$

Tel que :

T_M : Potentiel perturbateur correspond aux longues longueurs d'onde, il est calculé à partir d'un modèle global de champ.

T_{RTM} : Le potentiel crée par les masses qui passent la surface de référence et par les masses qui manquent, à partir d'un modèle résiduel de terrain.

Pour calculer les effets de terrain à partir de modèle résiduel de terrain en un point, on utilise deux grilles de MNT de résolution différentes, MNT fin pour les zones proches du point de calcul et MNT large pour les zones lointaines.

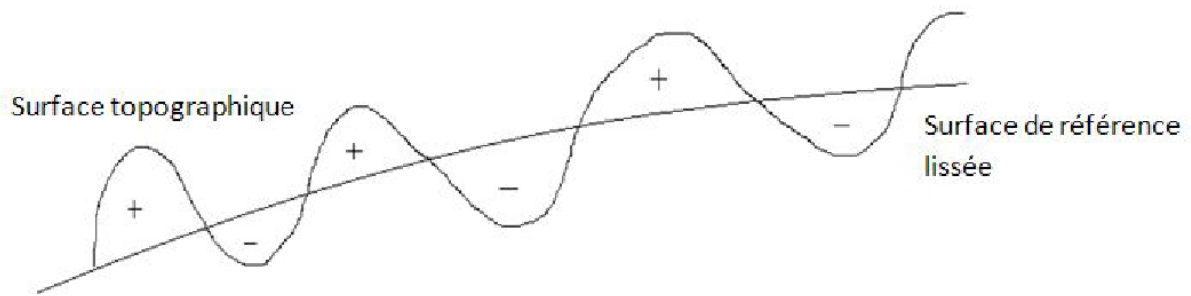


Figure I.7 : Modèle résiduel de terrain. [Benahmed 2004].

I.5.5. Effet indirect

Le fait de déplacer des masses pour les corrections induit une modification du potentiel de gravité ; c'est l'effet indirect. Le déplacement des masses topographiques dans les méthodes de correction de la pesanteur cause un changement δW dans le potentiel initial de la terre. Ce changement représente la différence entre le potentiel des masses topographique et le potentiel des masses après la méthode de correction. Cela signifie que le point p initialement sur le géoïde après la méthode de correction, c'est à dire le point P ne se trouve plus sur le géoïde sur qui il était initialement situé la surface de niveau 0 appelée alors cogéoïde est donc déplacée. La distance verticale qui sépare le géoïde et le cogéoïde notée δN représente l'effet indirect de la correction sur l'ondulation du géoïde, et qui peut calculer par la formule de Bruns : [Arizou.M,1995]

$$\delta N = \frac{\delta W}{\gamma} \quad (\text{I.22})$$

On plus de ça le potentiel centrifuge des masses topographiques reste inchangé après la réduction, on a ($\delta w = \delta v$) et la valeur numérique de l'équation.....est donnée par :

$$\delta N = \frac{V^T - V^C}{\gamma} = - \frac{\pi K \rho h^2}{\gamma} \quad (\text{I.23})$$

δN : effet indirect sur l'ondulation du géoïde,

V^T : potentiel des masses topographiques réelles,

V^C : potentiel des masses condensées,

K : constante gravitationnelle,

ρ : densité constante ($=2.67 \text{ g/cm}^3$) de la topographie,

h : élévation du point de calcul,

γ : pesanteur normale moyenne sur l'ellipsoïde de référence.

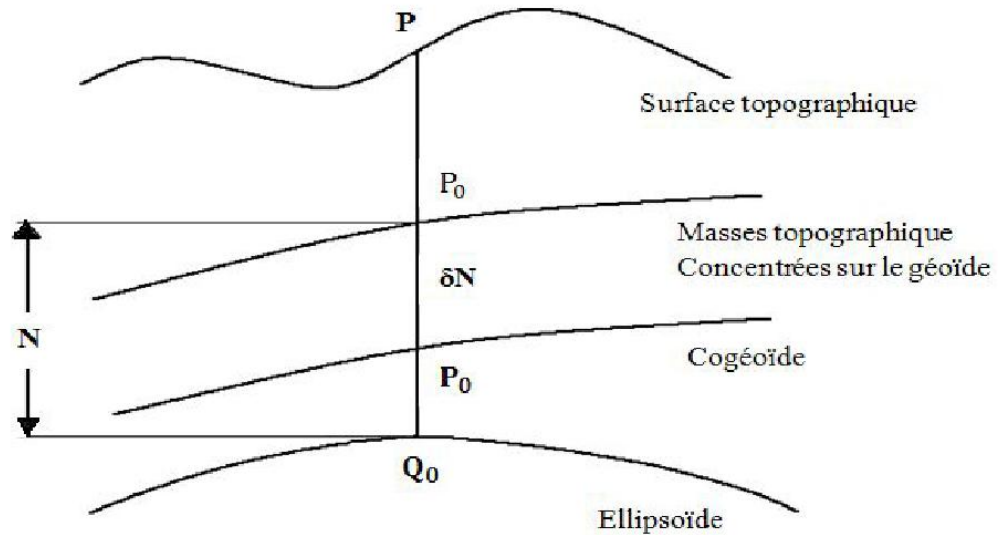


Figure I.8 : Effet indirect [Arizou.M,1995].

I.6. Détermination du géοide par corrections additives

Le principe de la détermination du géοide par la méthode classique repose sur le retrait ou la réduction des masses topographiques avant l'application de la formule de Stokes. Cette réduction correspond au remplacement de la topographie par une certaine distribution de masses sur ou à l'intérieur du géοide. Ainsi, l'anomalie de gravité corrigée de l'effet topographique (ou compensée)

$$\Delta g^c = \Delta g + \delta \Delta g_{dir} \quad (\text{I.24})$$

L'effet de la continuation descendante des anomalies de gravité à partir de la surface terrestre jusqu'au géοide est donné par :

$$\delta \Delta g_{dwc}(P) = \Delta g^*(P) - \Delta g(P) \quad (\text{I.25})$$

Où Δg est l'anomalie de gravité de surface, $\delta\Delta g_{dir}$ est l'effet direct sur l'anomalie de gravité (somme de l'effet direct sur la gravité et du second effet indirect sur l'anomalie de gravité), $(\Delta g^c)^*$ dénote le prolongement analytique descendant de l'anomalie de gravité Δg^c . L'intégration de Stokes des anomalies de gravité fournit la hauteur du co-géoïde. Finalement, l'effet indirect sur le géoïde, δN_I , qui correspond à la restauration des masses topographique est ajouté pour calculer la hauteur du géoïde. Les différentes étapes citées précédemment peuvent être synthétisées comme suit :

$$N = \frac{R}{4\pi\gamma_0} \iint_{\sigma} \Delta g^{c*} S(\psi) d\sigma + \delta N_I \quad (\text{I.26})$$

Où

$$\delta N_I = \frac{(\delta V^t)_{r=R}}{\gamma_0} \quad (\text{I.27})$$

δV^t étant le potentiel topographique résiduel (le potentiel topographique moins sa réduction).

Ainsi, le calcul du géoïde par la méthode de Co-géoïde exige que l'effet direct sur l'anomalie de pesanteur et l'effet de DWC soient appliqués, avant l'intégration de Stokes. Le résultat est le Co-géoïde, qui doit être corrigé de l'effet indirect pour obtenir la hauteur de géoïde.

En opposition de la méthode classique décrite précédemment, une autre approche pour la détermination du géoïde a été formulée par Sjoberg dénommée méthode KTH, dans laquelle, les anomalies de gravité de surface sont utilisées conjointement avec un modèle géopotential global pour déterminer une hauteur du géoïde approximative (N^0). Ensuite, toutes les corrections nécessaires sont additionnées directement et séparément au N^0 . En d'autres termes,

$$N = N^0 + \delta N_{comb}^t + \delta N_{DWC} \quad (\text{I.28})$$

avec

$$N^0 = \frac{R}{4\pi\gamma_0} \iint_{\sigma} S(\psi) \Delta g d\sigma \quad (\text{I.29})$$

qui représente la hauteur du géoïde non corrigée (calculé sans corrections topographiques).

$$\delta N_{comb}^t = \frac{c}{2\pi} \iint_{\sigma} S(\psi) \delta\Delta g_{dir}^* d\sigma + \delta N_I \quad (\text{I.30})$$

est l'effet topographique combiné avec $\delta\Delta g_{dir}^*$.

$$\delta N_{DWC} = \frac{c}{2\pi} \iint_{\sigma} S(\psi) (\Delta g^* - \delta g) d\sigma \quad (\text{I.31})$$

est l'effet direct du prolongement vers le bas. [GUERROUDJ A, 2012]

Ainsi et à l'exception des régions montagneuses, l'équation (I.99) est approximée par :

$$\delta N_{comb}^t \approx -\frac{2\pi\mu}{\gamma_0} H^2 \quad (\text{I.32})$$

Cependant, si la densité topographique au point du calcul est :

$$\rho = \rho_0 + \Delta\rho \quad (\text{I.33})$$

Où ρ_0 est la densité standard (2.67 g/cm³) et $\Delta\rho = \Delta\rho(\theta, \lambda)$ est l'anomalie de la densité latérale relative à la densité standard, l'effet total de $\Delta\rho$ sur la hauteur du géoïde devient [Sjoberg (1996, 2000, 2001, 2003)] :

$$\delta N_{\Delta\rho} \approx -\frac{2\pi G \Delta\rho}{\gamma_0} H^2 \quad (\text{I.34})$$

I.7. Conclusion :

La méthode de Stokes est l'une des plus importantes dans la détermination du géoïde puisqu'elle permet de déterminer les hauteurs du géoïde en intégrant des données gravimétriques. Mais cette formule n'est valable que dans les conditions suivantes :

- pas de masse au-dessus du géoïde (harmonique sur et à l'extérieur du géoïde) ;
- les anomalies de pesanteur doivent être réduites au géoïde ce qui nécessite la connaissance de la densité de la croûte terrestre ;
- les anomalies devraient être connues sur toute la Terre.

Afin de satisfaire les deux premières conditions, les masses sont retirées et les points sont prolongés vers la surface du géoïde par les méthodes de réduction. Historiquement, les méthodes de réduction, telle que la réduction de Bouguer, reviennent à retirer toute la masse au-dessus du géoïde en enlevant la partie haute fréquence et une partie des basses fréquences.

Plus récemment, avec l'apparition des modèles géopotentiels de champ, les méthodes de réduction du terrain visent à avoir des anomalies lisses lors de l'interpolation et à ne pas prendre en compte la partie basse fréquence deux fois dans le calcul. Un exemple de ces méthodes est le terrain résiduel.

Une nouvelle approche permet de corriger les effets topographiques après le calcul du géoïde nommé la méthode KTH -la détermination du géoïde par corrections additives-, cette méthode consiste à déterminer le géoïde par l'approche de Stokes, ainsi que le calcul des corrections dues aux effets topographiques telle que la variation de la densité des masses topographiques pour, Afin de les ajouter à l'ondulation du géoïde.

Notre objectif de ce mémoire de fin de cycle est de quantifier l'effet de variation de la densité latérale des masses topographiques sur la partie nord de l'Algérie, Pour cela nous devons répondre à ces deux questions :

-1) Quelles sont les méthodes de détermination de la densité latérale des masses topographiques?

-2) Quelle est l'influence cette variation sur la précision du géoïde ?

Les prochains chapitres II et III seront respectivement dédiés à répondre à ces deux questions.

Chapitre II : Méthodes de détermination de la densité

II.1. Introduction

La hauteur du géoïde obtenue directement par la théorie de Stokes est tributaire de la densité des masses topographiques. Cependant, l'utilisation d'une densité constante (2.67 g/cm^3) introduit des erreurs sur les anomalies de gravité réduites et par conséquent, sur le géoïde.

Dans ce projet de fin d'étude, nous essayerons d'améliorer l'exactitude du modèle de géoïde, particulièrement dans les zones montagneuses en considérant l'effet des variations de la densité latérales. Autrement dit, il s'agit d'introduire la correction additive qui permet d'apporter plus de précision à l'ondulation du géoïde.

Dans ce contexte, plusieurs recherches ont été effectuées, et parmi lesquelles on retient la formule donnée par Sjoberg en 2003, qui a intégré cette correction que l'on retrouve dans la composante $\delta\rho$ ($\delta N = \frac{2\pi G \Delta\rho}{\gamma_0} H^2$) (II.1)

Dans le cadre de notre travail, nous avons consacré une bonne partie pour calculer cette variation, qu'après une recherche bibliographique sur les différentes méthodes existante, nous avons choisi l'approche la plus simple et la plus utilisée qui est basée sur les données géologiques. Ce chapitre constitué alors, une présentation des méthodes de détermination de la densité des roches topographiques..

II.2. Construction du modèle de variation de densité : état de l'art

Nous avons la distribution référence de densité utilisée généralement commençant à 2.67 g/cm^3 au niveau de la mer, pour la modélisation de géoïde. Cependant, cette densité augmente jusqu'à 2.90 g cm^{-3} sur la croûte, passant à 3.3 g cm^{-3} à travers le Moho à 32 kilomètres de profondeur et augmentant par le manteau avec des discontinuités importantes aux zones de transition de couche.

À la base du manteau, la référence préliminaire du modèle terrestre (PREM) (Dziewonski et Anderson 1981) donne une densité de 5.4 g cm^{-3} et pour le noyau terrestre varie de 9.9 à 13 g/cm^3 au centre, la densité du noyau devient non précise. [R. Kiamehr, 2005].

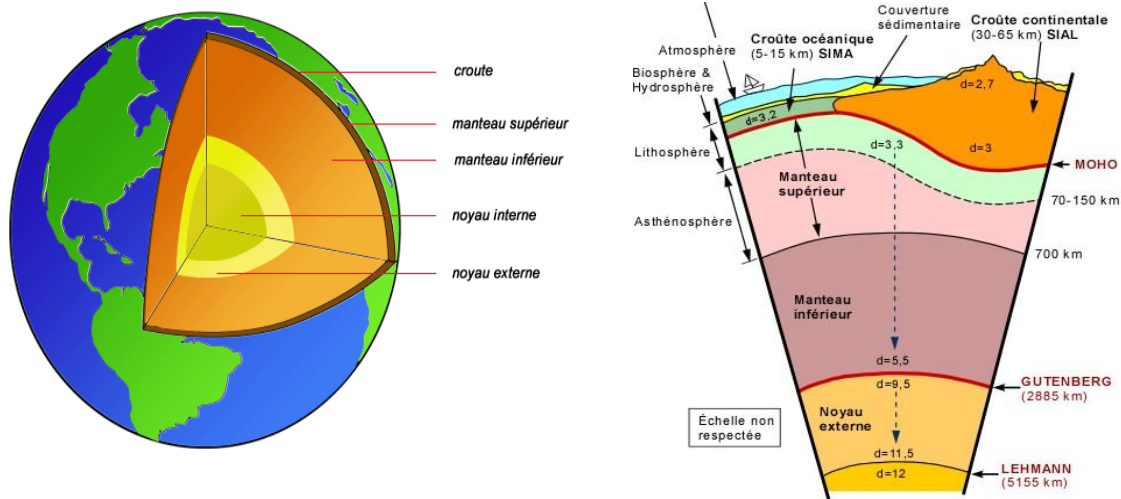


Figure II.1 : Couches internes de la terre

Cette étude aborde le champ potentiel dans la croûte terrestre plutôt que l'intérieur de la terre. C'est parce que notre but principal est d'arriver à étudier l'utilisation des modèles de variation de densité latérale des masses topographiques dans la détermination gravimétrique du géoïde.

II.2.1. Aperçu sur les études de l'influence de la densité sur la détermination du géoïde

Plusieurs travaux de recherches ont été effectués, dont le but commun est d'estimer la variation de densité en appliquant des modèles différents et des données également différentes et de voir l'influence de cette variation sur la détermination du géoïde (l'incertitude):

- **Martinec en 1993** : précise théoriquement, que la variation latérale de densité des masses topographiques peut présenter des erreurs sur le géoïde de l'ordre de décimètre dans les zones montagneuses. Plus loin il a également estimé l'effet direct de densité latérale sur le géoïde au-dessus du lac le plus élevé dans la zone d'étude peut s'étendre de -1.1 à 1.3 cm.
- **Fraser et autres en 1998** : ont développé un système basé sur le SIG pour calculer des corrections de terrain en utilisant des valeurs réelles de densité de roches. Les résultats montrent que dans la région de Skeena de la Colombie-Britannique Canada, les

- corrections de terrain à la gravité peuvent changer par quelques mgals quand la vraie densité topographique est utilisée.
- *Pagiatakis et autres en 1999* : montrent que l'effet des variations de densité latérales sur le géoïde peut atteindre presque 10 cm dans la région de Skeena et plusieurs millimètres à la région du nouveau Brunswick, où le terrain est modéré.
- *Huang et autres en 2001* : sont venus au même ordre de grandeur pour toute la contribution d'anomalie de densité au géoïde dans les montagnes rocheuses canadiennes.
- *Sjoberg en 2004* : a prouvé que tout l'effet de variation de la densité latérale sur le géoïde pour le lac le plus profond sur terre (lac Bajchal) et pour la plus haute montagne de la terre (Everest) peut atteindre jusqu'à ± 1.5 cm et à ± 1.78 m, respectivement.
- *Kiamehr en 2005* : les résultats numériques montrent que les différences dans la hauteur du géoïde en raison de la densité actuelle ($2,67\text{gcm}^{-3}$) et les modèles isostatique peuvent atteindre jusqu'à 0,22 et 0,29 m, respectivement, ce qui n'est pas négligeable dans la détermination précise du géoïde avec une précision centimétrique.

Ces résultats suggèrent que l'effet de variation latérale de densité topographique soit assez significatif et doit être pris en compte particulièrement dans des régions montagneuses dans la détermination d'un modèle précis de géoïde. Dans les paragraphes suivant, nous présentons les approches les plus populaires pour l'estimation de la densité des roches de la croûte terrestre.

II.2.2. Méthodes d'estimation de la densité latérale

II.2.2.1. Mesure sur affleurement

L'imperfection de cette méthode provient de ce que les mesures sont faites sur des échantillons altérés par l'influence des agents météorologiques et libérés des conditions de

pression et de température qui existent en profondeur. Des mesures répétées sur des échantillons prélevés dans une région, ont conduit à fixer à une densité de 2,49 et des échantillons de carottes de même âge et de même composition lithologique, prélevés à 2 000 m de profondeur dans un sondage voisin, présentent une densité de 2,58. Les mesures de densité sur affleurements donnent le plus souvent des valeurs par défaut.

II.2.2.2. Mesures indirectes à l'aide de gravimètres

L'échantillonnage des roches sur une zone étendue est difficile à réaliser, néanmoins, on peut effectuer des corrections sur les valeurs de "g" mesurées, afin d'éliminer l'effet du relief, on doit connaître la densité des terrains superficiels. Cette densité peut être déterminée à partir des mesures de "g" suivant un profil dit "profil de Nettleton", établi dans une zone supposée ne pas présenter d'accident géologique.

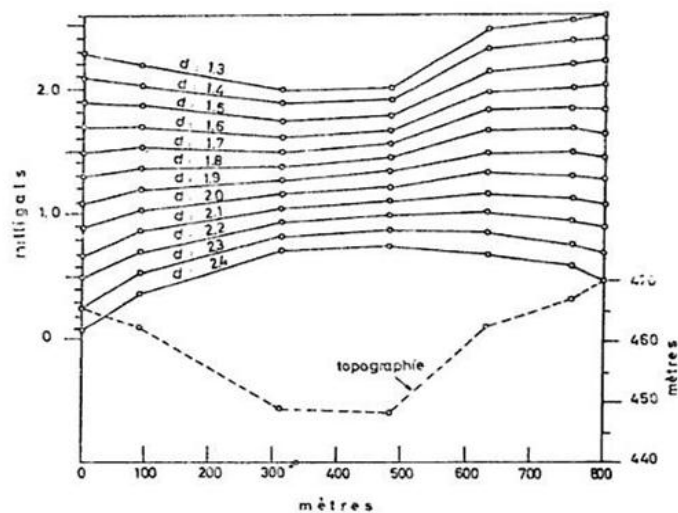


Figure II.2 : Profils Nettleton de Bouguer pour différentes densités

[L.L.Nettleton, Geoph., 1939, vol.4]

Un profil topographique passant par une zone accidentée est choisi. Et les corrections de Bouguer sont exécutées pour une certaine échelle de densités. La comparaison du profil topographique et du profil gravimétrique permet de choisir la densité qui donne un profil montrant le moins de corrélation possible avec la topographie.

Nettleton note qu'il faut que le profil soit établi à travers une vallée, ou une colline et qu'il faut bien se garder d'appliquer cette technique là l'on soupçonne la présence d'une anomalie

structurale. Il faut éviter également les zones susceptibles de présenter des dépôts alluviaux, et faire en sorte de ne pas recouper un contact géologique par un profil. C'est une méthode intéressante, mais qui exige un sens critique averti, et une bonne connaissance de la géologie de la surface prospectée.

Cependant, les densités déterminées ainsi, qui intéressent des volumes importants, donneront des valeurs inférieures à celles que l'on obtiendra par des mesures sur carottes des mêmes terrains. C'est le même effet qui a déjà été signalé au sujet de la comparaison des densités des roches à l'affleurement et sur carottes de sondage. [L.L. Nettleton, Geoph., 1939, vol.4]

II.2.2.3. Détermination de la densité à partir des vitesses sismiques

Il a été constaté que d'une façon générale (sauf dans le cas des évaporites sel gypse anhydrite...), les vitesses de propagation des ondes sismiques et la densité des couches correspondantes variaient dans le même sens. Aussi, peut-on envisager de se faire une idée de l'agencement des densités à partir de la distribution des vitesses sismiques, mieux connue généralement, et tenter, sur une aire régionale, une carte de variations latérales des densités.

II.2.2.4. Mesures dans les forages

Les meilleurs résultats, ceux qui permettent de serrer aux plus près les valeurs de la densité, sont obtenus en analysant et utilisant les résultats de forages.

On doit distinguer les mesures directes de densités sur carottes ou "cuttings" des mesures indirectes [par log sonique, log gamma gravimètre de fond], où on a une relation plus ou moins bien vérifiée entre le paramètre mesuré par le capteur et la densité.

- **Mesure sur carottes**

Elles sont le plus souvent assez rares et concernent des roches "réservoir", donc poreuses, présentant des caractéristiques particulières. Il est rare en effet de disposer d'un forage où le carottage a été effectué en continu.

- **Mesure sur cuttings**

Les cuttings sont les débris de roches remontés par les boues. La mesure systématique de densité sur des cuttings échantillonnées à intervalle fixe (quelques mètres) permet d'obtenir les variations de densité en fonction de la profondeur. Mais les résultats ne sont pas toujours satisfaisants:

- Certaines formations donnent des cuttings implacables difficilement séparables de la boue;
- D'autres, tels les grès et les sables, donnent des valeurs trop fortes, la mesure portant sur des grains désagrégés.
- Les retombées des parois du puits peuvent fausser les résultats. Cependant, le grand nombre des mesures permet souvent d'éliminer statistiquement ces inconvénients.

Comme l'exemple de la figure II.3 le montre, il est possible de choisir une courbe moyenne entre les limites extrêmes de dispersion des valeurs de densité de cuttings, qui représente convenablement l'évolution de cette densité.

[Aviso User Handbook 2]

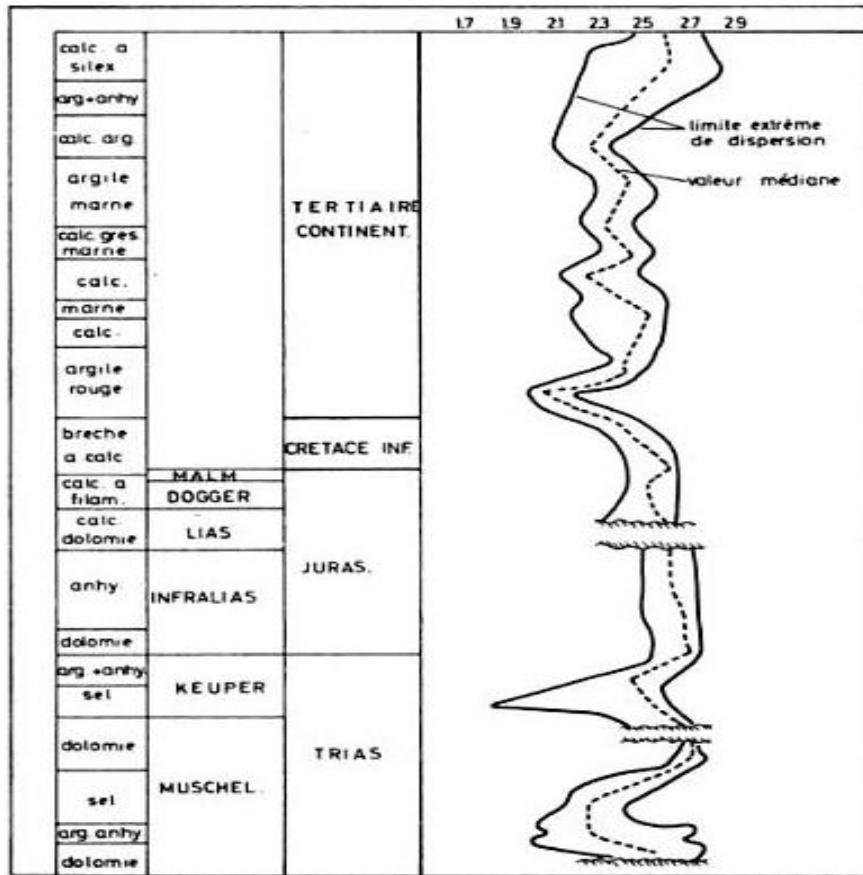


Figure II.3 : Log de densité d'après cuttings

- **Mesure sur log sonique**

Cet appareil mesure le temps de propagation des ondes acoustiques sur une distance unité "l'inverse de la vitesse des ondes "P".

- **Mesure sur Log gamma-gamma**

Une source radioactive émet des rayons gamma. Un détecteur situé à proximité, enregistre le rayonnement diffusé par la formation. Les rayons gamma émis perdent de l'énergie par collision avec les électrons de la formation. La densité des électrons est grossièrement proportionnelle à la densité de la roche. L'absorption du rayonnement est d'autant plus forte que la densité de la roche est élevée. Les logs fournissent donc un enregistrement continu de la densité. Les logs donnent des résultats satisfaisants, dans les sédiments consolidés. Ils sont très souvent irréguliers et peu significatifs pour les sédiments peu profonds, non consolidés. Ces irrégularités sont dues à la sensibilité de l'appareil vis-à-vis des variations du diamètre du trou,

beaucoup plus fortes dans les sédiments meubles.
[Aviso User Handbook 2]

II.2.3. Synthèse

Les méthodes d'estimation de la densité sont nombreuses, nous avons sélectionné quelques unes, on constate que chaque méthode en fonction des paramètres et des outils utilisés diffère de l'autre, pour le cas de notre étude, nous avons opté pour la méthode basée sur la carte géologique présentée dans les paragraphes suivants.

II.3. Méthode d'estimation de la densité par solution de carte géologique

Habituellement, un modèle numérique à trois dimensions de densité est nécessaire pour donner une meilleure description des masses topographiques, mais le développement d'un tel modèle peut être très difficile ou presque impossible. Actuellement, une carte géologique donne généralement petites informations sur comment la roche superficielle se comporte avec la profondeur. Néanmoins, un modèle approximatif de densité améliorerait la réduction de pesanteur d'une détermination précise de géoïde plutôt qu'assumant un modèle constant peu réaliste de densité.

Comme nous l'avons dit précédemment, nous avons choisi cette approche pour générer le modèle de la variation de densité, le problème rencontré réside dans l'absence d'une carte géologique nationale, pendant la phase de collecte de données, nous n'avons pu avoir que des cartes géologiques sur quelques régions qui ne couvrent pas la totalité de notre zone d'étude.

Récemment l'ASAL et dans le cadre du programme spatial national, a lancé un projet dont la réalisation est au CTS dans la Division d'Observation de la Terre en collaboration avec le ANGCM, ce qui a résolu le problème et nous a permis d'acquérir une carte géologique à l'échelle 1 :2 000 000 -pour la partie nord de pays- réalisée sur la base de l'imagerie satellite ALSAT1, actualisée par l'utilisation des cartes géologiques aux échelles 1 :50 000 et 1 : 100 000.

1. *Localisations spatiales*

La localisation spatiale fait référence au système de coordonnées, à la dimension géographique de l'information. Elle comprend l'étude de la localisation d'un ou plusieurs "objets" géographiques indépendamment de celle des autres.

Le contexte de localisation d'un phénomène est fort différent selon qu'on se situe en matriciel ou en vectoriel.

2. *Relations spatiales*

Les relations spatiales sont bien plus instructives mais elles se basent sur une localisation préalable des entités de la géobase. Il s'agit d'établir des relations entre les objets en fonction de leurs localisations respectives dans l'espace. On pourra alors ou non faire intervenir les attributs. Parmi ces relations spatiales, on compte la distance, la proximité (notamment la contiguïté), la situation (localisation des phénomènes par rapport aux phénomènes du même genre).

3. *Structures spatiales*

La structure des phénomènes dans l'espace est fondamentale. Cette notion, intuitive pour la plupart des gens, est ici formalisée et quantifiée de manière à permettre des évaluations objectives. On parle de distances type, d'analyse centrographique, d'autocorrélation spatiale, etc.

b)-Fonctions populaires d'analyse spatiale

Les fonctionnalités d'analyse spatiale permettent d'effectuer des traitements complexes de données spatiales et de générer de nouvelles informations. Les nouvelles couches géographiques créées peuvent être sauvegardées dans différents formats.

Le tableau suivant présente des exemples sur quelques fonctions du logiciel ArcGIS considéré parmi les logiciels les plus performants en SIG. [GUERROUDJ A, 2012]

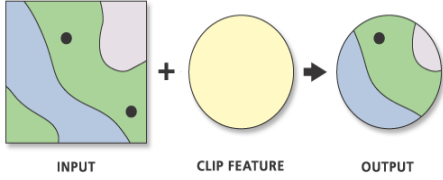
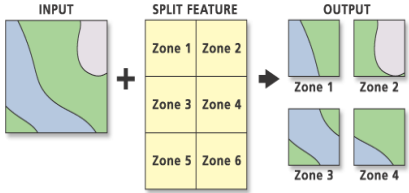
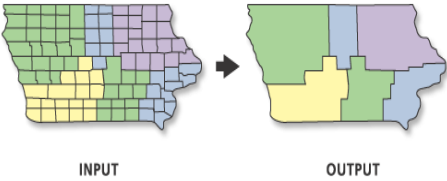
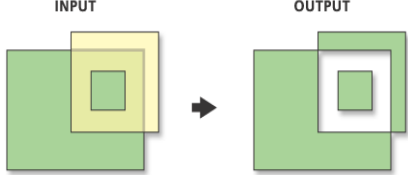
Fonctionne	Icône (Input/Output)	description
<p>Clip (découper)</p>	 <p>INPUT CLIP FEATURE OUTPUT</p>	<p>Permet de découper une couche à partir d'un contour défini par l'utilisateur.</p> <p>Utile pour délimiter une aire de travail.</p> <p>Les objets retenus gardent leurs informations attributaires</p>
<p>SPLIT</p>	 <p>INPUT SPLIT FEATURE OUTPUT</p> <p>Zone 1 Zone 2 Zone 3 Zone 4 Zone 5 Zone 6</p> <p>Zone 1 Zone 2 Zone 3 Zone 4</p>	<p>Fractionnement des entités d'une couche en fonction des entités d'une autre.</p> <p>Les entités de la couche de fractionnement doivent être de type polygone et avoir un champ de type caractère.</p>
<p>DISSOLVE</p>	 <p>INPUT OUTPUT</p>	<p>Fusion de l'ensemble (ou selon un champ) des entités de la couche en entrée</p> <p>Les entités en entrée et en sortie ne peuvent être que de type polygone</p> <p>Il est possible d'ajouter les champs (ou une statistique sur ceux-ci) de la couche en entrée dans la couche de sortie</p>
<p>SYMMETRICAL DIFFERENCE</p>	 <p>INPUT OUTPUT</p>	<p>Intersection des entités de deux couches mais en conservant l'intégralité des entités de la première.</p> <p>Les entités des couches doivent être de type polygone.</p>

Table II.1. Quelques fonctions d'analyse spatiale (pour format vecteur) sous ArcGIS
[GUERROUDJ A, 2012]

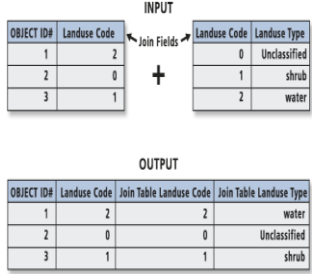
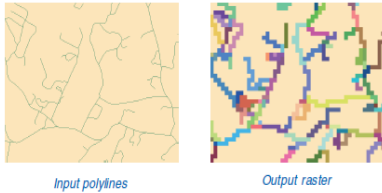
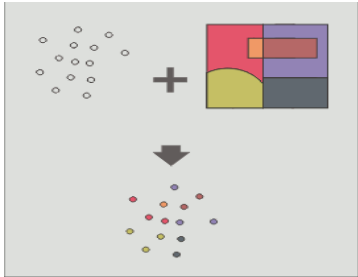
Fonctionnalité	Icône (Input/Output)	description																																
<p align="center">Jointure</p>	 <p align="center">INPUT</p> <table border="1" data-bbox="443 421 568 517"> <thead> <tr> <th>OBJECT ID#</th> <th>Landuse Code</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>1</td><td>2</td></tr> <tr><td>2</td><td>0</td></tr> <tr><td>3</td><td>1</td></tr> </tbody> </table> <p align="center">+</p> <table border="1" data-bbox="635 421 756 517"> <thead> <tr> <th>Landuse Code</th> <th>Landuse Type</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>0</td><td>Unclassified</td></tr> <tr><td>1</td><td>shrub</td></tr> <tr><td>2</td><td>water</td></tr> </tbody> </table> <p align="center">OUTPUT</p> <table border="1" data-bbox="443 577 756 678"> <thead> <tr> <th>OBJECT ID#</th> <th>Landuse Code</th> <th>Join Table Landuse Code</th> <th>Join Table Landuse Type</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td>1</td><td>2</td><td>2</td><td>water</td></tr> <tr><td>2</td><td>0</td><td>0</td><td>Unclassified</td></tr> <tr><td>3</td><td>1</td><td>1</td><td>shrub</td></tr> </tbody> </table>	OBJECT ID#	Landuse Code	1	2	2	0	3	1	Landuse Code	Landuse Type	0	Unclassified	1	shrub	2	water	OBJECT ID#	Landuse Code	Join Table Landuse Code	Join Table Landuse Type	1	2	2	water	2	0	0	Unclassified	3	1	1	shrub	<p>Permet d'associer sur une seule couche, des données provenant de plusieurs autres couches de même type.</p> <p>La couche résultat reprend les valeurs et la structure attributaire d'une des couches (couche de référence) spécifiée par l'utilisateur.</p>
OBJECT ID#	Landuse Code																																	
1	2																																	
2	0																																	
3	1																																	
Landuse Code	Landuse Type																																	
0	Unclassified																																	
1	shrub																																	
2	water																																	
OBJECT ID#	Landuse Code	Join Table Landuse Code	Join Table Landuse Type																															
1	2	2	water																															
2	0	0	Unclassified																															
3	1	1	shrub																															
<p align="center">CONVERT FEATURE TO RASTER</p>	 <p align="center">Input polylines Output raster</p>	<p>permet de convertir les données vectorielles sous format raster matriciel.</p>																																
<p align="center">Spatiale Join (Jointure Spatiale)</p>		<p>Permet de transférer les attributs d'une couche à l'autre sur la base de critères spatiaux.</p> <p>Opération possible sur la table attributaire si on choisit le critère intersection.</p>																																

Table II.2. Quelques fonctions d'analyse spatiale (pour format raster) sous ArcGIS

[GUERROUDJ A, 2012]

Parmi les fonctionnalités que nous avons employées, la jointure spatiale. Elle permet la mise en relation de 2 Tables moyennant un critère de jointure de façon analogue pour une jointure sémantique, à la seule différence c'est que dans ce cas le critère de jointure est une relation spatiale [Les attributs de la première table sont annexés à l'autre table en fonction de critères spatiaux (emplacement des entités les unes par rapport aux autres)].

Il y a trois principales relations qui sont prises en compte :

- Les objets les plus proches d'un autre objet
- Les objets à l'intérieur d'un autre objet
- Les objets qui intersectent un autre objet

Selon le type géométrique des objets (points, lignes, polygones) mis en relation, il peut y avoir plusieurs possibilités pour la jointure spatiale, mais dans notre cas, nous sommes intéressés au cas de la jointure point de la grille avec un polygone de la carte de densité.

La Figure II.4 illustre un extrait de la carte géologique nationale sur la partie nord de l'Algérie. Elle est composée de 33 unités fondamentales.

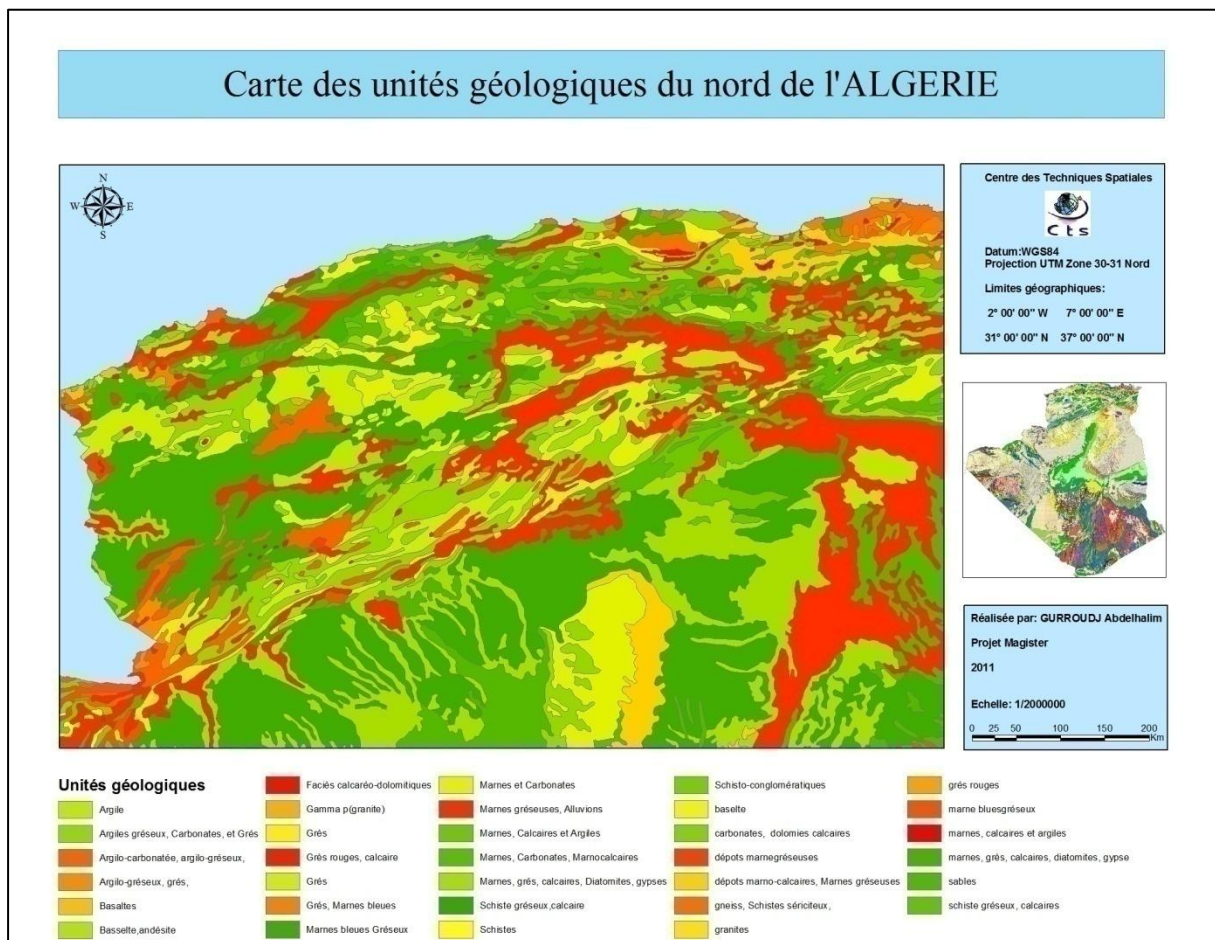


Figure II.5: Extrait de la carte géologique sur la partie nord de l'Algérie [GUERROUDJ A, 2012]

Stratigraphie du nord de l'Algérie:

La stratigraphie du Nord algérien qui correspond à notre zone d'étude, fait partie du bassin mésogéen. Quatre ensembles paléogéographiques sont distingués : la Meseta oranaise, l'Atlas saharien, le SE constantinois et le domaine tellien. La succession stratigraphique peut se résumer ainsi :

Paléozoïque

- Le **Paléozoïque inférieur** affleure sous forme de gneiss, micaschistes, grès et quartzites dans la partie septentrionale : Monts de Ghar-Rouban, Tiffrit, Traras, Chenoua, Kabylie. Les formations cristallophylliennes anté-Silurien sont mal connues. Puissantes de 4000 à 5000m en Petite Kabylie, elles sont recouvertes par un conglomérat suivi de schistes à Graptolites et de calcaires à Tentaculites et Orthocères.
- Au **Dévonien**, la sédimentation comporte des brèches, recouvertes d'un ensemble schisto-gréseux avec calcaires récifaux à Ghar-Rouban, alors que des flyschs se déposent dans les sillons.
- Le **Carbonifère** n'est connu que dans le Djurdjura (faciès continentaux) ; le Viséen schisto-conglomératique de Ghar-Rouban et Tlemcen inclut des épisodes éruptifs.

Mésozoïque

- Le **Trias** évolue d'une sédimentation gréseuse à de puissants dépôts évaporitiques se terminant par des calcaires dolomitiques avec intercalations de volcanites basiques.

En Grande Kabylie, une partie du Permien et le Trias inférieur sont constitués de grès rouges surmontés par des calcaires du Mushelkalk en bancs épais ou en plaquettes. Une sédimentation gréseuse rouge reprend ensuite, accompagnée d'intercalations doléritiques.

Au Sud, région des Babors, le Keuper, salifère et gypsifère, repose sur les calcaires du Mushelkalk. Cette sédimentation lagunaire s'étend tout le long de la zone tellienne. A l'Est, ce Trias lagunaire, argilo-détritique, évolue en tendance carbonatée au Mushelkalk. En fin de Trias, les dépôts évaporitiques se généralisent.

• Le **Jurassique** débute par une transgression marine ; les faciès calcaréo-dolomitiques à oolithes du Rhétien, reposant sur le Keuper, laissent place à des marnes au Lias supérieur. Dans la Hodna et à Boussaâda, des carbonates comblent la fosse atlasique.

Dans le Tell occidental et la Plate-forme saharienne, les dépôts sont carbonatés (200m) à l'Hettangien-Sinemurien. A l'Hettangien-Pliensbachien, des calcaires à ammonites, des polypiers, des algues et des dolomies calcaires (200m) soulignent l'amplitude de la transgression.

Au Domérien, l'environnement marin est généralisé en Algérie avec notamment la présence du faciès à ammonitico-rosso dans le Djurdjura.

Le Dogger apparaît dans deux secteurs :

- en Kabylie avec une sédimentation carbonatée réduite;
- dans le Tell (sédimentation argilo-carbonatée épaisse), dans les Hauts-Plateaux et le môle de Constantine (carbonates), dans la fosse atlasique (2000m de dépôts argilo-gréseux). A noter que, dans la bordure sud de l'oranais et de l'Atlas saharien occidental, le Bajocien montre une tendance détritique traduisant une activité fluvio-deltaïque.

Au Malm, les grès s'étendent vers le Nord soulignant une régression. S'opposent alors les domaines marins du Nord et les domaines continentaux deltaïques du Sud. Cependant, au Sud quelques dépôts d'influences marines s'observent encore (Haut-Plateaux et fosse atlasique). A l'Est du méridien Sdrata-Laghout , le milieu est marin jusqu'au jurassique supérieur.

• **Le Crétacé**, détritique et siliceux, affleure dans l'Atlas saharien, où il atteint 1200m de puissance.

Au Néocomien-Barrémien, la mer quitte l'Atlas tellien, le Môle de Constantine et le NE de la fosse atlasique. On y observe des alternances d'épisodes argilo-gréseux et de carbonates.

A l'Aptien, une transgression carbonatée à récifs marque la sédimentation dans le Hodna et les Aurès ; les grès dominant au sud et à l'Ouest (fluvio-deltaïque).

A l'Albien, des grès puis des flyschs se déposent dans l'Atlas saharien alors que dans le Tell, ce sont des faciès argilo-gréseux qui dominant. Dans le SE constantinois, une transgression Crétacé supérieur s'amorce avec des dépôts de carbonates.

Au Cénomaniens, la mer est présente, peu profonde au sud (évaporites) ou franchement marine dans le Tell (1000m de marnes pélagiques). Le Cénomaniens est néritique (300 à 400m de puissance) à Telagh et Tiaret, carbonaté dans le Hodna.

Le Turonien marneux à lamellibranches et échinodermes couvre tout le Nord algérien à l'exception des Hauts-Plateaux et du constantinois.

Au Sénonien, la sédimentation marno-calcaire se poursuit marquée par un approfondissement marin.

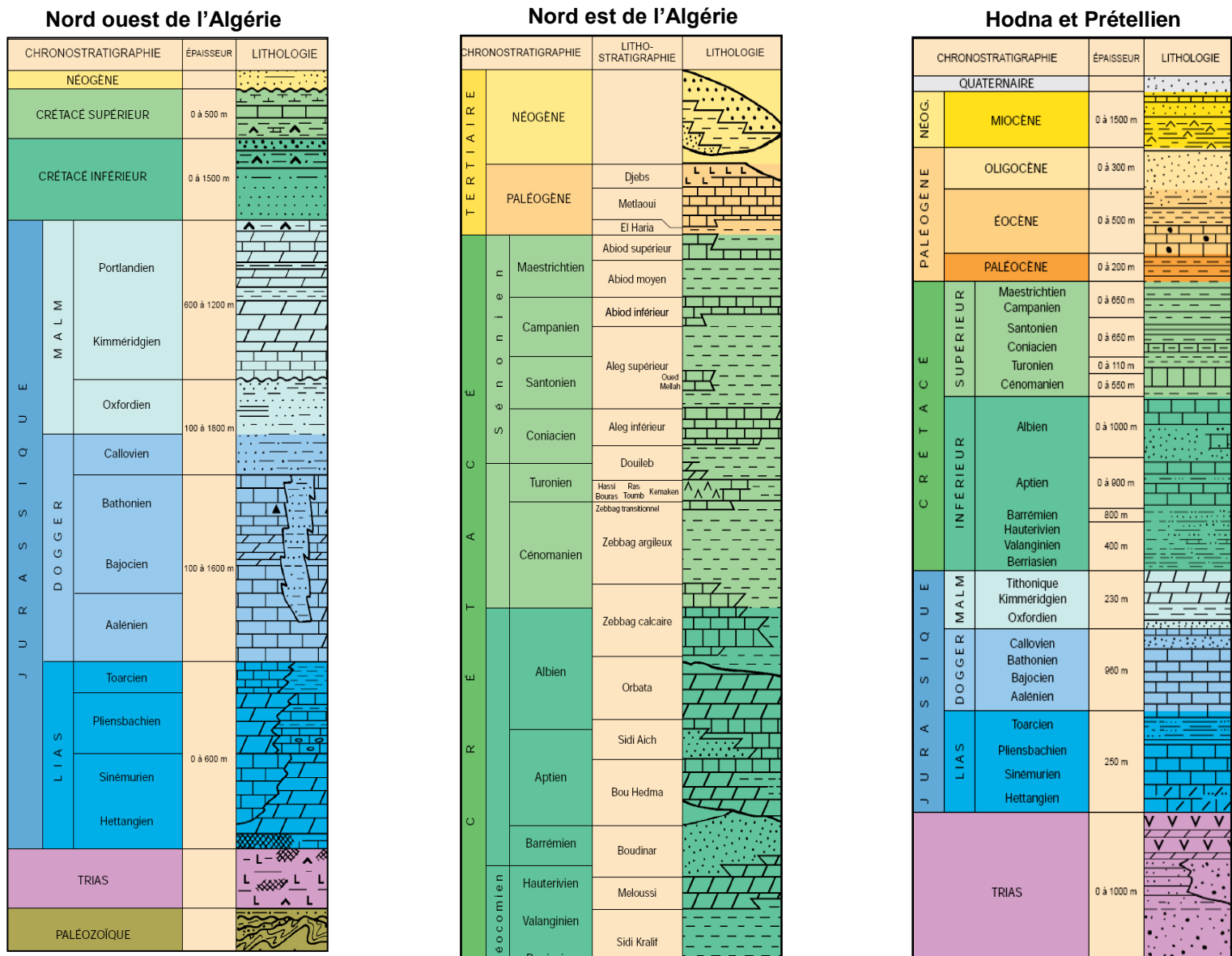
• Cénozoïque

- Il débute à l'**Eocène** par des dépôts étendus et puissants : marnes, calcaires et argiles dans le Tell ; marnes gypseuses, calcaires phosphatés et à silex du Hodna ; marnes à huîtres.
- A l'**Oligocène**, la sédimentation est dominée par les grès.
- Au **Miocène inférieur**, une épaisse série de marnes bleues (1000 m+) accompagne la transgression qui envahit l'Algérie depuis Tlemcen jusqu'à Biskra. S'individualisent les bassins de Tafna, du bas et moyen Chelif, du Hodna, des Sébaou.
- Au **Miocène supérieur**, la régression au Burdigalien est suivie d'une transgression dans le Chelif (marnes noires ou bleues, sables, grès, calcaires, diatomites, gypse).

Plio-Quaternaire

- Au **Pliocène**, des marnes bleues gréseuses (1000 m) se déposent dans le Chéelif et la Mitidja. Partout ailleurs, la sédimentation est lagunaire ou continentale. [Aviso User Handbook 1]

Figure II.6 : Stratigraphie du nord de l'Algérie



II.3.2. Acquisition du tableau des densités de roches :

Pour générer la carte de densité en deux dimensions (2D), nous avons utilisé la carte géologique numérique sous ArcGIS et à l'aide des informations extraites à partir de la légende d'où chaque unité géologique comprend un ensemble de roches, dont le travail consiste à attribuer pour chaque roche sa densité moyenne.

Cette dernière est la moyenne arithmétique de la valeur min et max de chaque roche, publiées au site internet : www.mineralinfo.org .Ce tableau présente les différentes densités et les roches correspondantes classées par ordre alphabétique.

Roches	Densité Min	densité Max	densité Moyenne
Albâtre et marbre	2,70	2,80	2,75
Andésite	2,40	2,80	2,60
Anthracite	1,40		1,40
Ardoise	2,80	2,90	2,85
Argile	2,20	2,60	2,40
Asphalte	1,05		1,05
Basalte	2,60	2,70	2,65
Basalte (compact)	2,70	3,20	2,95
Bauxite	2,60		2,60
Calcaire	2,30	2,90	2,60
Calcaire compact	2,70	2,80	2,75
Charbon	1,00	1,80	1,40
Craie	1,25		1,25
Dacite	2,45	2,55	2,50
Diatomites			2,20
Diorite	2,70	2,90	2,80
Dolomie	2,70	2,80	2,75
Gabbro	2,90	3,10	3,00
Gneiss	2,70	2,80	2,75
Granite	2,40	2,80	2,60

Graphyte	2,20		2,20
Gravier (sec)	1,60	2,00	1,80
Grés	1,80	3,20	2,50
Gypse en poudre	2,25		2,25
Houille	1,80		1,80
Kaolin	2,26		2,26
Lignite	1,20		1,20
Marne	2,30	2,70	2,50
Marbre	2,60	2,90	2,75
Naphte liquide	0,70	0,84	0,77
Péridotite	3,20	3,40	3,30
Rhyolite	2,20	2,70	2,45
Sable sec	1,64	2,00	1,82
Schiste	1,60	2,90	2,25
Syénite	2,60	3,00	2,80
Terre argileuse	1,80	2,00	1,90
Trachyte	2,50	2,80	2,65

Table II.3 : Densité des roches

II.4.Conclusion

Les méthodes d'estimation de la densité des roches géologiques sont différentes en termes de moyennes et données utilisées, pour notre cas nous avons opté la méthode basée sur les données issues de la carte géologique. La plupart des densités des roches qui rentrent dans la composition des unités géologiques de notre zone d'étude sont présentées dans le tableau précédent sauf quelques unes comme les alluvions, et les conglomérats.

1. Les alluvions sont des dépôts de débris plus ou moins gros (sédiments), tels du sable, de la vase, de l'argile, des galets, du limon ou des graviers, transportés par de l'eau courante. Les alluvions peuvent se déposer dans le lit du cours d'eau ou s'accumuler au point de rupture de pente.

2. Un conglomérat est une roche détritique (issue de la dégradation mécanique d'autres roches) composée de morceaux discernables liés entre eux par un ciment naturel. Pour être considérés comme discernables, les morceaux doivent mesurer plus de 2 mm (en dessous de cette taille, on aurait affaire à un grès et non plus à un conglomérat). Les conglomérats sont le plus souvent de nature sédimentaire, mais ils peuvent également être volcaniques. Beaucoup de conglomérats ont été formés au moment où la mer envahissait une surface primitivement continentale (transgression), dans une zone basse (poudingue sparnacien de Nemours, au sud de Fontainebleau).

Le prochain chapitre montre la carte de densité pour notre région d'étude, puis le calcul de l'effet de variation de la densité latérale afin de déterminer leur impact sur le géoïde.

Chapitre III :
L'influence de
variation de la densité
sur la précision du
géoïde

III.1.Introduction

Le problème de détermination du géoïde peut être vu comme étant un filtre à plusieurs entrées et une seule sortie (Sideris, 1994a). Cependant, pour le calcul précis par voie gravimétrique d'un modèle local de géoïde, les données utilisées doivent être analysées et validées avant d'être exploitées. Ce chapitre décrit les données disponibles et utilisées dans cette étude, mais avant ça, on va présenter quelques modèles de géoïde utilisées dans les travaux de la géodésie dans l'Algérie.

III.2.Modèles de géoïde gravimétrique en Algérie

III.2.1. Etat des lieux

Conscient de la nécessité de la surface du géoïde dans le processus du nivellement par GPS, l'Algérie a récemment orienté une partie de ses programmes de recherche vers les déterminations précises du géoïde en utilisant différentes méthodes. Plusieurs tentatives de calcul du géoïde gravimétrique ont été menées à la Division de Géodésie du Centre National des Techniques Spatiales. 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. En d'autres termes, pour pouvoir transformer une hauteur ellipsoïdique purement géométrique, issue d'observation et de traitement de données GPS, en altitude orthométrique, il suffit de disposer d'un modèle de géoïde. Dans le cadre de ce travail, nous nous sommes intéressés qu'aux modèles de géoïde dont l'emprise couvrait au moins la partie nord de l'Algérie. Les modèles recensés sont présentés par ordre chronologique.

- **EANG** (Europe – Afrique du nord Géoïde) est une réalisation du BGI qui couvre largement la Méditerranée Occidentale ; zone comprise entre $-15^{\circ} \leq \lambda \leq 28^{\circ}$ et $25^{\circ} \leq \varphi \leq 55^{\circ}$, avec un pas de 6' en Latitude et 10' en Longitude. Les anomalies gravimétriques à l'air libre intégrées dans cette solution ont été obtenues à partir de données gravimétriques terrestres, maritimes et de données d'altimétrie satellitaire. Le modèle OSU81 développé jusqu'au degré et ordre 180 a été adopté comme modèle de référence. La précision absolue sur la hauteur du géoïde est estimée à 1 mètre, tandis que l'erreur relative est de l'ordre de 10 cm avec une résolution d'au plus 500 km, pour une erreur de ± 1 mGal sur les Δg connus sur une grille 6' x 10' et pour un rayon de troncature de 6°[Barriot, 1987].

- **BGI_Solution** est un modèle de géoïde réalisé par la Division de Géodésie du Centre des Techniques Spatiales (Arzew/Algérie) à partir des données gravimétriques terrestres validées et fournies par le BGI. Ce modèle de géoïde de résolution 5'x5' a été calculé par la méthode de collocation rapide sur le territoire national entre les limites [20°, 37°] en Latitudes et [-10°, 7°] en Longitude en utilisant la technique de retrait-restauration. 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 a été 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. Le logiciel GRAVSOFT (Tscherning, 1994) et des programmes développés au CNTS ont été mis en œuvre . [Benahmed Daho, 2004]
- **GETECH_Solution** est un modèle de géoïde de résolution 5'x5' déterminé par la technique de Transformée de Fourier Rapide (FFT) à partir d'une grille prétraitée d'anomalies à l'air libre de résolution 5' x 5' couvrant la zone d'étude limitée par [-10°, 14°] en Longitude et [16°, 40°] en Latitude. Cette grille composée de 289 x 289 points nous a été fournie par GETECH sans aucune information sur la précision des différentes valeurs. Le modèle du champ est OSU91A. Le modèle GLOBE30 a été utilisé dans le calcul des effets topographiques selon la réduction RTM [Benahmed Daho, 2004].

Cependant, et malgré les résultats concluants sur des zones expérimentales de dimensions réduites, ces modèles n'ont pas la précision requise pour pouvoir transformer une altitude purement géométrique en altitude physique orthométrique. Ceci est lié directement à la qualité et à la densité des données intégrées dans le calcul de ces solutions locales. Par ailleurs et compte tenu de ces contraintes, des solutions régionales s'avèrent plus cohérentes et plus adéquates. Dans ce contexte, un projet nommé "Africain Geoid Project" sous la l'égide de la commission 2 : "Gravity Field" de IAG a été défini et qui avait comme objectif la détermination à moyennes échelles d'un géoïde optimum pour le continent Africain. Pour ce

faire, un groupe de Géodésiens Africains activant dans le domaine de modélisation du champ de gravité a été installé dont sa mission principale consistait à collecter l'ensemble des données nécessaires au calcul d'un modèle de géoïde pour l'Afrique de qualité. En 2003, un géoïde préliminaire dénommé AGP (African Geoid Preliminary) sur le continent africain a été calculé. Cette solution a été basée sur les données suivantes [Merry, 2003] :

- Le modèle global EGM96 développé jusqu'au degré et ordre 360.
- Deux sources de données de gravité :
 - Les anomalies de gravité terrestres ont été obtenues à partir de la Base de données des mesures gravimétriques de l'UCT (University of Cap Town) pour l'Afrique du sud et à partir de African Gravity Project pour le reste de l'Afrique. Une grille de résolution 5'x5' des anomalies de Bouguer a été générée à partir de ces données irrégulières en utilisant la technique de Krigeage, puis convertit en anomalies à l'air libre en employant un DEM de résolution 5'x5'. La valeur de chaque nœud de la grille a été calculée à partir des 4 points les plus proches du point de prédiction.
 - Du côté des données gravimétriques marines, une grille de résolution 2'x2' a été produite par Danish National Cadastre à partir ERS-1.

Ces deux grilles ont été combinées en une seule grille de résolution 5'x5' dans laquelle les cellules vides ont été comblées par les anomalies à l'air libre issues du modèle global EGM96. Enfin et pour des contraintes purement numériques, la grille résultante a été divisée en deux parties nord et sud avec un recouvrement de 4° en Latitude.

- Le modèle numérique de Terrain GLOBE de résolution 30" a été utilisé dans le calcul des effets topographiques.

- Récemment, un nouveau modèle de géoïde, dénommé **NEW_GEOIDE**, a été calculé en intégrant ces nouvelles données. Ce modèle de géoïde de résolution 5'x5' a été calculé par la méthode de Transformée de Fourier Rapide sur le territoire national entre les limites [19°, 39°] en Latitudes et [-9.5°, 12.5°] en Longitude en utilisant la technique de retrait-restauration (Ghougali, 2010). Il a été déterminé à partir des données suivantes :
 - ❖ Modèle géopotential EGM2008 développé jusqu'au degré et ordre 2159 et qui contient des coefficients en harmoniques sphériques supplémentaires jusqu'au degré 2190 et ordre 2159 pour transformer les anomalies de hauteur en ondulations du géoïde.

EGM2008 a été obtenu à partir de la combinaison, au sens d'un ajustement par les moindres carrés, du modèle géopotential PGM2007B et d'un ensemble d'anomalies de pesanteur moyennes sur des cellules de 5 minutes d'arc (≈ 9 Km à l'équateur). Les anomalies de pesanteur utilisées sont obtenues à partir des mesures gravimétriques terrestres sur les continents et de mesures d'altimétrie radar sur les satellites (GEOS-3 et SEASAT) au niveau des océans. Sa précision reste tributaire de la qualité et de la densité des données intégrées dans sa détermination. Ce modèle de référence a été utilisé pour retirer et restaurer respectivement les contributions de grandes longueurs d'onde sur les anomalies de gravité et sur les ondulations du géoïde.

- ❖ Deux types de données gravimétriques. Un ensemble composé de 12472 mesure de gravité ponctuelle terrestre fournies par le BGI et une grille constituée de 52714 d'anomalie de gravité à l'air libre dérivée à partir des mesures de l'altimétrie spatiale et qui couvre une partie de la méditerranée entre les limites $[35^\circ$ à $39^\circ]$ en latitude et de $[-11^\circ$ à $14^\circ]$ en longitude. La répartition géographique des mesures gravimétriques est représentée sur la Figure III.1.

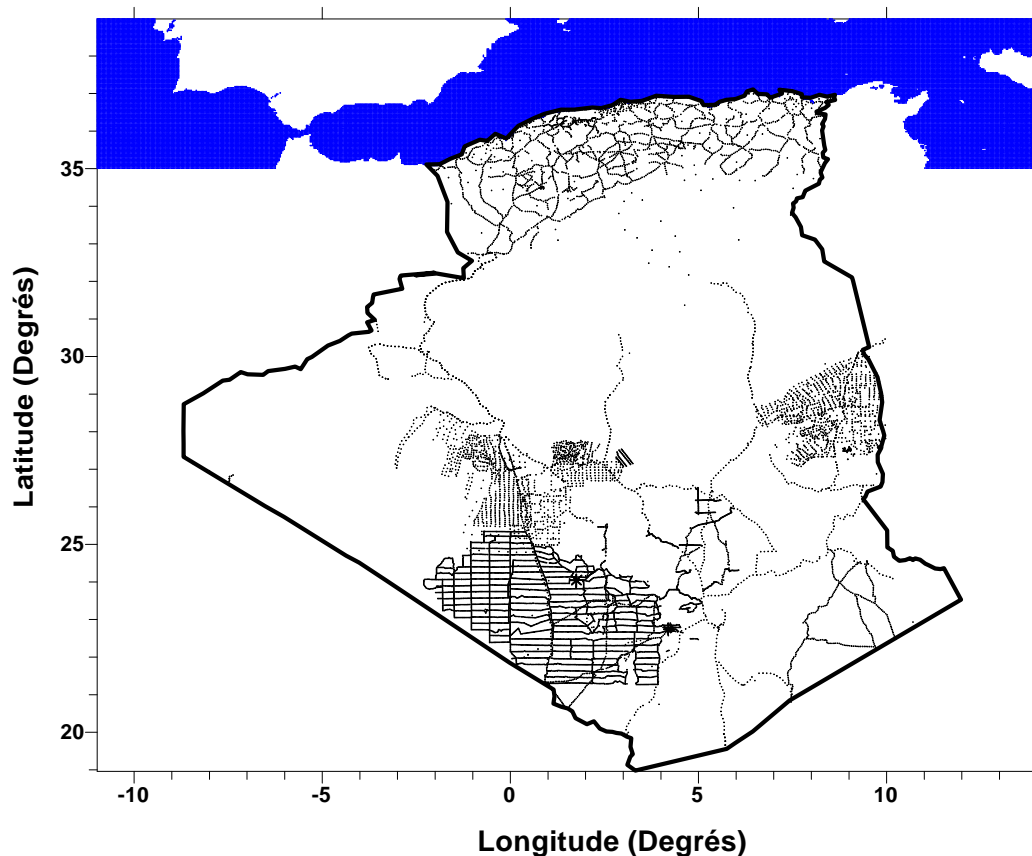
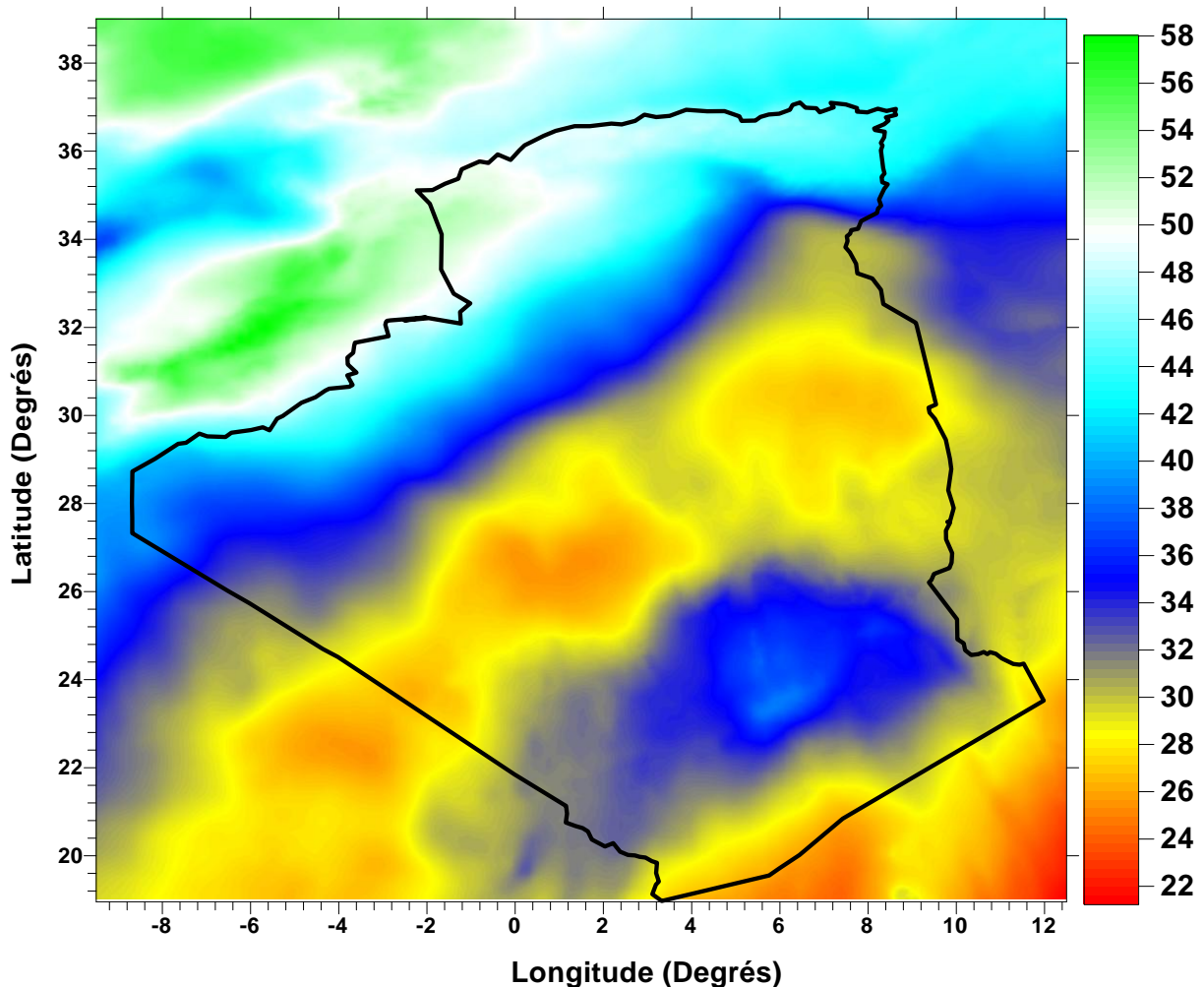


Figure III.1. Répartition géographique des mesures de gravité utilisées [BENAHMED, 2004]

- ❖ Un MNE de résolution 15" (~450 m) couvrant la région limitée par $15^\circ \leq \varphi \leq 40^\circ$ et $-15^\circ \leq \lambda \leq 15^\circ$ a été généré à partir du modèle SRTM 3" (~100 m). Sur la méditerranéenne, ce modèle a été complété par le modèle bathymétrique ETOPO2. Le calcul des effets de la topographie en accordant la réduction RTM a été basé sur deux grilles d'élévations MNE fin et large de résolution 15" x 15" et 30" x 30", lesquels ont été utilisés jusqu'à des distances de 20km et 100 km, respectivement. La surface de référence de résolution 5' x 5'; nécessaire pour la réduction RTM, a été formée à partir du MNE fin. [GUERROUDJ, 2012]

La Figure III.2 représente la carte du modèle de géoïde avec des contours tous les 2m. Ce modèle a été utilisé, dans le cadre de ce travail, comme modèle de référence sur lequel, nous avons apporté le terme correctif dû à la variation de la densité latérale.



III.2.2. Comparaison des modèles de géoïde avec les données GPS/Nivellement

En général, il existe deux méthodes pour l'évaluation de la précision des modèles du géoïde déterminés par voie gravimétrique. La première considérée comme interne permet de calculer la matrice de covariance du modèle local du géoïde, la seconde approche, largement utilisée en pratique, fait intervenir comme valeurs de contrôle, les ondulations du géoïde obtenues par collocation GPS/Nivellement pour évaluer la précision externe du modèle du géoïde local.

Les hauteurs du géoïde calculées par voie gravimétrique N_{grav} sont comparées aux ondulations du géoïde dérivées à partir des observations GPS et de nivellement de précision $N_{GPS/Nivellement}$ tel que :

$$N_{GPS/Nivellement} = h - H \quad (III.1)$$

où h est l'altitude ellipsoïdique obtenue par GPS et H est l'altitude orthométrique déterminée par nivellement.

Les statistiques des écarts $\Delta N = |N_{Grav} - N_{GPS/Nivellement}|$ offrent une évaluation empirique externe de la précision du modèle du géoïde gravimétrique. Leur analyse montre l'existence, dans la plupart des cas, des écarts importants d'ordre métrique, supérieurs aux précisions à la fois du GPS/nivellement et interne du géoïde gravimétrique. Cependant, ce type d'évaluation exige que les données GPS et de nivellement soient de bonne qualité et exemptées d'erreurs et par conséquent, elles peuvent être utilisées dans l'adaptation du géoïde gravimétrique. Ainsi, les ondulations du géoïde sont toujours affectées par la qualité et la densité des données GPS et de nivellement, lesquelles, sont toujours prises comme données de référence dans l'étude de la qualité du modèle du géoïde local (BENAHMED, 2004). Les solutions disponibles sur le territoire national décrites précédemment (paragraphe III.1.1) ont été comparées avec une configuration des points GPS nivelés constituée de 51 stations [GHOUGALI M, 2009].

Le tableau III.1 regroupe les statistiques des différences aux points d'appui entre les hauteurs du géoïde prédites à partir des modèles de géoïde et les ondulations du géoïde obtenues par collocation du GPS et du Nivellement. On peut constater que le meilleur accord est obtenu pour le modèle NEW_GEOIDE. La déviation standard des différences, avant ajustement, est située au niveau de 17cm. Elle est de l'ordre de ± 63 cm, ± 39 cm, ± 25 cm et ± 91 cm pour les

modèles BGI_Solution, GETECH_Solution, AGP_Solution, et EANG_Solution, respectivement. (GHOUGALI M, 2009)

	Minimum	Maximum	Moyenne	σ
$N_{GPS/Niv} - N_{BGI_Solution}$	-3.953	-0.488	-1.978	0.632
$N_{GPS/Niv} - N_{GETECH_Solution}$	-0.855	1.097	0.433	0.385
$N_{GPS/Niv} - N_{AGP_Solution}$	-1.351	-0.016	-0.368	0.249
$N_{GPS/Niv} - N_{EANG_Solution}$	-4.254	1.022	-1.509	0.908
$N_{GPS/Niv} - N_{NEW_GEOID}$	-1.589	-0.469	-1.281	0.170

Tableau III.1. Résultats de comparaison entre les modèles du géoïde et les hauteurs du géoïde déterminées par GPS/nivellement (en mètres) [GHOUGALI M, 2009].

III.3. Présentation de la zone d'étude

La zone d'étude, c'est-à-dire la zone pour laquelle l'effet de variation de la densité latérale sur géoïde local est calculé, est située dans la région Nord de l'Algérie, les de la zone d'étude sont:

Limite Nord (φ Max)	37°
Limite Sud (φ Min)	31°
Limite Est (l Max)	7°
Limite Ouest (l Min)	-2°

Tableau III.2. Limites géographiques de la zone d'étude

III.4. Outils et matériels utilisés

Le tableau présente le matériel utilisé lors des traitements. Ainsi que les logiciels dédiés à la réalisation des applications de la thématique abordée



Outils et matériels	Description
<p data-bbox="300 568 608 607">Matériel informatique</p> 	<p data-bbox="727 568 967 607">PC: MacbookAir</p> <ul style="list-style-type: none"> <li data-bbox="727 703 1347 804">-Processeur : Intel(R) Core(TM) i5-4250U CPU @ 1.30GHz 1.90GHz <li data-bbox="727 846 1166 884">-Mémoire installée (RAM) : 4.00 Go <li data-bbox="727 927 967 965">-Disque dur 500 Go
<p data-bbox="309 1167 598 1205">Outils de traitements</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li data-bbox="727 1003 1315 1041">-Type du système : système d'exploitation 64bit . <li data-bbox="727 1084 1394 1167">Arc GIS version 10.2.2 pour les prétraitements et l'analyse spatiale SIG.  <ul style="list-style-type: none"> <li data-bbox="727 1285 1394 1368">programme excel /office 2010 pour le calcul de l'effet de variation de la densité latérale.

Tableau III.3. Outils et matériels utilisés lors des traitements des données

III.5. Description des données

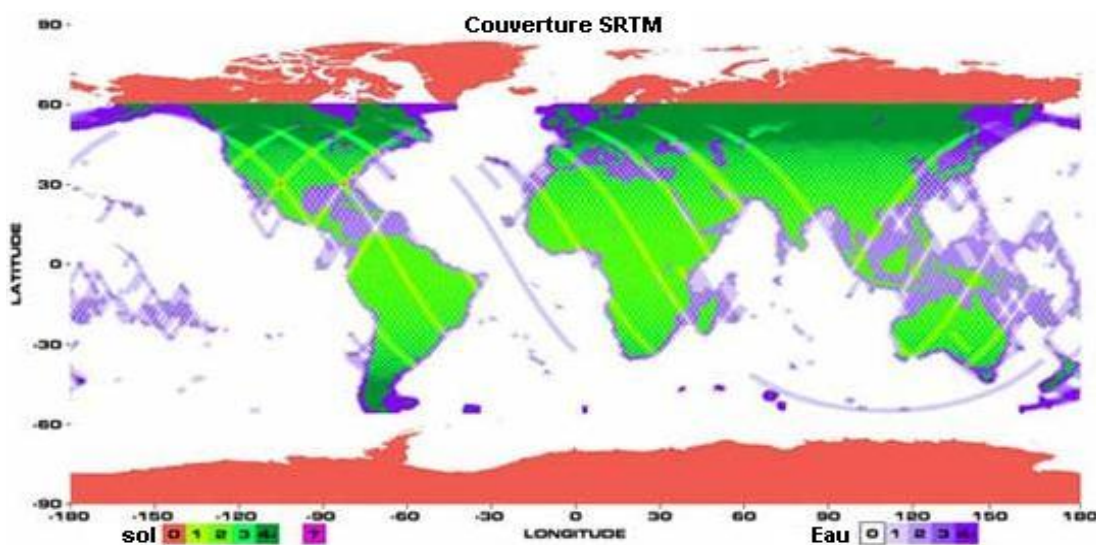
Le calcul d'un modèle de géoïde nécessite différents types de données : des données GPS nivelées, un modèle géopotential optimum, un modèle numérique de terrain de haute résolution et des mesures gravimétriques de bonne qualité, mais dans notre objectif est de déterminer l'effet de variation de la densité latérale, donc les données nécessaires sont le modèle numérique de terrain, et une grille de densité des roches.

III.5.1. Modèle numérique de terrain (MNT)

La disponibilité des données SRTM a ouvert de nouvelles perspectives pour la détermination régionale ou locale du champ de gravité. Le SRTM constitue des données nécessaires dans de

nombreux domaines d'application recouvrant la géodésie, la géologie, l'Aménagement, l'Environnement, l'Hydrologie, les Télécommunications, la Défense ou la Communication au sens larg. En Algérie et en absence d'un modèle numérique de terrain digitalisé de haute résolution, les données d'élévation SRTM constituent, en principe, une source de données qui devrait être utilisée dans le calcul des corrections topographiques.

La mission SRTM fut réalisée par deux organismes états-unien : la NASA (National Aeronautics and Space Administration) et la NGA du Ministère américain de la Défense. Cette mission à but cartographique, démarré le 11 février 2000 par le lancement de la navette Endeavour (STS-99) dont le rôle était d'obtenir un relevé topographique en 3D de la surface du globe. Pour ce faire, la navette embarqua un imposant instrument d'observation de la Terre composé de deux antennes radar montées dans la soute et deux autres fixées sur un mât de 60 mètres déployés en orbite. Le radar a ainsi cartographié la Terre de 50 degrés sud à 60 degrés nord par rapport à l'équateur (Voir Figure III.3). Il a, de plus, mesuré les ondulations des paysages de sorte que la NASA a été capable de tracer les cartes de près de 80 % des terres émergées où vit près de 95 % de la population mondiale. Un millier d'îles ont également été cartographiées et plusieurs de ces îles ne l'avaient jamais été auparavant. L'information géographique étant devenue une donnée stratégique fort importante dans le domaine de la défense, la diffusion des données SRTM fut dans un premier temps interdite. Par la suite, elles furent mises en libre accès après avoir subie une altération volontaire (passage d'une résolution 30 mètres à 90 mètres).



Les altitudes dérivées dont la précision est de l'ordre de ± 16 mètres (avec un niveau de confiance de 10%) sont référencées par rapport au géoïde calculé à partir du modèle global EGM96. [GHOUGALI M, 2009].

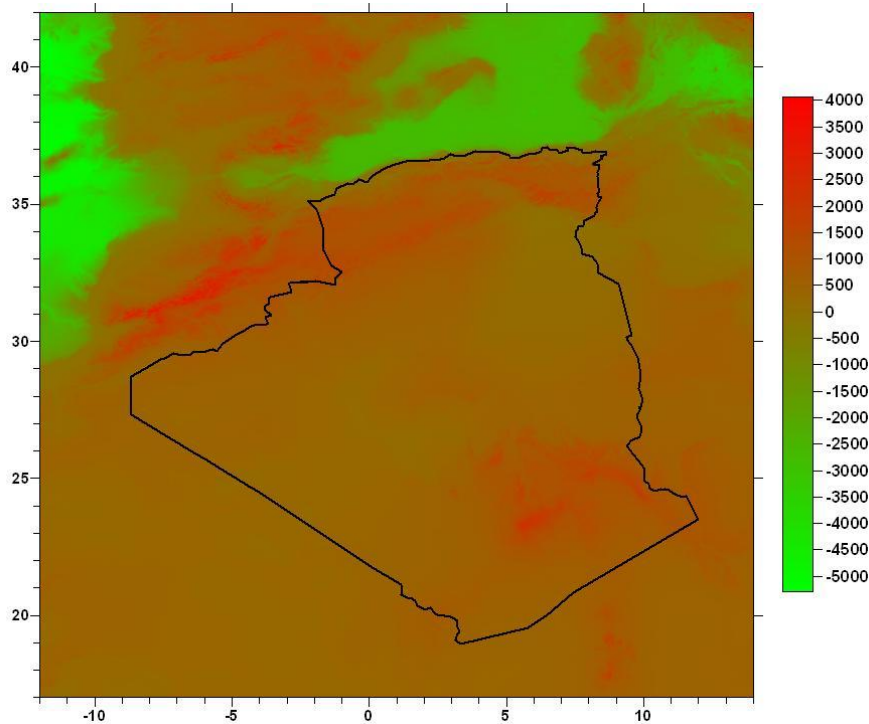


Figure III.4. Modèle d'élévation de terrain issu des données SRTM

III.5.2. la grille de densité des roches

Sur la base des traitements effectués dans le deuxième chapitre, nous avons attribué pour chaque unité géologique, la moyenne de densité des roches qui la composent.

Le tableau suivant présente les compositions rocheuse de chaque unité géologique, et la densité moyenne de chaque unité sera affecté sur la base cette composition.

Unités ROCHES	densité
volcanisme_miocène	2.63
volcanisme_néogène	2.65
dévono_carbonifère	2.44
Dévonien inférieur	2.44
socle_kabyle	2.50
granite paléozoïque	2.60

granites cénozoïque	2.60
Quaternaire	2.40
Basaltes quaternaire	2.65
sables dunaires	1.82
Pléistocène	2.40
Pliocène	2.35
Miocène	2.37
Oligocène	2.30
Oligo_miocène	2.40
Eocène	2.50
Paléocène_Eocène	2.50
Néogène	2.37
volcanisme_néogène	2.65
crétacé_supérieur	2.15
Crétacé_inférieur	2.02
Crétacé_Tertiaire	2.48
Cénomano_Turonien	1.95
Jurassique_moyen	2.13
Jurassique_inférieur	2.25
Jurassique_Crétacé	2.33
Jurassique	2.68
jurassique_supérieur	2.30
Trias	2.45
Permo_trias	2.30
pennsylvanien	2.25
Mississippien	2.25
sebkha	2.40

Tableau III.4. Densité des Unités géologiques

L'étape suivante consiste à réaliser la carte de la densité pour notre région d'étude, on se basant sur l'information issue de la carte géologiques et les données du tableau précédent.

III.5.2.1. Réalisation de la carte de la densité

Généralement le Nord-Ouest se compose des unités géologiques suivantes : Quaternaire, Pliocène, Miocène, Crétacé_inferieur, Jurassique_moyen, Jurassique_supérieur, dont la densité varie entre 2.12 et 2.65 g/cm³.

Le Nord-Est se compose principalement de : socle-kabyle, quaternaire, granites-cénozoïque, miocène, oligo-miocène, eocène, et cénomano-turonien dont la densité varie entre 1.95 et 2.6 g/cm³.

La partie Nord-Centrale se compose de : volcanisme, quaternaire, miocène, oligocène, néogène, et crétacé dont la variation de densité est presque identique de celle de la partie Nord-Est, la densité varie de 1.95 à 2.65 g/cm³.

Enfin la dernière partie se situe au sud des trois parties précédentes. Elle se caractérise par la présence des unités suivantes : quaternaire, sable dunaire, pléistocène, pliocène, et néogène dont la densité varie entre 1.82 et 2.4 g/cm³.

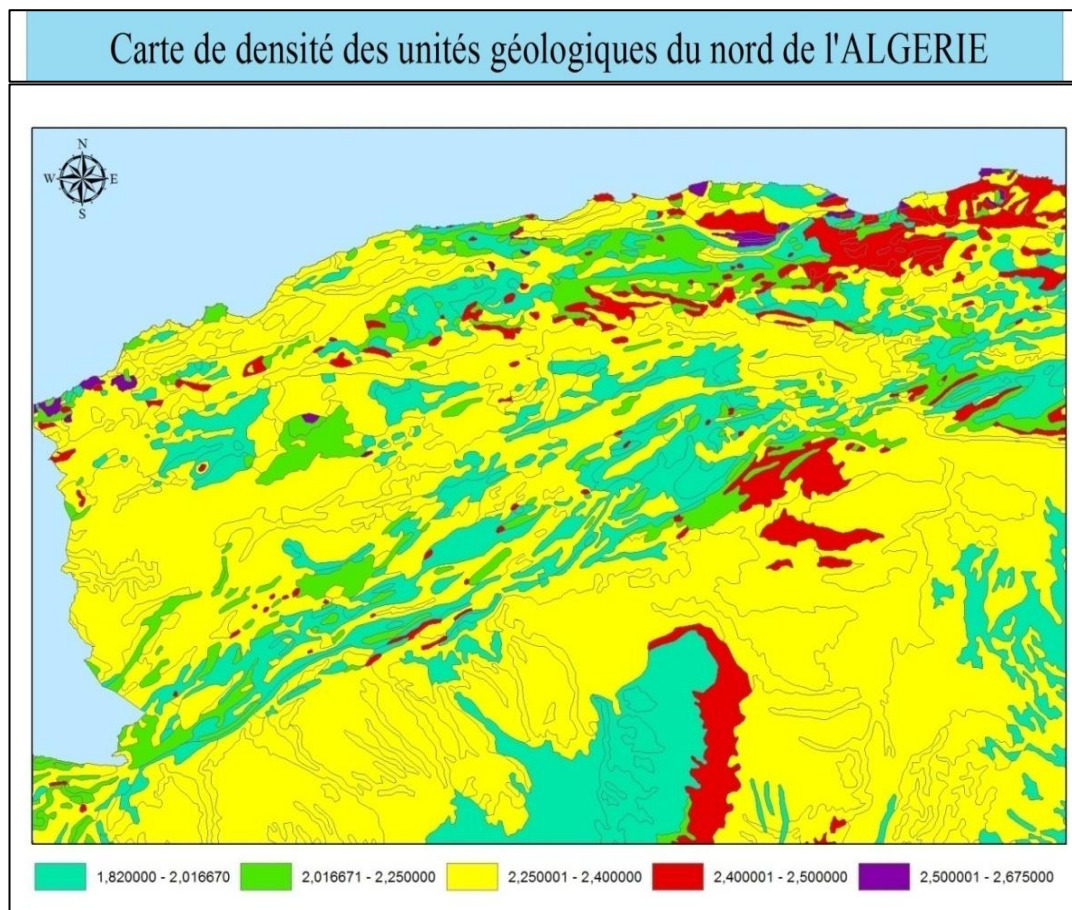


Figure III.5. Carte de densité des unités géologiques de la région d'étude

Les résultats montrent une variation remarquable en densité des roches avec une valeur maximale et minimale de 2,675 et 1,82 g cm⁻³, respectivement. On a procédé à l'extraction d'une grille de densité de même résolution que celle du modèle du géoïde gravimétrique [NEW_GEOIDE].

III.5.2.2. La confection de la grille des densités :

Transférer les attributs de la carte de densité à la grille sur la base de critères spatiaux (Spatale Join). Un processus est utilisé pour supprimer les points situés en dehors de la carte (comme la surface de la mer) à travers laquelle nous ne pouvons pas étudier la variation. Après avoir inséré le fichier des points par les coordonnées géographiques, nous obtenons le format final de la grille des densités.

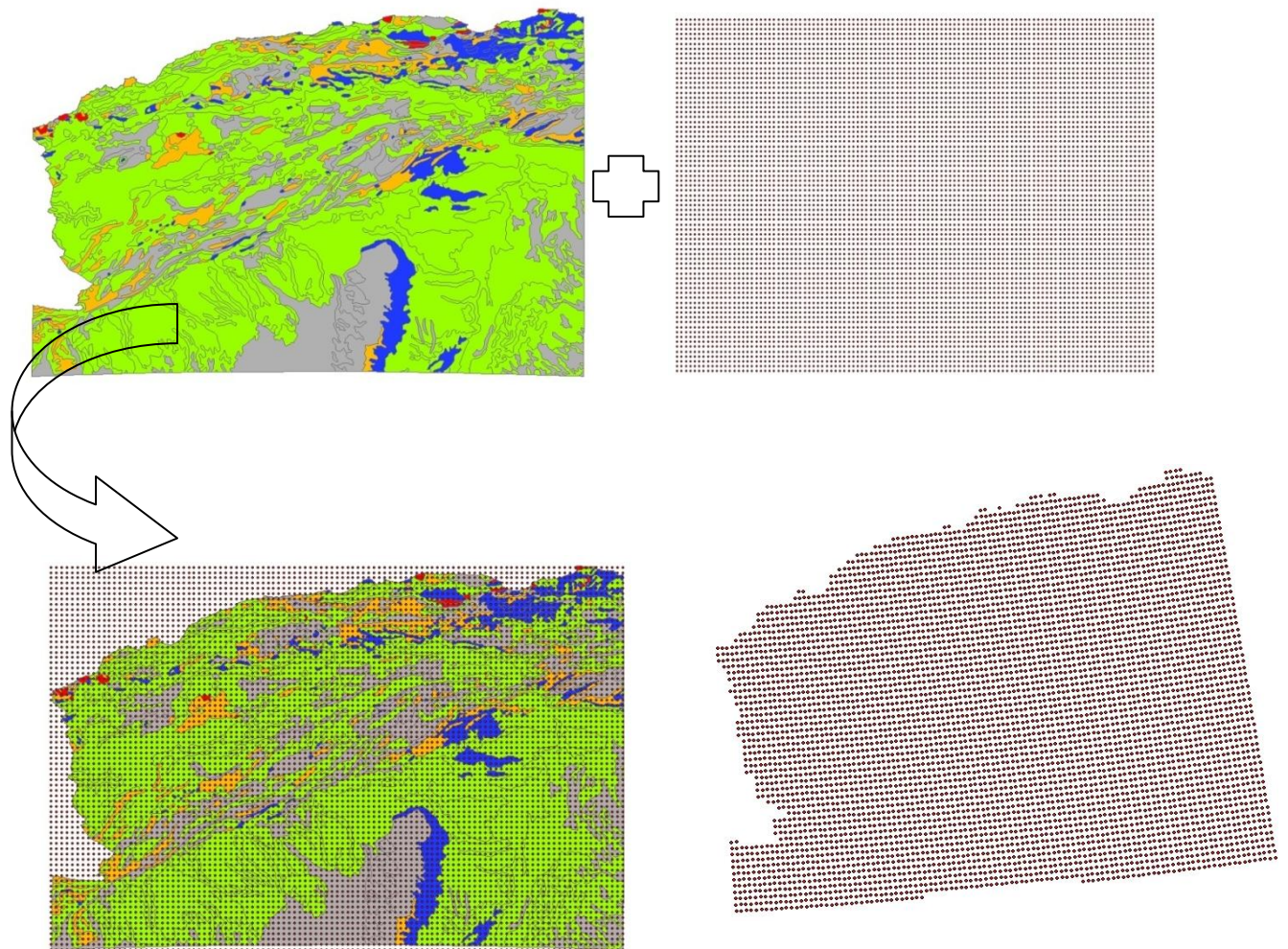


Figure III.6. Extraction de la grille finale par application des fonctions d'analyse spatiale

Nous avons opté pour la solution géologique afin de créer la carte de densité que nous allons l'intégrer par la suite (après la dérivation d'une grille de valeurs prises avec un pas identique à celui du modèle de géoïde utilisé comme référence) dans le processus de détermination du géoïde.

L'examen du produit cartographique final montre l'existence d'une vaste dispersion de densité qui varie entre 1.82 et 2.675 g cm⁻³, et prouve que la densité constante 2.67 g cm⁻³ utilisée dans le processus classique de Stokes peut constituer une des sources d'erreurs limitant la précision du modèle du géoïde calculé.

III.6. Effet de la variation de la densité sur le géoïde

L'information principale de grille de densité c'est $\delta\rho$ (la variation de la densité par rapport à la densité standard), par la suite un programme Excel permet de calculé la correction additive δN . Le résultat est représenté dans la Figure III.7.

L'annexe 2 présente le fichier de point de la grille correspond à la correction additive δN .

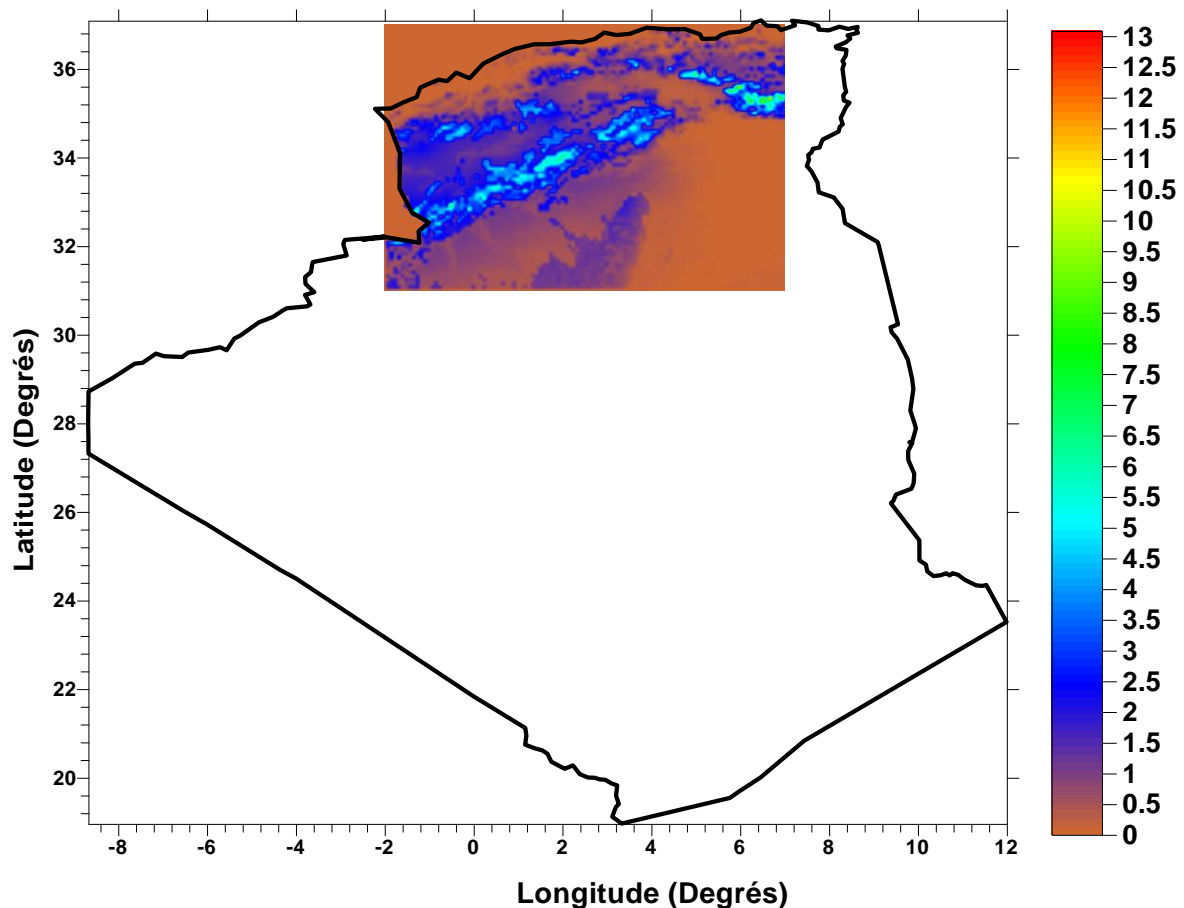


Figure III.7.L'effet δN dérivé à partir de la carte de variation de densité

III.7. Conclusion

On peut dire que la variation de l'effet δN calculé par la formule de Sjöberg (II) est d'ordre centimétrique, il a été entre 0 et 13.048 cm et on peut constater que ces valeurs maximales sont localisées dans les montagnes de variation de densité est entre $[31^\circ \text{ à } 37^\circ]$ en latitude et entre $[-2^\circ \text{ à } 7^\circ]$ en longitude, c'est-à-dire la correction des ondulations du géoïde ne touche que cette dernière zone. Donc pour corriger le modèle local du géoïde il suffit d'ajouter chaque correction δN_i à l'ondulation du géoïde correspondant N_i .

Conclusion générale

Le calcul par voie gravimétrique d'un modèle de géoïde local ou régional pour les pays en voie de développement avec une précision compatible à celle dérivée par le positionnement spatial tel que le GPS et à partir des données de gravité éparses et de densité insuffisante, est une tâche difficile qui nécessite, en revanche, une attention particulière et une méthodologie appropriée afin de produire le meilleur résultat possible.

L'objectif de ce mémoire était d'évaluer l'effet causé par l'utilisation d'un modèle de densité latérale réelle sur les hauteurs du géoïde en Algérie. Dans cette recherche, au lieu de calculer séparément les différents effets topographiques, nous avons utilisé l'approche développée par Sjoberg dans laquelle l'effet total sur le géoïde dû à une anomalie sur la densité latérale peut être représenté par une correction proportionnelle à la variation de la densité et au carré de l'altitude du point considéré et qui pourra être appliquée comme une correction additive sur le modèle de géoïde gravimétrique. Cette méthode comporte tous les effets topographiques et celui de la continuation descendante engendrés par l'utilisation d'un modèle réel de densité.

Au terme de ce présent mémoire, nous pouvons dresser un certain nombre de conclusions préliminaires à partir de ces premiers résultats sur le calcul d'un modèle de géoïde sur la partie nord de l'Algérie. L'effet de la densité sur la solution calculée du géoïde est incontestable et significatif. Les résultats montrent que l'effet induit par l'utilisation d'un modèle réel de densité sur le géoïde varie entre 0cm et 13cm, qui demeure non négligeable pour une détermination centimétrique du géoïde en Algérie. Il est certain, que l'emploi de modèle de variation de densité latérale dans le processus de détermination du géoïde par l'approche de Stokes améliorera, sans doute, la précision du modèle du géoïde, particulièrement, dans les zones montagneuses.

Référence

Aarizou M.1995 Détermination précise du géoïde par voie gravimétrique : Méthode de Stokes .Thèse de magister en techniques spatiales-CNTS 1995.

Aviso User Handbook – Merged Topex/Poseidon Products (GDR-MS)

AVI-NT-02-101-CN - Edition 3.0, July 1996.

Aviso User Handbook 1. Extrait d'après le Site ASAL.

Aviso User Handbook 2. La géophysique pour les Géologues Tome 3.

Benahmed Daho S. A., Fairhead J.D., 2004. A new quasi-geoid computation from gravity and GPS data in Algeria – Newton's Bulletin N° 2, A joint Bulletin of the Bureau Gravimétrique International and of the International Geoid Service – Journal of the International Association of Geodesy and International Gravity Field Service - [pp 52-59] – ISSN 1810-8547 – Décembre 2004.

Denker, H. & Torge, W., 1998. The European Gravimetric Quasigeoid EGG97-An IAG supported continental enterprise, in Geodesy on the Move, edited by R. Forsberg, M. Feissel, & R. Dietrich, pp. 249–254, Springer Berlin Heidelberg, doi :10.1007/978-3-642-72245-5_36.

Duquenne H. – *QGF98, a new solution for the quasigeoid in France* □□, Finnish Geodetic Institute Report 98:4, pp. 251-255. Proceedings, 2nd Continental Workshop on the Geoid in Europe, Budapest, March 10-14th, 1998.

Duquenne H. (2008) – Altitudes, nivellement, système de référence verticale – Cours au Mastère Photogrammétrie, Positionnement, Mesures de Déformation , IGN, ENSG, Janvier 2008

Featherstone, W., Dentith, M., & Kirby, J., 2008. Strategies for the Accurate Determination of Orthometric Heights from GPS, *Survey Review*, 34(267), 278–296,doi :10.1179/sre.1998.34.267.278.

GHOUGALI MAMMAR, 2009 « Impact des Nouvelles Données issues des Nouvelles Missions Spatiales sur la Modélisation du Champ de Gravité terrestre en Algérie » mémoire de magister, Centre des Techniques Spatiales.

GUERROUDJ ABDELHALIM, 2012 « Détermination d'un nouveau Datum vertical pour l'Algérie par la méthode des corrections additives » mémoire de magister, Centre des Techniques Spatiales

Heiskanen, Moritz – 1967 *Physical geodesy*, Institute of Physical Geodesy, Graz, Autrich, 1967.

Kavzoglu, T. & Saka, M., 2005. Modelling Local GPS/Levelling Geoid Undulations Using Artificial Neural Networks, *Journal of Geodesy*, 78, 520–527.

Kiamehr .R, novembre 2005 Kiamehr, R. & Sjoberg, L., 2005. Comparison of the qualities of recent global and local gravimetric geoid models in Iran, *Studia Geophysica et Geodaetica*, 49(3), 289–304, doi :10.1007/s11200-005-0011-7.

.Nettleton, Geoph., 1939. Extrait de: «Determinations of density for reduction of gravimeter observation, L.L.Nettleton, Geoph., 1939, vol.4.

Sjôberg LE., 1996. The terrain effect in geoid computation from satellite derived geopotential models. *Boll Geod Sci Aif* 55: 385- 392.

Sjôberg LE., 2000. Topographic effects by the Stokes-Helmert method of geoid and quasi-geoid determinations– *Bulletin of the Journal of Geodesy* – Octobre 1999.

Sjöberg LE., 2001. Topographic and atmospheric corrections of gravimetric geoid

Sjöberg LE., 2003. A computational scheme to model the geoid by the modified Stokes formula without gravity reductions– Bulletin of the Journal of Geodesy – May 2003

On appelle géodésie physique l'étude du champ de pesanteur terrestre. Cette étude permet de définir un certain nombre de liens entre d'une part le modèle géométrique et d'autre part le modèle dynamique. Pratiquement, la connaissance du champ de pesanteur terrestre est indispensable à deux types de travaux : la détermination des altitudes et l'orbitographie des satellites artificiels de la terre. [H. Duquenne, 1997].

Notions fondamentales de la géodésie physique

1. Champ de pesanteur terrestre :

1.1. Bilan des forces en un point :

Soit P le centre de gravité d'un solide de masse m à la surface ou à l'extérieur de la terre, lié au mouvement de rotation de la terre sur elle-même (mouvement diurne).

L'inventaire de l'ensemble des forces qui s'appliquent en est comme suit: P [H. Duquenne, 1997].

a- Force de gravitation universelle :

Au niveau élémentaire, considérons une fraction élémentaire de la terre, de volume, de densité dv et de centre de gravité p' . Si la masse de ce morceau élémentaire est dm' , on a $\rho dv = dm'$.

La force de gravitation exercée par p' sur P vaut : $-G \frac{m dm'}{l^2} \overline{u_p}$ (1)

Avec : $G \approx 6.672 * 10^{-11} m^3 kg^{-1} s^{-2}$ la constante gravitation universelle. $l = \|\overline{P'P}\|$ et

$$\overline{u_{p'}} = \frac{\overline{P'P}}{\|\overline{P'P}\|} \quad (2)$$

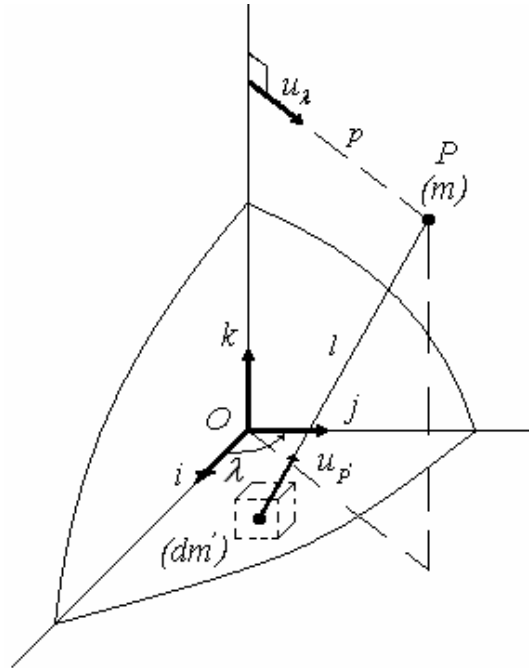


Figure 1. Force de gravitation élémentaire. [H. Duquenne, 1997]

Donc pour l'ensemble de la terre, la force de gravitation se formule de cette manière :

$$\iiint_{\text{Terre}_T} -G \frac{m dm}{l^2} u_p = -Gm \iiint_T \frac{\rho dv}{l^2} u_p \quad (3)$$

[H. Duquenne, 1997].

b- Force centrifuge :

Il s'agit de la force due à la rotation de la terre sur elle-même.

Appelons ω_T la vitesse de rotation de la terre $\omega_T = 7.292 \cdot 10^{-5} \text{ rad/s}$.

La force centrifuge qui s'exerce sur P est :

$$m \omega_T^2 P \bar{u}_\lambda, \text{ avec } \bar{u}_\lambda = \cos \lambda \vec{i} + \sin \lambda \vec{j}. \quad (4)$$

[H. Duquenne, 1997].

1.2. Accélération de pesanteur :

Par définition, on appelle accélération de pesanteur terrestre, conventionnellement notée g , l'accélération de P créée par l'attraction gravitationnelle de la terre et par l'accélération centrifuge :

$$g = -G \iiint_{Terre} \frac{\rho dv}{l^2} \bar{u}_p + \omega_r^2 p \bar{u}_\lambda \quad (5)$$

- g est exprimé par m/s^2 , ou en gal (1 gal = 1cm/s²).

-Numériquement, à l'équateur $\|\bar{g}_e\| \approx 9,78 m/S^2$ et au pôle $\|\bar{g}_e\| \approx 9,83 m/S^2$

-Le terme $\bar{\gamma} = -G \iiint_{Terre} \frac{\rho dv}{l^2} \bar{u}_p$ (6) est appelé accélération gravitationnelle.

-le terme $\bar{\gamma}_r = \omega_r^2 p \bar{u}_\lambda$ est appelé accélération centrifuge.

[H.Duquenne, 1997].

1.3. Potentiel de pesanteur et le géoïde :

Le champ de pesanteur dérive d'un potentiel noté : $W : \vec{g} = \overrightarrow{grad} W$

$$\bar{\gamma} \text{ dérive du potentiel } V \quad \bar{\gamma} = \overrightarrow{grad} V \quad V = \iiint_{Terre} \frac{\rho d\tau}{l}$$

$$\bar{\gamma}_r \text{ dérive du potentiel } V_r \quad \bar{\gamma}_r = \overrightarrow{grad} V_r \quad V_r = \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \sin^2 \theta \quad (7)$$

V peut être développé en harmoniques sphériques. Dans un repère géocentrique où O coïncide avec le centre des masses de la Terre on peut écrire :

$$V = \frac{GM}{r} \left(1 + \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{b}\right)^n \sum_{m=0}^n P_{n,m}(\cos \theta) (C_{n,m} \cos m\lambda + S_{n,m} m\lambda) \right) \quad (8)$$

Avec :

(r, θ, λ) sont les coordonnées sphériques du point de calcul ;

M est la masse de la Terre ;

a est le rayon équatorial de l'ellipsoïde de référence ;

P_{nm} sont des fonctions de Legendre de première espèce ;

C_{nm} , S_{nm} : coefficients qui caractérisent la répartition des masses à l'intérieur de la Terre. Ils dépendent du repère de référence. Ils sont obtenus principalement par des mesures de pesanteur, des études des perturbations des mouvements des satellites artificiels et des mesures d'altimétrie par satellite.

d'où :

$$W = V + V_R = \frac{GM}{r} \left(1 + \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n P_{n,m}(\cos \theta) (C_{n,m} \cos m\lambda + S_{n,m} \sin m\lambda) \right) + \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \sin^2 \theta \quad (9)$$

Une surface équipotentielle est l'ensemble des points ayant même potentiel W . Une ligne de force est une courbe perpendiculaire en tout point aux surfaces équipotentielles. Le Géoïde est la surface équipotentielle coïncidant au mieux avec le niveau moyen des océans. Il est déterminé soit par la valeur de son potentiel W_0 soit par la connaissance d'un point lui appartenant. [H. Duquenne, 1997].

2. Champ de pesanteur normal :

2.1. Potentiel normal :

On cherche à modéliser la surface équipotentielle de valeur W_0 par une surface mathématique connue qui est l'ellipsoïde. Le potentiel normal de fonction $U(M)$, est aussi un modèle du champ de pesanteur. Les caractéristiques de ce modèle sont :

Une surface équipotentielle est un ellipsoïde géodésique choisi en général géocentrique et tournant autour de son axe de révolution à la même vitesse angulaire que la Terre.

Tout point appartenant à l'ellipsoïde admet un potentiel normal égal à son potentiel réel sur le géoïde W_0 .

La masse de l'ellipsoïde est celle de la Terre avec son atmosphère.

U peut se développer en harmoniques sphériques [Heiskanen, Moritz – 1967]:

$$\frac{GM}{r} \left(1 + \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^n J_{2n} P_{2n}(\cos \theta) \right) + \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \sin^2 \theta \quad (10)$$

Avec :

$$J_{2n} = (-1)^{n+1} \frac{3e^{2n}}{(2n+1)(2n+3)} \left(1 - n + \frac{5nJ_2}{e^2} \right), \quad J_2 = \frac{e^2}{3} \left(1 - \frac{2}{15} \frac{me'}{q_0} \right), \quad e^2 = \frac{a^2 - b^2}{a^2}, \quad e'^2 = \frac{a^2 - b^2}{b^2}. \quad (11)$$

$$m = \frac{\omega^2 a^2 b}{GM}, \quad q_0 = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{3}{e'^2} \right) \arctan e' - \frac{3}{2e'^2} \quad (12)$$

Où : a : le rayon équatorial de l'ellipsoïde , b : le demi-axe polaire, e, e' les excentricités .

[Heiskanen, Moritz – 1967]

2.2. Pesanteur normale :

La pesanteur normale notée $\vec{\gamma}$ est un modèle de l'accélération de pesanteur \vec{g} , tel que : $\vec{\gamma} = \overrightarrow{grad} \vec{g}$. La formule de Somigliana donne son module sur l'ellipsoïde en fonction de la latitude géographique géodésique ϕ [Serge Botton, 2001].

$$\gamma_0 = \frac{a\gamma_e \cos^2 \phi + b\gamma_p \sin^2 \phi}{(a^2 \cos^2 \phi + b^2 \sin^2 \phi)^{1/2}} \quad (13)$$

Avec γ_e et γ_p sont les pesanteurs normales équatoriale et polaire sur l'ellipsoïde :

$$\gamma_e = \frac{GM}{ab} \left(1 - m - \frac{me'q'_0}{6q_0} \right), \quad \gamma_p = \frac{GM}{a^2} \left(1 + \frac{me'q'_0}{3q_0} \right), \quad q_0 = 3 \left(1 + \frac{1}{e'^2} \right) \left(1 - \frac{1}{e'} \arctan e' \right) - 1 \quad (14)$$

A la hauteur h au-dessus de l'ellipsoïde, le module de l'accélération normale se calcule à partir de γ_0 par la formule [Serge Botton, 2001] :

$$\gamma = \gamma_0 \left(1 - \frac{1}{2} (1 + f + m - 2f \sin^2 \phi) h + \frac{3h^2}{a^2} \right) \quad (15)$$

où f est l'aplatissement de l'ellipsoïde : $f = \frac{a-b}{a}$.

Ces formules sont utilisées dans les calculs de certains types d'altitudes et pour la réalisation de géoïdes gravimétriques. [Haddad, 2004]

3. Champ perturbateur :

3.1. Potentiel perturbateur :

Le potentiel perturbateur est la différence entre le potentiel de pesanteur réel et le potentiel normal :

$$T = W - U.$$

L'expression du potentiel perturbateur est donnée comme suit :

$$T = \frac{GM}{r} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n P_{n,m} \cos \theta (\Delta C_{n,m} \cos m\lambda + \Delta S_{n,m} \sin m\lambda) \quad (16)$$

où : $\Delta S_{n,m}, \Delta C_{n,m}$ sont les différences entre les coefficients normalisés du potentiel terrestre et les coefficients normalisés du potentiel normal. [Haddad,2004]

3.2 Anomalie de pesanteur et déviation de la verticale :

Soit M un point quelconque de la surface topographique, P l'intersection de la ligne de force passant par M avec le géoïde et Q la projection de M sur l'ellipsoïde.

L'anomalie de pesanteur notée Δg est la différence entre les modules de la pesanteur réelle en P et la pesanteur normale en Q : $\Delta g = \|g_p\| - \|\gamma_Q\|$. (17)

L'angle entre g_p et γ_Q est la *déviation de la verticale*. On note conventionnellement η et ξ ses composantes dans les directions respectives Est-Ouest et Nord-Sud. [Haddad,2004]

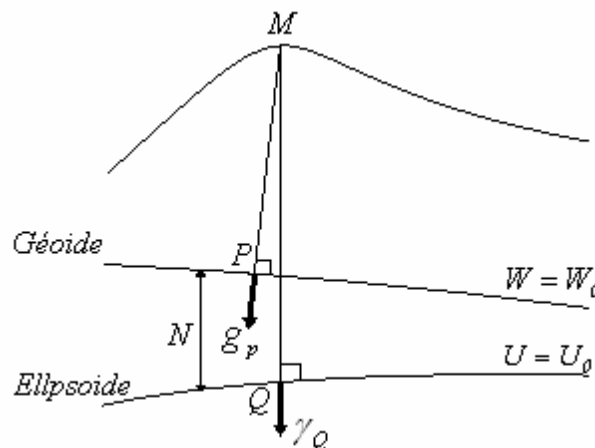


Figure 2. Anomalie de pesanteur. [Haddad,2004]

Annexe II : présentation quelque points après les résultats finaux :

λ (m)	φ (m)	H(m)	Densité ($g.cm^{-3}$)	Delta densité ($g.cm^{-3}$)	δN (cm)
		214.001000	2.67	0	0
		188.000000	2.67	0	0
		243.999000	2.35	-0.32	0.912
		243.000000	2.37	-0.3	0.736
		236.002000	2.37	-0.3	0.713
		237.000000	2.35	-0.32	0.853
		230.001000	2.35	-0.32	0.838
		239.001000	2.35	-0.32	0.838
		233.999000	2.35	-0.32	0.823
		232.000000	2.35	-0.32	0.802
		237.000000	2.35	-0.32	0.789
		143.000000	2.35	-0.32	0.662
		145.000000	2.35	-0.32	0.647
		182.993000	2.37	-0.3	0.59
		148.001000	2.37	-0.3	0.505
		138.002000	2.37	-0.3	0.483
		777.002000	2.37	-0.3	0.029
		748.999000	2.4	-0.27	0.016
		751.001000	2.4	-0.27	0.021
		849.992000	2.4	-0.27	0.016
		980.996000	2.4	-0.27	0.019
		1043.003000	2.4	-0.27	0.014
		1 1063.995	2.4	-0.27	0.016
		9.000000	2.4	-0.27	0.014
		1084.998000	2.37	-0.3	0.015
		1096.005000	2.37	-0.3	0.015
		994.001000	2.37	-0.3	0.018
		1 970.006	2.37	-0.3	0.017

2.998000	2.37	-0.3	0.019
965.001000	2.4	-0.27	0.018
1 1034.000	2.4	-0.27	0.016
39.000000	1.82	-0.85	0.054
1090.000000	1.82	-0.85	0.071
1 1210.005	1.82	-0.85	0.042
1 179.001	1.82	-0.85	0.055
1 137.004	1.82	-0.85	0.055
214.992000	2.4	-0.27	0.016
855.997000	2.35	-0.32	0.604
729.002000	2.37	-0.3	0.597
763.999000	2.37	-0.3	0.534
796.997000	2.35	-0.32	0.558
867.995000	2.37	-0.3	0.472
800.999000	2.35	-0.32	0.417
811.999000	2.35	-0.32	0.386
843.999000	2.35	-0.32	0.375
869.000000	2.35	-0.32	0.342
866.998000	2.35	-0.32	0.309
928.998000	2.35	-0.32	0.272
912.000000	2.35	-0.32	0.237
924.004000	2.35	-0.32	0.201
912.999000	2.35	-0.32	0.166
951.002000	2.35	-0.32	0.118
987.001000	2.35	-0.32	0.081
969.999000	2.35	-0.32	0.056
996.000000	2.37	-0.3	0.034
1064.999000	2.37	-0.3	0.018
1 1595.981	2.37	-0.3	0.015
139.031000	2.37	-0.3	0.02
324.999000	2.35	-0.32	1.448
322.999000	2.35	-0.32	1.436
325.999000	2.4	-0.27	1.119

331.999000	2.4	-0.27	1.124
333.999000	2.4	-0.27	1.124
334.000000	2.4	-0.27	1.151
338.999000	2.4	-0.27	1.121
341.000000	2.4	-0.27	1.14
348.001000	2.4	-0.27	1.174
348.000000	2.4	-0.27	1.177
352.001000	2.4	-0.27	1.205
356.000000	2.4	-0.27	1.228
362.000000	2.37	-0.3	1.512
364.000000	2.37	-0.3	1.467
369.000000	2.37	-0.3	1.622
377.000000	2.15	-0.52	2.852
379.000000	2.35	-0.32	1.901
382.999000	2.35	-0.32	1.999
390.001000	1.95	-0.72	5.073
393.000000	2.35	-0.32	2.154
400.001000	2.35	-0.32	2.086
644.000000	1.95	-0.72	4.226
670.002000	2.02	-0.65	3.239
671.001000	2.02	-0.65	3.679
703.997000	2.02	-0.65	2.386
681.001000	2.02	-0.65	2.432
714.998000	2.4	-0.27	0.766
735.000000	2.02	-0.65	2.442
823.996000	2.4	-0.27	0.467
830.002000	2.4	-0.27	0.641
1 860.999	2.4	-0.27	0.429
79.979000	1.95	-0.72	1.005
950.998000	2.15	-0.52	1.063
993.000000	2.15	-0.52	1.014
1039.998000	2.37	-0.3	0.563
1 1101.000	1.95	-0.72	0.225

179.011000	2.4	-0.27	0.053
1354.999000	2.4	-0.27	0.063
1 1589.006	2.4	-0.27	0.043
2 728.004	2.4	-0.27	0.038
1 023.999	2.4	-0.27	0.042
923.016000	2.4	-0.27	0.048
467.999000	2.45	-0.22	0.407
483.000000	2.37	-0.3	0.535
492.000000	2.37	-0.3	0.628
497.001000	2.37	-0.3	0.655
499.000000	2.37	-0.3	0.684
504.999000	2.37	-0.3	0.749
533.000000	2.4	-0.27	0.722
521.000000	2.4	-0.27	0.604
533.000000	2.4	-0.27	0.544
538.999000	2.4	-0.27	0.536
539.000000	2.4	-0.27	0.457
548.001000	2.4	-0.27	0.441
544.999000	2.4	-0.27	0.4
553.000000	2.4	-0.27	0.387
573.001000	2.4	-0.27	0.341
583.000000	2.4	-0.27	0.321
607.000000	2.4	-0.27	0.295
615.000000	2.4	-0.27	0.287
651.999000	2.37	-0.3	0.311
651.000000	2.37	-0.3	0.313
629.999000	2.4	-0.27	0.317
987.996	2.02	-0.65	10.565

Tableau 1 : résultat de calcul