

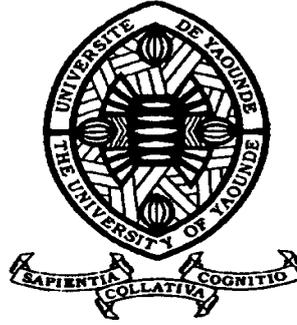
REPUBLIQUE DU CAMEROUN

Paix – Travail – Patrie

UNIVERSITE DE YAOUNDE I
FACULTE DES SCIENCES
DEPARTEMENT DE PHYSIQUES

CENTRE DE RECHERCHE ET DE
FORMATION DOCTORALE EN
SCIENCES

TECHNOLOGIE ET GEOSCIENCES
LABORATOIRE DE PHYSIQUE DE
L'ENVIRONNEMENT TERRESTRE



REPUBLIC OF CAMEROUN

Peace – Work – Fatherland

UNIVERSITY OF YAOUNDE I
FACULTY OF SCIENCE
DEPARTMENT OF PHYSICS

POSTGRADUATE SCHOOL OF
SCIENCE

TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCES

LABORATORY OF PHYSICS OF
EARTH'S ENVIRONMENT

**DETERMINATION DU GEOÏDE GRAVIMETRIQUE CGM18
ET APPLICATION A LA COMPREHENSION DE LA
LITHOSPHERE AU CAMEROUN**

THESE

Présentée et soutenue publiquement en vue de l'obtention du
Doctorat/Ph.D de Physique

Par : **YAP Loudi**
Master en Physique

Sous la direction de
NOUAYOU Robert
Professeur

Année Académique : 2020





DÉPARTEMENT DE PHYSIQUE
DEPARTMENT OF PHYSICS

ATTESTATION DE CORRECTION DE LA THÈSE DE
DOCTORAT/Ph.D

Nous, Professeur NJANDJOCK NOUCK Philippe et Professeur TABOD Charles TABOD, respectivement Examineur et Président du jury de la Thèse de Doctorat/Ph.D de Monsieur YAP Loudi, Matricule 06W606, préparée sous la supervision du Professeur NOUAYOU Robert, intitulée : « Détermination du géoïde gravimétrique CGM18 et application à la compréhension de la lithosphère au Cameroun », soutenue le Mercredi, 22 Janvier 2020, en vue de l'obtention du grade de Docteur/Ph.D en Physique, Option Géophysique et Géoexploration, attestons que toutes les corrections demandées par le jury de soutenance ont été effectuées.

En foi de quoi, la présente attestation lui est délivrée pour servir et valoir ce que de droit.

Fait à Yaoundé le 17 FEV 2020

Examineur

Pr NJANDJOCK NOUCK Philippe

Le Président du jury

Pr TABOD Charles TABOD

Le Chef de Département de Physique



Pr NDJAKA Jean-Marie
Bienvenu

DEDICACE

A

*Ma mère Yiagnigni Aminatou
Mon père Ndoutngamndi Amadou
Ma chère épouse Adjara Yap
Mon fils Chourupouo Yap Islamoudine*

REMERCIEMENTS

Sur le chemin conduisant au métier de Chercheur, la ténacité, l'enthousiasme et l'optimisme sont des qualités aussi nécessaires que la compétence scientifique. Ce parcours initiatique où l'obtention du doctorat est un passage obligé, a bénéficié des contributions de plusieurs personnes et institutions. L'occasion m'est donc offerte de remercier les personnes et institutions qui m'ont soutenu.

Je tiens à exprimer ma gratitude au Professeur NOUAYOU Robert, Directeur de cette thèse, qui m'a accordé sa confiance tout au long de mes travaux. Je le remercie pour son encadrement, ses précieux conseils, son regard critique dans la lecture de cette thèse.

Mes remerciements vont aussi au Docteur KAMGUIA Joseph, Directeur de Recherche à l'Institut National de Cartographie (INC) pour sa disponibilité, son esprit de rigueur et sa passion pour la recherche que j'espère m'auront été transmis lors de nos nombreuses rencontres et discussions.

Je tiens aussi à exprimer toute ma reconnaissance au Professeur Barzaghi Riccardo et au Docteur Daniela Carrion tous deux de l'Ecole Polytechnique de Milan où ce travail de recherche a été mené en grande partie. Ils nous ont formés dans toutes les étapes du calcul d'un géoïde gravimétrique en utilisant les théories modernes et les données des dernières missions satellitaires gravimétriques.

J'exprime ma gratitude au Professeur TABOD Charles pour l'évaluation scientifique de cette thèse et sa disponibilité à prendre part comme Président du Jury de soutenance de cette thèse.

Les Professeurs MANGUELLE DICOUM Eliézer, MBANE BIOUELE César et LENOOU André ont évalué cette thèse sur le plan scientifique et ont pris part au jury de soutenance, qu'ils trouvent ici l'expression de mes sincères remerciements.

Mes remerciements vont au Professeur NJANDJOCK NOUCK Philippe pour sa disponibilité et sa passion pour la recherche. Il m'a toujours tenu en éveil à chacune de nos rencontres sur la nécessité de finaliser les travaux de thèse.

Je tiens à remercier le Dr KANDE H. Ludovic. A chacune de nos rencontres, il ne se lassait de me demander où j'en suis avec ma thèse. Il m'a toujours encouragé de finaliser mes travaux de thèse.

Je ne saurais oublier les enseignants de la Faculté de Sciences de l'Université de Yaoundé 1 et du Département de Physique en particulier qui ont guidé mes premiers pas depuis l'obtention de mon baccalauréat. Je leur dis merci pour tout le travail qu'ils ont abattu pour moi.

Je remercie vivement monsieur ELIMBI MBOTTA Martin, Directeur Général de l'INC qui, dès mon arrivée à l'INC n'a pas hésité de me faire confiance en m'impliquant dans un projet de recherche sur la référence altimétrique au Cameroun. Ce projet de recherche m'a permis d'exploiter les données qui en sont issues pour mener à bien cette thèse.

Mes remerciements vont également aux enseignants et chercheurs, membres (ou membres associés) du laboratoire de Géophysique en l'occurrence les Professeurs NDOUGSA Mbarga Théophile, les Docteurs NGUIYA Séverin, KENFACK Jean Victor et TOKAM Alain avec qui j'ai eu des échanges très productifs.

Que le Recteur de l'Université de Yaoundé I, le Doyen de la Faculté des Sciences de l'Université de Yaoundé I, le Chef de Département de Physique et le Directeur de l'école doctorale trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude pour leur accueil et les commodités ayant permis la bonne réalisation de ce travail.

J'exprime toute ma reconnaissance aux membres de jury pour l'évaluation de ce travail. Vos observations et vos suggestions permettront d'améliorer sans doute la qualité de ce travail.

Je remercie vivement mes amis Dr BOUBA, NGOUH Abdou Nasser, NJIKUFON Adamou, AZANMENE Eric, pour leurs soutiens sans faille.

Je tiens enfin à remercier mes frères et sœurs, de même que ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à la bonne réalisation de cette thèse.

TABLE DES MATIERES

DEDICACE.....	i
REMERCIEMENTS.....	ii
LISTE DES FIGURES.....	viii
LISTE DES TABLEAUX	xi
LISTE DES PLANCHES.....	xiii
INDEX DES ABREVIATIONS ET SYMBOLES.....	xiv
RESUME.....	xviii
ABSTRACT	xx
INTRODUCTION GENERALE	1
CHAPITRE I : REVUE DE LA LITTERATURE ET PROBLEMATIQUE	5
I.1. NOTION DU GEOÏDE GRAVIMETRIQUE.....	5
I.2. IMPLICATIONS DU GEOÏDE GRAVIMETRIQUE A L'ETUDE GEOPHYSIQUE DES STRUCTURES GEOLOGIQUES	6
I.3. AUTRES APPLICATIONS DU GEOÏDE GRAVIMETRIQUE	8
I.3.1. En océanographie	8
I.3.2. En génie civil et travaux publics	8
I.3.3. Dans la définition d'un « datum » vertical.....	9
I.3.4. Dans l'unification des systèmes de référence verticaux.....	10
I.4. MODELES DE GEOÏDE EXISTANT AU CAMEROUN, LEURS PRECISIONS ET LEURS LIMITES	11
I.4.1. Cameroon Geoid Model 2005 (CGM2005)	11
I.4.2. Cameroon Geoid Model 2011 (CGM11)	12
I.4.3. African Geoid Project 2003 (AGP2003).....	13
I.4.4. EGM2008.....	14
I.5. NOUVELLES AVANCEES DANS LE CALCUL DES MODELES DE GEOÏDE GRAVIMETRIQUE	15
I.5.1. Données.....	15
I.5.2. Théorie	19
I.5.3. Développement du numérique et des plates-formes d'échanges	19

I.6. PROBLEMATIQUE	20
CHAPITRE II : DONNEES ET METHODOLOGIE	23
II.1. DONNEES UTILISEES : EVALUATION ET PRETRAITEMENT.....	23
II.1.1. Données gravimétriques.....	23
II.1.1.1. Données gravimétriques terrestres et marines	23
II.1.1.2. Données gravimétriques issues de l’altimétrie par satellite.....	27
II.1.1.3. Prétraitement des données gravimétriques	28
II.1.1.4. Homogénéisation et réduction des données gravimétriques sur GRS80.....	29
II.1.2. Données GPS/nivelés.....	32
II.1.2.1. Les points GPS/nivelés du Réseau de Nivellement du Cameroun	32
II.1.2.2. Les points du Réseau Géodésique du Cameroun (RGC).....	34
II.1.3. Données gravimétriques satellitaires : Modèles géopotentiels globaux	35
II.1.3.1. Les nouvelles missions satellitaires : CHAMP, GRACE, GOCE	37
II.1.3.2. Revue et sélection des modèles géopotentiels globaux	40
II.1.3.3. Méthodologie de validation des modèles géopotentiels globaux	41
II.1.4. Modèles Numériques de Terrain (MNT)	43
II.1.4.1. MNT globaux haute résolution sur le Cameroun	44
II.1.4.2. Méthodologie de validation des MNT	47
II.2. METHODOLOGIE DE DETERMINATION DU GEOÏDE GRAVIMETRIQUE	48
II.2.1. Notions fondamentales relatives au géoïde.....	48
II.2.1.1. Attraction et potentiel de pesanteur terrestre	48
II.2.1.2. Champ de pesanteur normal et potentiel associé.....	51
II.2.1.3. Potentiel perturbateur	52
II.2.1.4. Relation fondamentale de la géodésie physique.....	53
II.2.1.5. Problème de valeur aux limites géodésiques	54
II.2.2. Ellipsoïde local, géoïde, quasi-géoïde, altitudes et nivellement par GNSS.....	55
II.2.2.1. Ajustement d’un ellipsoïde local sur le Cameroun.....	55
II.2.2.2. Méthodologie adoptée pour l’ajustement de l’ellipsoïde local.....	56
II.2.2.3. Différents types d’altitudes.....	57
II.2.2.4. Relation entre les différentes altitudes usuelles.....	61
II.2.2.5. Type d’altitude adopté pour le Cameroun	62
II.2.2.6. Détermination des altitudes par nivellement GNSS	62
II.2.3. Géoïde gravimétrique par la méthode de collocation rapide	63
II.2.3.1. Théorie fondamentale de la collocation.....	64

II.2.3.2. Prédiction des données géodésiques par la collocation	67
II.2.3.3. Fonction de covariance	67
II.2.3.4. Fonction de covariance empirique et paramètres d'ajustement.....	70
II.2.3.5. Avantages et limites de validité de la méthode de collocation.....	72
II.2.3.6. Collocation rapide.....	73
II.2.3.7. Décomposition spectrale : Technique de retrait-restauration	76
II.2.3.8. Traitement des masses topographiques : Méthode de terrain résiduel (RTM). 78	
II.2.3.9. Différentes articulations du processus de calcul du géoïde par la collocation . 79	
CHAPITRE III : RESULTATS ET DISCUSSIONS	81
III.1. Compilation et validation de l'ensemble des levés gravimétriques réalisés au Cameroun et ses environs	81
III.1.1. Compilation de l'ensemble des levés gravimétriques réalisés	81
III.1.2. Validation et détection des valeurs aberrantes dans la base de données gravimétriques compilée	83
III.1.3. Corrélation spatiale des données gravimétriques à partir de la fonction de covariance empirique : influence sur la précision du géoïde recherché	84
III.2. Validation des modèles géopotentiels récents GOCE et GRACE.....	87
III.3. Evaluation de la précision des MNT globaux haute résolution (30 m) disponibles sur le Cameroun	89
III.4. Validation du pas le plus indiqué pour le géoïde résiduel du Cameroun.....	96
III.5. Calcul du géoïde gravimétrique du Cameroun par la collocation rapide.....	97
III.5.1. Détermination de la correction de terrain	97
III.5.2. Evaluation de la contribution des grandes longueurs d'onde	99
III.5.3. Calcul et interpolation des anomalies gravimétriques résiduelles.....	101
III.5.4. Calcul des fonctions de covariance empirique et des modèles analytiques des anomalies gravimétriques résiduelles	103
III.5.5. Calcul du quasi-géoïde résiduel par la collocation rapide.....	105
III.5.6. Détermination du quasi-géoïde gravimétrique	106
III.5.7. Conversion du quasi-géoïde en géoïde.....	110
III.5.8. Détermination du modèle de géoïde gravimétrique CGM18	115
III.6. Evaluation du géoïde gravimétrique du Cameroun.....	118

III.6.1. Ajustement du géoïde gravimétrique sur les points de contrôle GPS/nivelés.....	119
III.6.2. Précision absolue du modèle de géoïde gravimétrique	120
III.6.3. Comparaison du CGM18 avec les autres modèles de géoïde existants.....	121
III.7. Ajustement de la forme mathématique de la terre sur le Cameroun	126
III.7.1. Corrélation entre l'ellipsoïde WGS84 et le géoïde gravimétrique	128
III.7.2. Détermination des paramètres d'ajustement de l'ellipsoïde WGS84 sur le Cameroun	129
III.8. Mise en exergue des grands ensembles géologiques à partir des signatures du géoïde gravimétrique	131
III.9. Caractérisation des hétérogénéités intra-lithosphériques par filtrage passe-haut du géoïde gravimétrique CGM18.....	134
III.10. Cartographie en 3D des variations des épaisseurs crustales et lithosphériques sur le Cameroun à partir du géoïde CGM18 et de la topographie	136
III.10.1. Principe de la modélisation des variations des épaisseurs crustales et lithosphériques.....	136
III.10.2. Imagerie des variations de l'épaisseur de la croûte sur le Cameroun.....	140
III.10.3. Caractérisation des variations de l'épaisseur lithosphérique sur le Cameroun .	142
III.11. Comparaison des résultats de l'investigation géophysique à ceux obtenus en utilisant d'autres méthodes d'interprétation.....	144
III.12. Validité des résultats	145
III.13. Contributions nouvelles apportées par cette étude.....	147
CONCLUSION GENERALE	149
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	152
ANNEXES.....	163

LISTE DES FIGURES

Figure I.1 : Relation entre l'altitude orthométrique, la hauteur ellipsoïdale et l'ondulation du géoïde.	9
Figure I.2 : Évolution de la précision du géoïde au cours du temps en fonction de l'évolution des modèles globaux	16
Figure I.3 : Précision du géoïde en fonction de la résolution du MNT utilisé.....	18
Figure II.1 : Couverture des données gravimétriques terrestres et marines dans la zone d'étude.	26
Figure II.2 : Géométrie des principales grandeurs intervenant dans ce travail (Sánchez et al., 2017).	31
Figure II.3 : Distribution des points GPS/nivelés du Réseau de Nivellement du Cameroun.	33
Figure II.4 : Distribution des repères du Réseau Géodésique du Cameroun.	35
Figure II.5 : Vue du satellite CHAMP (© GFZ).....	37
Figure II.6 : Vue du satellite GRACE (© NASA).	38
Figure II.7: Vue du satellite GOCE (© ESA).	39
Figure II.8: Attraction gravitationnelle.	49
Figure II.9: Force axifuge (Ismail, (2016)).	51
Figure II.10 : Ellipsoïde global et ellipsoïde local.	55
Figure II.11 : Géoïde et altitude orthométrique.	59
Figure II.12 : Altitude normale Q_0Q , anomalie d'altitude ζ et Quasi-géoïde.	60
Figure II.13 : Maille élémentaire interpolation.	63
Figure II.14 : Distance sphérique entre les points P et Q.	64
Figure II.15: Principe du modèle mathématique généralisé.	65
Figure II.16: Paramètres essentiels d'une fonction de covariance empirique locale.	71
Figure II.17: Grille plane (Bottoni et Barzaghi, 1993).	74
Figure II.18: Décomposition spectrale du géoïde local (Modifié de Schwartz et al., 1987 ; Kamguia, 2005).	77

Figure II.19: Principe de la méthode de terrain résiduel.	78
Figure II.20: Organigramme de calcul du modèle du géoïde du Cameroun par la méthode de collocation rapide.....	80
Figure III.1: Carte de distribution des données gravimétriques compilées à partir des différentes bases de données utilisées.	82
Figure III.2 : Carte de résidus entre l’anomalie à l’air libre en chaque point de la base de données gravimétriques utilisées et l’anomalie à l’air libre en ces points issue du modèle EGM2008.	84
Figure III.3: Fonction de covariance empirique des anomalies gravimétriques résiduelles lorsque toute la base de données gravimétriques est prise en compte.....	85
Figure III.4: Fonction de covariance empirique des anomalies gravimétriques résiduelles lorsque seules les données gravimétriques dans la zone où le géoïde est attendu sont prises en compte.....	86
Figure III.5: Résultats de l’inter-comparaison MNT-MNT sur le Cameroun (a) AW3D30-ASTER (b) AW3D30-SRTM1 (c) SRTM1-ASTER.	91
Figure III.6: Diagrammes Q-Q sur le territoire camerounais mettant en exergue la distribution des erreurs d’élévation (verticales) dans les MNT (a) AW3D30 (b) SRTM 1 (c) ASTER GDEM 2.	94
Figure III.7: Modèle Numérique de Terrain de résolution 1" adopté pour les différentes corrections topographiques obtenu en associant le SRTM 1 et les données bathymétriques SRTM_15PLUS.	96
Figure III.8: Carte des variations des effets de terrain sur les stations de mesure gravimétrique sur le Cameroun.	98
Figure III.9: Variations spatiales des anomalies des modèles géopotentiels retenus pour le calcul de différents modèles de géoïde sur le Cameroun.	100
Figure III.10: Carte indiquant l’anomalie résiduelle en chaque station gravimétrique lorsque le modèle géopotentiel EIGEN est utilisé pour l’extraction des grandes longueurs d’onde.	102
Figure III.11: Fonctions de covariance empirique associées aux données gravimétriques résiduelles correspondantes aux modèles géopotentiels EGM2008, EIGEN-6C4 et GOCE-DIR5.	104
Figure III.12: Modèles de fonctions de covariance ajustés associés aux données gravimétriques résiduelles correspondant aux modèles géopotentiels EGM2008, EIGEN-6C4 et GOCE-DIR5.....	105

Figure III.13: Composante résiduelle de l'anomalie d'altitude ζ , associée au modèle géopotential EIGEN-6C4.....	106
Figure III.14 (a): Quasi-géoïde sur le Cameroun en utilisant le modèle GOCE-DIR5.....	108
Figure III.14 (b): Quasi-géoïde sur le Cameroun en utilisant le modèle EIGEN-6C4.	109
Figure III.15: Variations des anomalies de Bouguer sur le Cameroun et ses environs.....	112
Figure III.16: Grille des écarts $N-\zeta$ utilisée pour la conversion du quasi-géoïde en géoïde.	114
Figure III.17: Géoïde du Cameroun en utilisant le modèle global GOCE-DIR5.....	116
Figure III.18: Géoïde du Cameroun en utilisant le modèle global EIGEN-6C4.....	117
Figure III.19: Distribution des points GPS/nivelés utilisés pour l'évaluation des modèles de géoïde gravimétrique sur le Cameroun.	118
Figure III.20: Carte des écarts d'ondulation entre les géoïdes CGM18 et CGM11.....	123
Figure III.21: Carte des écarts d'ondulation entre les géoïdes CGM18 et CGM05.....	124
Figure III.22: Carte des écarts d'ondulation entre les géoïdes CGM18 et AGP2006..	125
Figure III.23: Distribution des points GPS utilisés pour l'ajustement de l'ellipsoïde WGS84 sur le Cameroun.	127
Figure III.24: Carte des résidus entre l'ellipsoïde local obtenu à partir de l'ellipsoïde mondial WGS84 et le géoïde sur le Cameroun.	128
Figure III.25: Carte des résidus entre l'ellipsoïde local et le géoïde sur le Cameroun.....	130
Figure III.26: Carte des contours iso-valeurs des ondulations du géoïde CGM18.	132
Figure III.27: Carte géologique simplifiée du Cameroun mettant en exergue des structures tectoniques majeures.	133
Figure III.28: Carte du géoïde résiduel du Cameroun filtré jusqu'au degré et ordre 10	135
Figure III.29: Termes et concepts utilisés dans la modélisation dans ce travail	137
Figure III.30: Carte des épaisseurs crustales sur le Cameroun.....	141
Figure III.31: Variations des épaisseurs du manteau lithosphérique sur le Cameroun.	143

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I.1: Références bibliographiques utilisées pour élaborer la figure I.2.	18
Tableau II.1: Statistiques des données du RGC.	34
Tableau II.2: Revue des modèles de champ évalués.	41
Tableau II.3: Revue des MNT évalués.	47
Tableau II.4: Estimateurs robustes de mesure de précision des MNT	48
Tableau III.1: Statistiques des anomalies de la pesanteur des différentes bases de données gravimétriques utilisées et de celle compilée	81
Tableau III.2: Statistiques des données gravimétriques et GPS/nivelés utilisées pour la validation des modèles géopotentiels globaux sur le Cameroun.....	87
Tableau III.3: Statistiques sur la validation des modèles géopotentiels globaux en utilisant les données gravimétriques	88
Tableau III.4: Statistiques sur la validation des modèles géopotentiels globaux en utilisant les points GPS/nivelés.....	88
Tableau III.5: Statistiques sur la validation des modèles géopotentiels globaux présentant des performances intéressantes en tenant compte des valeurs aberrantes.....	89
Tableau III.6: Statistiques de l'inter-comparaison MNT-MNT.	90
Tableau III.7: Statistiques sur les erreurs verticales (différence entre les altitudes issues des MNT testés et les altitudes des points GPS/nivelés).....	92
Tableau III.8: Statistiques sur les erreurs verticales en utilisant les estimateurs statistiques robustes.....	95
Tableau III.9: Statistiques sur les corrections de terrain (unité : mGal).....	99
Tableau III.10: Statistiques sur les anomalies gravimétriques de trois modèles géopotentiels utilisés.....	99
Tableau III.11: Statistiques des données gravimétriques utilisées dans la zone de calcul...	101
Tableau III.12: Statistiques sur les anomalies résiduelles totales.....	103
Tableau III.13: Statistiques sur les quasi-géoïdes gravimétriques à partir GOCE-DIR5 et EIGEN-6C4.....	110
Tableau III.14: Statistiques sur les anomalies de Bouguer.	111

Tableau III.15: Statistiques sur les écarts $N-\zeta$	115
Tableau III.16: Statistiques sur les géoïdes gravimétriques sur le Cameroun à partir GOCE- DIR5 et EIGEN-6C4.....	115
Tableau III.17: Statistiques sur les écarts d'ondulations ($N_{\text{GPS/nivelé}} - N_{\text{géoïde}}$) de différentes versions du géoïde gravimétrique du Cameroun.	120
Tableau III.18: Comparaison statistique des écarts d'ondulations ($N_{\text{GPS/nivelé}} - N_{\text{géoïde}}$) entre les points GPS/nivelés et les géoïdes existants sur le Cameroun	121
Tableau III.19: Statistique sur les écarts obtenus entre les différentes grilles de géoïde existant sur le Cameroun et la grille du CGM18.	122
Tableau III.20: Paramètres des ellipsoïdes WGS84 et GRS80.	126
Tableau III.21: Paramètres de l'ellipsoïde local obtenus à partir de l'ellipsoïde WGS84 en utilisant la méthode de Molodensky dans le sens des moindres carrés.	129
Tableau III.22: Paramètres utilisés dans la modélisation.	139
Tableau III.23: Statistiques associées aux variations des épaisseurs de la croûte.....	140
Tableau III.24: Comparaison entre les résultats obtenus et ceux des travaux antérieurs.....	144

LISTE DES PLANCHES

Planche 1 : Quelques images de terrain : a) Préparation du départ pour le terrain ; b) Création d'une station de base gravimétrique à Eséka ; c) Traversée du bac sur la Boumba à l'Est Cameroun ; d) Prise de mesure gravimétrique à l'Est Cameroun. 25

INDEX DES ABREVIATIONS ET SYMBOLES

ABREVIATIONS

AFREF:	African Geodetic Reference Frame
AGP2003:	African Geoid Project 2003
ALOS:	Advanced Land Observing Satellite
ASTER:	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
AW3D30:	ALOS World 3D-30m
BGI :	Bureau Gravimétrique International
CCC:	Cisaillement Centre Camerounais
CGM11:	Cameroon Geoid Model 2011
CGM18:	Cameroon Geoid Model 2018
CGM2005:	Cameroon Geoid Model 2005
CHAMP:	CHALLENGE Minisatellite Payload
DNSC:	Danish National Space Centre
ECT:	Ecart-Type
EGM2008:	Earth Gravitational Model 2008
EGM96:	Earth Gravity Model 1996
EGM-GGM:	Earth Gravity Model-Global Geopotential Model
EIGEN:	European Improved Gravity model of the Earth by New techniques
EQM:	Erreur Quadratique Moyenne
GBVP:	Geodetic Boundary Value Problem
GDEM:	Global Digital Elevation Model
GGM02C:	Global Geopotential Model 2002 Combined
GLAS:	Geoscience Laser Altimeter System
GLOBE:	Global Land One-kilometer Base Elevation
GLONASS :	GLOBALnaïa NAVigatsionnaïa Spoutnikovaïa Sistéma.
GMT:	Generic Mapping Tools
GNSS:	Global Navigation Satellite System
GOCE:	Gravity Field and steady state Ocean Circulation Explorer
GPS:	Global Positioning System
GRACE:	Gravity Recovery and Climate Experiment
GRS67:	Geodetic Reference System 1967
GRS80:	Geodetic Reference System 1980
GTOPO:	Global TOPOgraphy
ICESat:	Ice, Cloud and land Elevation satellite
ICGEM:	International Center for Global Earth Models
IGS:	International Geoid Service
IGSN71:	International Gravity Standardization Network 1971
INC:	Institut National de Cartographie
IRD:	Institut de Recherche pour le Développement
JAXA:	Japan Aerospace Exploration Agency
JPL:	Jet Propulsion Laboratory

LAREG:	Laboratoire de Recherche en Géodésie
LE90:	Linear Error at 90% confidence
LIDAR:	Light Detection And Ranging
LVC:	Ligne Volcanique du Cameroun
mGal:	milliGals (1 mGal=10 ⁻⁵ m.s ⁻²)
MGG:	Modèle Geopotentiel Global
MINTP:	Ministère des Travaux Publics
MNT:	Modèle Numérique de Terrain
NASA:	National Aeronautics and Space Administration
NGAC:	Nivellement Général de l’Afrique Centrale
NIMA:	National Imagery and Mapping Agency
NMAD:	Normalized Median Absolute Deviation
NOAA:	National Oceanic and Atmospheric Administration
ORSTOM :	Office de Recherche Scientifique des Territoires d’Outre-Mer
PRISM:	Panchromatic Remote sensing Instrument for Stereo Mapping
RADAR:	Radio Detection And Ranging
RGC:	Réseau Géodésique du Cameroun
RTM:	Residual Terrain Model
SIO:	Scripps Institution of Oceanography
SRTM:	Shuttle Radar Topography Mission
SSH:	Sea Surface Heights
USGS:	United States Geological Survey
WGS84:	World Geodetic System 1984

SYMBOLES

φ :	latitude géographique	(degré)
θ :	latitude géocentrique	(degré)
λ :	longitude géographique	(degré)
ζ :	anomalie d’altitude	(m)
Δg :	anomalie de pesanteur	(m.s ⁻²)
Δg_B :	anomalie de Bouguer simple	(m.s ⁻²)
Δg_{reg} :	anomalie de pesanteur régionale	(m.s ⁻²)
Δg_{res} :	anomalie de pesanteur résiduelle	(m.s ⁻²)
Δg_{topo} :	effet gravitationnel du terrain résiduel	(m.s ⁻²)
γ_p :	pesanteur normale à l’équateur de l’ellipsoïde GRS80	(m.s ⁻²)
γ_e :	pesanteur normale aux pôles de l’ellipsoïde GRS80	(m.s ⁻²)
γ :	intensité de la pesanteur normale (théorique)	(m.s ⁻²)
W :	potentiel de pesanteur réel	(m ² .s ⁻²)
U :	potentiel normal	(m ² .s ⁻²)
U_0 :	potentiel normal sur l’ellipsoïde de référence	(m ² .s ⁻²)
W_0 :	potentiel de pesanteur sur le géoïde	(m ² .s ⁻²)

V_r :	potentiel centrifuge	$(m^2.s^{-2})$
N_{max} :	degré maximal de développement en harmoniques sphériques	
N :	ondulation du géoïde	(m)
N_{reg} :	ondulation du géoïde régional	(m)
N_{reg} :	ondulation du géoïde résiduel	(m)
n :	degré de développement en harmoniques sphériques	
m :	ordre de développement en harmoniques sphériques	
m_G :	paramètre géodésique	
M_T :	masse de la terre	(kg)
H^* :	altitude normale	(m)
h :	hauteur ellipsoïdale	(m)
H :	altitude orthométrique	(m)
G :	constante gravitationnelle de Newton	$(m^3 kg^{-1} s^{-2})$
g :	valeur observée de la pesanteur en un point	$(m.s^{-2})$
e :	première excentricité de l'ellipsoïde	(m)
e' :	deuxième excentricité de l'ellipsoïde	(m)
b :	demi-petit axe de l'ellipsoïde GRS80	(m)
a :	demi-grand axe de l'ellipsoïde GRS80	(m)
f :	aplatissement terrestre	
\vec{r}_{PQ} :	rayon vecteur porté par la droite (PQ)	
dm_Q :	masse infinitésimale en un point Q	(kg)
ρ :	densité volumique de masse	$(kg.m^{-3})$
ρ_c :	densité moyenne de la croûte	$(kg.m^{-3})$
ρ_m :	densité moyenne du manteau	$(kg.m^{-3})$
ρ_a :	densité moyenne de l'asthénosphère	$(kg.m^{-3})$
ρ_L :	densité moyenne de la lithosphère	$(kg.m^{-3})$
ρ_w :	densité de l'eau de mer	$(kg.m^{-3})$
L :	épaisseur totale de la lithosphère	(km)
L_0 :	profondeur de surface de l'asthénosphère libre	(km)
Z_c :	profondeur par rapport au niveau de la mer de la limite croûte–manteau	
Z_L :	profondeur par rapport au niveau de la mer de la limite lithosphère– asthénosphère	(km)
\vec{F} :	force d'attraction gravitationnelle	$(kg.m.s^{-2})$
$\vec{\gamma}$:	vecteur accélération gravitationnelle	$(m.s^{-2})$
Δ_P :	opérateur laplacien au point P	
T :	potentiel perturbateur	$(m^2.s^{-2})$
ω :	vitesse de rotation de la terre	$(rad.s^{-1})$
Σ :	somme	
\int :	intégral	
R :	rayon moyen de la terre	(m)
$d\sigma$:	élément de surface d'une sphère de rayon unité	(m^2)

$d\tau$:	élément de volume	(m^3)
$S(\psi)$:	noyau de l'intégral de Stokes	
ψ :	distance angulaire	(degré)
π :	3,14	
(X, Y, Z) :	coordonnées tridimensionnelles d'un point	
Δ :	variation	
K :	noyau reproducteur	
σ_n :	degré-variance du potentiel	
e_n^2 :	erreur du degré-variance	
A :	matrice d'opération linéaire	
X :	vecteur de paramètres inconnus	
t :	vecteur de signal des observations liées au champ de pesanteur terrestre	
l :	vecteur contenant les observations	
n :	vecteur des erreurs de mesure (bruit)	
β :	facteur d'échelle	
C :	fonction de covariance	
C_{st} :	matrice des covariances croisées	
C_{tt} :	matrice d'auto-covariance	
R_B :	rayon de la sphère de Bjerhammar	
L_i et L_j :	quantités géodésiques	
L_i^P et L_j^Q :	opérateurs linéaires agissant respectivement aux points P et Q	
C_0 :	variance	
ξ :	distance de corrélation	
χ :	paramètre de courbature	
σ_0 :	écart-type	
$\Delta\bar{C}_{nm}$ ($\Delta\bar{S}_{nm}$) :	différence entre les coefficients d'harmonique du potentiel réel et normal.	
$\bar{P}_{nm}(\cos \varphi)$:	fonctions de Legendre normalisées.	

RESUME

Le champ de pesanteur terrestre est d'une importance capitale en géophysique et en géodésie. L'une de ses applications pratiques en géodésie est la détermination du géoïde gravimétrique.

L'objet de cette thèse est la détermination d'un géoïde gravimétrique précis haute résolution (CGM18) et ses implications à l'investigation géophysique de la lithosphère au Cameroun.

Le géoïde est déterminé en utilisant la méthode de collocation rapide dans un processus de retrait-restauration à partir des données gravimétriques terrestres couplées aux données satellitaires GOCE les plus récentes, du Modèle Numérique de Terrain (MNT) haute résolution. Après validation des MNT globaux haute résolution (30 m) et des récents modèles géopotentiels globaux disponibles sur le Cameroun à partir des points GPS/nivelés, le MNT SRTM 30 m et les modèles EIGEN-6C4 et GOCE-DIR5 ont été retenus pour résoudre respectivement les composantes de courtes et de grandes longueurs d'onde du géoïde. Les composantes de moyennes longueurs d'onde du géoïde ont été résolues en utilisant les nouvelles données gravimétriques collectées par l'Institut National de Cartographie (INC) associées aux données gravimétriques du Bureau Gravimétrique International (BGI) disponibles sur le Cameroun. Ainsi, deux solutions du géoïde gravimétrique associées au modèle combiné haute résolution EIGEN-6C4 et au modèle satellitaire GOCE-dir5 ont été déterminées. La précision de deux différents géoïdes a été évaluée en utilisant les points GPS/nivelés distribués sur tout le territoire national. Après avoir éliminé les inconsistances liées aux différents systèmes de référence, le géoïde associé au modèle EIGEN-6C4 présente les meilleurs résultats avec une précision absolue de 12 cm et correspond ainsi au CGM18. Sa précision absolue est de 18 cm lorsque le modèle de référence GOCE-dir5 est utilisé. Par ailleurs, les performances absolue et relative du CGM18 sont meilleures lorsqu'elles sont comparées à celles des modèles de géoïde existants sur le Cameroun.

En outre, l'ellipsoïde local qui représente la forme mathématique de la terre sur le Cameroun a été ajusté avec une précision de 1,072 m à partir de l'ellipsoïde mondial WGS84 en utilisant le géoïde CGM18 et les points GPS/nivelés dans la théorie de Molodensky.

Ainsi, le géoïde CGM18 associé à l'ellipsoïde local ajusté peut être utilisé dans le nivellement par GPS au Cameroun. Ce résultat constitue une alternative à moindres coûts au nivellement géométrique.

Par ailleurs, le CGM18 a été couplé aux données topographiques pour étudier les variations des épaisseurs crustales et lithosphériques en 3D afin de mieux comprendre la relation entre les phénomènes sismo-tectoniques majeurs et la lithosphère dans la Chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale au Cameroun. Il en ressort un amincissement de la lithosphère lié à la remontée des matériaux asthénosphériques à une profondeur moyenne de 80 km le long de la Ligne Volcanique du Cameroun (LVC). A la lumière des travaux géophysiques récents, l'interaction entre l'écoulement des matériaux asthénosphériques suivant la direction NE et le Cisaillement Centre Camerounais (CCC) pourrait mieux expliquer les remontées magmatiques dans la croûte supérieure au Cameroun.

Mots clés: Géoïde ; données gravimétriques ; GOCE ; collocation rapide ; SRTM ; GPS/nivelés ; CGM18, ellipsoïde local ; structure crustale et lithosphérique.

ABSTRACT

The gravity field is of great importance in geophysics and geodesy. One of its practical applications in geodesy is the computation of the gravimetric geoid.

The aim of this thesis is the determination of a precise high resolution gravimetric geoid (CGM18) and its implications for the geophysical investigation of crustal and lithospheric structures over Cameroon.

CGM18 is computed using the fast collocation method in a remove-restore process from terrestrial gravity data associated with the most recent GOCE satellite data and the high-resolution Digital Terrain Model (DTM). After validation of the latest high-resolution (30 m) global DTMs and the recent global geopotential models available over Cameroon using GPS/levelling data, SRTM and the models EIGEN-6C4 and GOCE-DIR5 were selected to resolve respectively the short and long wavelength components of the gravimetric geoid. The medium wavelength components of the geoid have been resolved using the terrestrial gravity data recently collected by the National Institute of Cartography (NIC) of Cameroon associated with the gravity data supplied by the Bureau Gravimétrique International (BGI) available over Cameroon. Thus, two different solutions of the gravimetric geoid based on the high-resolution combined model EIGEN-6C4 and the satellite model GOCE-dir5 have been obtained.

The comparison and validation of the computed geoids are carried using the available regional and local geoids and GPS/levelling data distributed throughout the national territory. After striking out the inconsistencies related to the different reference systems, the geoid based on the combined model EIGEN-6C4 presents the best results with an absolute accuracy of 12 cm and thus corresponds to the CGM18. Its absolute accuracy is 18 cm when the GOCE-dir5 satellite model is used. Even though the latter absolute accuracy is the poorest, it is not dramatically large as compared to the other one when combined model EIGEN-6C4 is used. In addition, the absolute and relative performances of the CGM18 are better when compared to existing geoid models over Cameroon.

Furthermore, the local ellipsoid that represents the mathematical surface of the earth over Cameroon was fitted from the WGS84 global ellipsoid using CGM18 and GPS/levelling data in the Molodensky theory with an accuracy of 1.072 m.

Thus, the CGM18 associated with the fitted local ellipsoid can be used in GNSS levelling operations in Cameroon. This result is a lower cost alternative to geometric levelling campaigns.

Once determined, CGM18 has been jointed to topography data to geophysically investigate 3D crustal and lithospheric structures in to better understand the relationship between seismotectonic phenomena and the basement in the Cameroon Pan-African North Equatorial Fold Belt. It was found the thinning of the lithosphere associated with the rise of asthenospheric materials at an average depth of 80 km along the Cameroon Volcanic Line (CVL). In the light of the recent geophysical data, the interaction between the NE-ward channel flow operating at the bottom of the lithosphere or the asthenosphere upwelling and the Cameroon Shear Zone could better explain the magma upwelling in the upper crust.

Key words: Geoid; gravity data; GOCE; fast collocation; SRTM; GPS/levelling; CGM18, local ellipsoid; crustal and lithospheric structure.

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

La question de la forme réelle de la terre, de sa constitution et de ses dimensions remonte à l'antiquité et constitue dès lors une quête permanente pour les géodésiens et les géophysiciens. Ceux-ci se sont accordés que la forme réelle de la terre est une surface équipotentielle du champ de pesanteur terrestre appelée géoïde. Celui-ci se définit comme étant une surface équipotentielle du champ de pesanteur terrestre qui coïncide avec le niveau moyen des océans au repos, prolongé sous les continents (Torge et Müller, 2012). Le géoïde trouve ses applications en géophysique où il permet de caractériser les formations crustales et lithosphériques de la terre, d'observer les processus géodynamiques et tectoniques qui affectent le manteau comme les remontées mantéliques et la circulation convective. En océanographie, il permet d'étudier les variations des courants océaniques et de caractériser le fond marin très important pour la navigation des navires. Le géoïde sert comme un zéro de référence pour les mesures d'altitude dans les travaux publics et cadastre, l'aménagement, la cartographie et la navigation spatiale. Il est indispensable pour tout projet d'ingénierie et surtout pour des applications et services nécessitant des données géoréférencées.

Depuis l'apparition des techniques spatiales modernes de positionnement reposant sur le système mondial de navigation par satellite (GNSS) notamment le GPS, la nécessité d'affiner la précision du géoïde est devenue une question importante dans la recherche. Le GPS permet de déterminer rapidement et précisément l'élévation d'un point au-dessus d'un ellipsoïde de référence. Il ne donne l'altitude orthométrique que recherche le topographe en ce point que si le géoïde y est connu avec une exactitude compatible à celle du GPS. Par conséquent, la combinaison d'un géoïde local précis et des mesures GPS est une alternative à moindre coût au nivellement géométrique direct ou indirect. Dès lors, la détermination des géoïdes de précision se place parmi les objectifs principaux des différents groupes de recherche à travers le monde. De plus, plusieurs études ont montré que les signaux du géoïde gravimétrique constituent une source d'information idéale pour caractériser les structures profondes de la terre (Vaníček et Christou, 1994 ; Featherstone, 1997 ; Strang van Hees, 2000 ; Kiamehr et Sjöberg, 2006 ; Kamguia et al., 2008 ; Prasanna, 2014 ; Xu et al., 2015 ; Globig, 2016).

Le Cameroun est marqué par plusieurs phénomènes sismo-tectoniques majeurs parmi lesquels la Ligne Volcanique du Cameroun (LVC) et le Cisaillement Centre Camerounais (CCC). Celui-ci dont les rejeux continuent à se manifester de nos jours bien que mal suivis, représente une zone de faiblesse à l'échelle de la lithosphère (Poudjom Djomani et al., 1997). De plus, la relation entre ces phénomènes sismo-tectoniques et le socle précambrien stable reste encore

très controversée (Goussi Ngalamo et al., 2018 ; Marcel et al., 2018 ; Milelli et al., 2012 ; Njonfang et al., 2008). Les études géophysiques engagées pour comprendre cette relation ont utilisé soit les données sismiques (Stuart et al., 1985; Dorbath et al., 1986 ; Tabod et al., 1992; Tokam et al., 2010 ; Goussi Ngalamo et al., 2018) soit les données gravimétriques (Poudjom Djomani, 1993 ; Nnange et al., 2000 ; Poudjom Djomani et al., 1992, 1997; Noutchogwe et al., 2006, 2010 ; Marcel et al., 2018). Aucune investigation à partir des résultats de la géodésie (géoïde gravimétrique) n'a été entreprise sur le Cameroun pour comprendre cette relation et contraindre les résultats géophysiques existants. Ainsi, dans une zone située à l'interférence de ces phénomènes sismo-tectoniques majeurs (LVC et CCC), il est important de procéder à une meilleure caractérisation de la croûte et de la lithosphère à partir des données indépendantes constituées de la topographie et du géoïde. A l'opposé des données gravimétriques (anomalie de Bouguer), le géoïde gravimétrique contient des informations de très grande longueur d'onde pouvant aider à mieux caractériser les anomalies d'origine lithosphérique (Kiamehr, 2006 ; Kamguia et al, 2008). De même, bien que les données sismiques soient idéales pour mieux étudier la structure profonde de la Terre, la couverture limitée de ces données en raison du coût, de l'accessibilité rend son application difficile. Cependant, contrairement à d'autres pays africains (Soudan (Godah et Krynski, 2015; Abdalla et Green, 2016) ; Egypte (El-Ashquer et al., 2017; Dawod, 2008; Abd-Elmotaal, 2008) ; Afrique du Sud (Merry, 2008; Chandler et Merry, 2010), le Cameroun est resté en marge de l'axe de recherche sur la détermination du géoïde gravimétrique capital de nos jours. Depuis l'indépendance du Cameroun, un seul géoïde local digne de ce nom a été calculé (Kamguia, 2005) et dès lors, aucun travail de recherche n'a fait l'objet de détermination d'un géoïde de précision sur le Cameroun impliquant les données et les théories nouvelles.

Ce travail de recherche vise à déterminer un géoïde gravimétrique précis haute résolution (CGM18) à partir des données et théories nouvelles et ses implications à l'investigation géophysique de la lithosphère au Cameroun.

Pour atteindre cet objectif, il sera question de façon spécifique de :

1. Compiler et valider l'ensemble des levés gravimétriques réalisés au Cameroun et ses environs, qui seront utilisés pour résoudre les moyennes longueurs d'onde du géoïde gravimétrique du Cameroun. Cette étape consistera à rassembler, à uniformiser et à archiver toutes les données gravimétriques collectées par l'INC entre 2014 et 2017, la nouvelle grille du champ de pesanteur terrestre issue de l'altimétrie satellitaire, les données gravimétriques terrestres et marines de la base de données de BGI disponibles dans la zone d'intérêt. Par la suite, ces données seront prétraitées et validées en utilisant

la fonction de covariance pour détecter et éliminer les valeurs aberrantes, les doublons, etc... ;

2. Valider plusieurs modèles géopotentiels globaux issus des récentes missions satellitaires GRACE/GOCE et choisir celui qui sera utilisé comme référence pour le géoïde gravimétrique ;
3. Evaluer la précision des MNT globaux haute résolution (30 m) disponibles sur le Cameroun afin d'identifier celui qui devrait entrer dans les différentes corrections à appliquer aux données gravimétriques et aux masses topographiques ;
4. Traiter les masses topographiques et tester plusieurs pas de grille sur les MNT évalués afin de choisir le pas le mieux indiqué pour le géoïde gravimétrique du Cameroun ;
5. Calculer le géoïde gravimétrique du Cameroun en utilisant la technique de retrait-restauration couplée à la collocation rapide ;
6. Evaluer la précision du géoïde gravimétrique du Cameroun à partir des données indépendantes constituées des repères GPS/nivelés ;
7. Ajuster la forme mathématique de la terre sur le Cameroun à partir de l'ellipsoïde mondial WGS84 qui s'adapte mieux au géoïde local CGM18 ;
8. Mettre en exergue les grands ensembles géologiques à partir des signaux du géoïde ;
9. Caractériser les hétérogénéités intra-lithosphériques par filtrage passe-haut du géoïde ;
10. Cartographier en 3D les variations des épaisseurs crustales et lithosphériques sur le Cameroun en couplant les données topographiques et le géoïde CGM18 ;
11. Comparer les résultats de l'investigation géophysique à ceux obtenus en utilisant d'autres méthodes d'interprétation.

Cette thèse commence par une introduction générale et est organisée autour de trois chapitres :

- **Le chapitre I** présente le géoïde gravimétrique et ses implications à l'étude géophysique des formations géologiques d'origine profonde, les modèles de géoïde utilisés jusqu'ici au Cameroun et leurs limites. Il continue par les nouvelles avancées enregistrées ces dernières années sur le calcul des géoïdes gravimétriques de précision centimétrique. Il présente pour terminer, les enjeux de mise en place d'un nouveau géoïde gravimétrique au Cameroun ;
- **Le chapitre II** présente en détail toutes les données utilisées ainsi que la méthodologie déployée tout au long de ce travail. Ici on compilera et on validera l'ensemble des levés gravimétriques réalisés au Cameroun. Par la suite, la méthodologie de validation du

MNT et du modèle de champ représentant respectivement la topographie, les données gravimétriques et les ondulations du géoïde sera engagée. Le chapitre expose les bases théoriques sur le calcul du géoïde, la relation entre le géoïde et d'autres surfaces de référence et bien d'autres notions. Il se termine par la présentation de différentes articulations du processus de calcul du géoïde.

- **Le chapitre III** est consacré aux résultats obtenus et à leur discussion. On présentera les modèles globaux de référence retenus (MNT, modèle de champ) pour le calcul du géoïde gravimétrique, leurs précisions ainsi que le pas du géoïde résiduel adopté. Le chapitre présente par la suite le géoïde gravimétrique calculé par la méthode de collocation rapide, son ajustement suivi de l'évaluation de sa précision en utilisant les repères GPS/nivelés et des géoïdes régionaux existants au Cameroun. En plus de cette forme réelle de la terre sur le Cameroun, sa forme mathématique obtenue par l'ajustement de l'ellipsoïde de référence mondiale WGS84 est aussi présentée. L'implication du géoïde gravimétrique à l'investigation géophysique de la lithosphère au Cameroun constitue l'une des applications du géoïde présentée dans ce travail.

Le travail s'achève par une conclusion générale avec ouverture sur les perspectives de recherche à prendre en compte pour une amélioration future des résultats obtenus.

CHAPITRE I : REVUE DE LA LITTERATURE ET PROBLEMATIQUE

INTRODUCTION

Le but de ce chapitre est de passer en revue la littérature afin de déceler la notion du géoïde gravimétrique, ses implications à l'étude géophysique des formations géologiques d'origine profonde à travers le monde. Les modèles de géoïde utilisés jusqu'ici au Cameroun ainsi que leurs limites, les nouvelles avancées enregistrées dans le calcul des modèles de géoïde sont également présentés. Les enjeux de mise en place d'un modèle de géoïde gravimétrique haute résolution sur le Cameroun ainsi qu'une analyse critique des travaux antérieurs sur le sujet permettent de dégager les intérêts scientifique et utilitaire de ce projet de recherche.

I.1. NOTION DU GEOÏDE GRAVIMETRIQUE

Tel que défini par Gauss en 1828, le géoïde est une surface équipotentielle du champ de pesanteur terrestre qui coïncide avec le niveau moyen des océans au repos, prolongé sous les continents (Torge et Müller, 2012). Il ondule sous les continents à cause des variations spatiales de la pesanteur (Kamguia, 2005). En théorie, la forme du géoïde et l'ensemble des valeurs de la gravité forment deux représentations mathématiquement équivalentes et complètes d'une même réalité physique : le champ gravifique. La terre n'a qu'un seul géoïde qu'on ne peut pas mesurer directement pour plusieurs raisons : c'est une surface apparente qui est sous nos pieds. Pour le calculer, il faut avoir des mesures gravimétriques partout en chacun des points de la surface de la terre, ce qui n'est pas possible. Tout ceci nous amène à déterminer un modèle de géoïde au lieu du géoïde proprement dit mais qui se rapproche le mieux de celui-ci. Le géoïde représente ainsi la forme réelle de la terre dépourvue des masses topographique et atmosphérique. Cependant, le niveau moyen des océans n'est pas une surface à l'équilibre du champ de pesanteur terrestre du fait de plusieurs facteurs perturbateurs comme les vagues et houles, les marées, les courants marins, les tsunamis et d'autres effets quasi-stationnaires tels que la topographie de la surface des océans (différence entre le niveau moyen des océans et le géoïde). Ces facteurs perturbateurs entraînent la variation temporelle du géoïde. Il doit être considéré comme une quantité dépendant du temps. Ainsi, le géoïde doit se référer à une certaine époque du niveau moyen des océans (Torge et Müller, 2012). Toutes ces observations ont amené Burša et al. (2002) à affiner la définition du géoïde comme une surface de niveau qui, de façon optimale ajuste le niveau moyen des océans corrigé de la

topographie marine et relative à un marégraphe utilisé pour la définition d'un système de référence altimétrique national.

Il existe plusieurs méthodes pour réaliser un modèle de géoïde : les techniques de la géodésie spatiale, le nivellement astro-géodésique, l'association de techniques spatiales et de nivellement de précision et la méthode gravimétrique. Lorsque la gravimétrie est utilisée dans la mise en place d'un modèle de géoïde, on parle d'un modèle de géoïde gravimétrique. L'approche basée sur la gravimétrie est adoptée dans le cadre de ces travaux de recherche. En effet, de nombreux auteurs (Carne, 2012 ; Nocquet et al., 2000) ont montré qu'un géoïde géométrique déterminé à partir des méthodes autre que la gravimétrie ne permettait pas de rendre les anomalies de courte et moyenne longueurs d'onde du géoïde. L'utilisation de données complémentaires (modèle géopotential global, données gravimétriques terrestres, modèle numérique de terrain) est fortement recommandée.

La détermination du géoïde est devenue de nos jours une quête permanente, au regard du développement des systèmes satellitaires GNSS (Global Navigation Satellite System) dont l'objectif est de substituer le nivellement classique par le nivellement par GPS. De même, l'utilisation de plus en plus du géoïde dans la caractérisation des structures profondes de la terre (Kiamehr et Sjöberg 2006 ; Prasanna, 2014), sa grande importance dans l'altimétrie, la cartographie, les travaux publics (routes, barrages, ponts...), l'hydrologie, l'aéronautique, etc...justifient cette quête permanente.

I.2. IMPLICATIONS DU GEOÏDE GRAVIMÉTRIQUE A L'ETUDE GEOPHYSIQUE DES STRUCTURES GEOLOGIQUES

Les signaux du géoïde gravimétrique sont une source importante d'information nécessaire pour caractériser la structure interne de la terre. L'importance du géoïde en géophysique et en géodynamique a fait l'objet de plusieurs travaux de recherche (Vaníček et Christou, 1994 ; Featherstone, 1997 ; Strang van Hees, 2000 ; Kiamehr et Sjöberg, 2006 ; Kamguia et al., 2008 ; Prasanna, 2014 ; Xu et al., 2015 ; Globig, 2016). A partir de la modélisation 1D combinant le géoïde gravimétrique et les données topographiques, Globig (2016) a pu caractériser la structure lithosphérique de l'Afrique. De même, Prasanna, (2014) dans ses travaux de thèse, a étudié l'implication géophysique du géoïde dans la caractérisation des formations lithosphériques dans la zone de Sri Lanka à Hong Kong. Kamguia et al. (2008) se sont intéressés à la corrélation entre les signatures du géoïde et les anomalies de densité profondes de la subsurface au Cameroun et ses environs pour identifier et cartographier les

structures géologiques jusqu'ici mal connues dans la région de Mamfé et du Rift de la Bénoué. Ces travaux ont également permis de caractériser de façon précise, la transition entre le Craton du Congo et la chaîne Panafricaine au sud du Cameroun. Par ailleurs, l'étude des déformations d'origine tectonique à partir du géoïde gravimétrique en Iran a permis à Kiamehr et Sjöberg (2006) de se rendre compte que 72% de tremblements de terre enregistrés dans ce pays se sont intervenus dans les zones où la pente latérale du géoïde est inférieure à 5%. Ces auteurs soutiennent une forte corrélation entre le gradient horizontal du géoïde et les activités sismo-tectoniques. Detrick, (1981) à partir des anomalies du géoïde a étudié la structure de la zone de cisaillement de Mendocino en Rhode Island aux Etats Unis. L'importance du géoïde en géophysique a été reconnue par les travaux portant sur la corrélation entre le bombement du géoïde, le rifting et la profondeur du Moho dans la péninsule de Fennoscandia (Sjöberg et al., 1991), la corrélation entre le géoïde, la rhéologie et la convection mantélique (Runcorn, 1967) ; la corrélation entre le géoïde, les mouvements de plaques tectoniques et la tomographie sismique (Silver et al., 1988). La caractérisation des anomalies de densité profondes d'origine mantélique (Bowin, 1983 ; Marquart et Lelgemann, 1992; Ebbing et Olesen, 2005, Xu et al., 2015) et superficielles (Christou et al., 1989) à partir du géoïde a également permis de comprendre le rôle du géoïde en géophysique.

Le Cameroun est connu comme un véritable laboratoire naturel pour l'étude des phénomènes sismo-tectoniques en Afrique. En effet, la croûte de la ceinture orogénique de l'Afrique Centrale au Cameroun a connu le développement d'un volcanisme intraplaque le long de la Ligne Volcanique du Cameroun (LVC) (Poudjom Djomani, 1993). Cette zone sur le plan tectonique est caractérisée par la présence des failles Panafricaines appelées Cisaillement Centre Camerounais (CCC) (Ngako et al., 1991). La réactivation du CCC a contrôlé la mise en place des bassins sédimentaires de la Mbéré et du Djerem (Le Maréchal et Vincent, 1971) et aussi la surrection du massif de l'Adamaoua (Poudjom Djomani, 1993). Dans cette région, le CCC d'orientation N60-70°E dans la zone de Tibati sur le plateau de l'Adamoua (Ngako et al., 2003; Njanko et al., 2006; Noutchogwe et al., 2006, 2010), s'incurve en N40-50°E de Foumban à Fotouni (Njiekak et al., 2008; Njonfang et al., 2008; Tcheumenak Kouemo et al., 2014).

Même si la branche N60-70°E du CCC a fait l'objet de plusieurs études géophysiques détaillées (Stuart et al., 1985; Dorbath et al., 1986; Poudjom Djomani et al., 1992, 1997; Noutchogwe et al., 2006, 2010), très peu d'études géophysiques ont été réalisées dans la branche N40-50°E (Tabod et al., 1992; Nnange et al., 2000; Tokam et al., 2010). Cette zone de faille dont les jeux continuent à se manifester de nos jours bien que mal suivis, représente

une zone de faiblesse à l'échelle de la lithosphère (Poudjom Djomani et al., 1997). De plus, la relation entre la LVC et le CCC reste encore controversée (Njonfang et al., 2008). Dans une zone située à l'interférence de ces deux structures majeures (LVC et CCC), il est important de procéder à une meilleure caractérisation de la croûte et de la lithosphère au Cameroun à partir des résultats de la géodésie (géoïde gravimétrique). Ceci se justifie par le fait qu'à l'opposé de l'anomalie de Bouguer, le géoïde gravimétrique contient des informations de très grande longueur d'onde pouvant aider à mieux caractériser les structures d'origine lithosphérique (Kiamehr, 2006). De plus, en dehors de l'étude de Kamguia et al. (2008) aucune autre investigation à partir des résultats de la géodésie n'a été entreprise sur le Cameroun pour comprendre la mise en place de ces structures d'origine profonde. En dehors de la géophysique, le géoïde gravimétrique présente d'autres applications.

I.3. AUTRES APPLICATIONS DU GEOÏDE GRAVIMETRIQUE

I.3.1. En océanographie

Le géoïde est un outil précieux pour les océanographes, les arpenteurs hydrographiques et les industries maritimes en général. La connaissance du géoïde est essentielle pour calculer la surface moyenne des océans et la topographie dynamique moyenne qui peuvent fournir des informations sur la direction et la vitesse des courants océaniques à grande échelle. Le géoïde permet de mieux cartographier le fond marin et de modéliser la variation locale des différents courants océaniques (Nerem et Koblinsky, 1994).

I.3.2. En génie civil et travaux publics

La topographie est utilisée à tous les stades de la réalisation des ouvrages de génie civil et travaux publics. Le paramètre topographique utilisé dans la mise en œuvre de ceux-ci est l'altitude orthométrique, déterminée jusqu'ici au Cameroun par nivellement classique. Le nivellement (détermination des altitudes orthométriques) est une activité très onéreuse, chronophage et nécessite une mobilisation importante en équipement et en ressource humaine. Une étude menée au Ministère des Travaux Publics (MINTP) en 2015 révèle que les coûts liés aux travaux de nivellement représentent environ 10% du budget des grands projets structurants. Pour contourner ses difficultés, une référence altimétrique précise, basée sur un modèle de géoïde gravimétrique permettra de réaliser efficacement et plus rapidement les travaux de nivellement qui coûtent chers dans les travaux publics et de génie civil. Désormais avec un modèle de géoïde, le nivellement se fera à moindre coût, en très peu de temps à

condition d'intégrer ce modèle de géoïde dans un GPS et de capter les signaux satellitaires (GPS, GLONASS). Un géoïde précis permet donc au topographe d'avoir un accès rapide et surtout en tout lieu du territoire à l'altitude orthométrique, à une époque où le positionnement a adopté le concept « anywhere, anytime ».

Le principe est décrit sur la figure I.1 suivante :

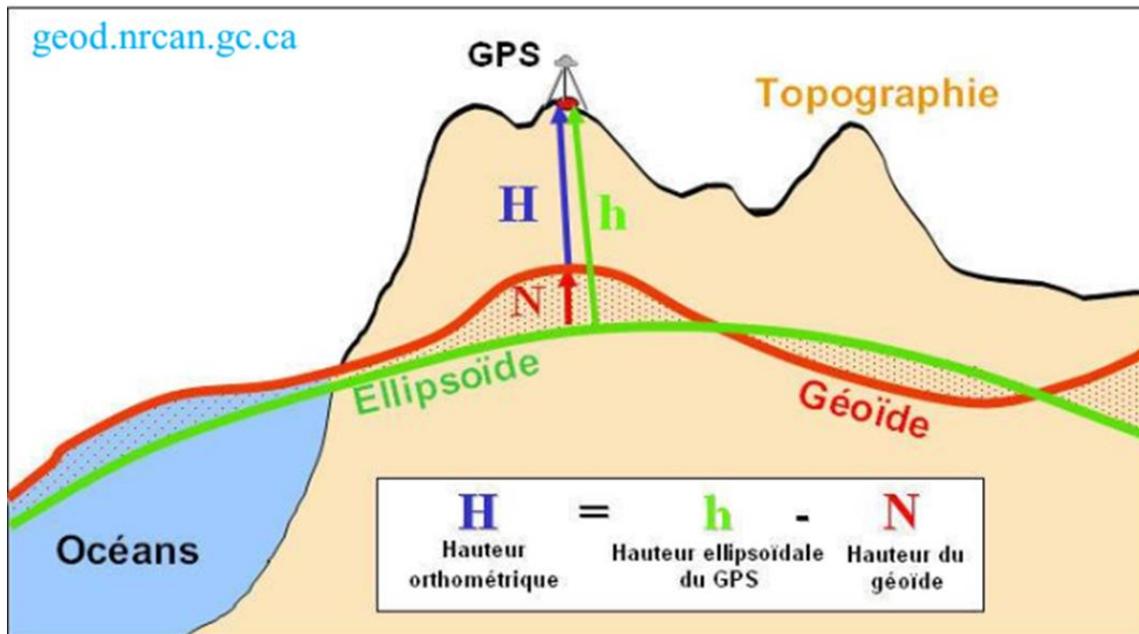


Figure I.1 : Relation entre l'altitude orthométrique, la hauteur ellipsoïdale et l'ondulation du géoïde.

Comme nous montre la figure I.1 ci-dessus, la hauteur ellipsoïdale (h) obtenue à partir des signaux satellitaires GPS ou GLONASS peut directement être convertie en altitude orthométrique (H) connaissant l'ondulation géoïdale (N) en utilisant la relation suivante :

$$H = h - N \quad (1.1)$$

I.3.3. Dans la définition d'un « datum » vertical

Un datum vertical est une surface de référence à laquelle se réfèrent les coordonnées verticales (altitudes) des points (Sánchez et al., 2017). Le géoïde est l'un des datums verticaux utilisés en Géodésie puisqu'il constitue une surface de référence pour les altitudes orthométriques (Ssengendo, 2015). Ainsi, un modèle de géoïde constitue la base de tout projet de développement où la topographie (l'altitude) est nécessaire. Le géoïde est un datum idéal pour les altitudes orthométriques puisqu'il représente une surface uniforme connue partout à travers tout le pays (Véronneau et al., 2006). Ceci garantit la continuité des altitudes à travers

les côtes et les zones littorales. L'une des applications la plus importante du datum vertical est la démarcation des frontières nationales et internationales (Vaniček, 2009).

Au niveau national, un « datum » vertical présente d'autres avantages pratiques à savoir :

- meilleure navigation près des côtes et dans les ports ;
- Elaboration des modèles numériques de terrain exacts et précis nécessaires pour la modélisation d'inondations et d'autres risques naturels, ainsi que pour une gestion durable du territoire ;
- meilleure compréhension des mouvements tectoniques, de glissement, rebond postglaciaire et subsidences du territoire ;
- surveillance optimale de déversement de substances chimiques dans le territoire ;
- meilleure gestion des ressources naturelles ;
- atterrissage et sécurité avancée pour l'aviation etc...

I.3.4. Dans l'unification des systèmes de référence verticaux

Les « datums » verticaux dans plusieurs pays africains divergent l'un de l'autre (Ssengendo, 2015) à cause de leurs différents types de définition, différentes méthodes de réalisation et le fait qu'ils se fondent généralement sur des données locales, sur des points origines ou datums locaux. Comme conséquence immédiate, la tâche devient très compliquée aux topographes lorsqu'il s'agit d'implémenter des projets sous-régionaux comme les routes, les chemins de fer, l'eau potable, l'électricité ou des projets qui nécessitent la connaissance de l'altitude ou lorsqu'il s'agit de donner une représentation fidèle des détails transfrontaliers sur les cartes sous-régionales. Par exemple, les routes, les bassins versants, les écosystèmes et les réserves naturelles s'arrêtent rarement aux frontières nationales et leur tracé peut apparaître discontinu lorsque les cartes nationales sont raccordées aux fins de la planification régionale ou de l'analyse décisionnelle. Les projets d'infrastructure transnationaux sont habituellement réalisés par tronçon ou portion ; on doit donc disposer de datums verticaux uniformes pour garantir la continuité des divers éléments du projet. Ainsi, la détermination d'un modèle de géoïde gravimétrique précis sur le Cameroun est une étape décisive dans l'élimination des différences qui existent entre les datums verticaux nationaux, puisqu'il (modèle de géoïde) constitue la base pour les modèles de géoïdes régionaux.

La liste des applications du géoïde gravimétrique n'est pas exhaustive. D'autres applications existent en ingénierie et en géoscience comme dans les projets hydrauliques, les

projets de lignes électriques et les projets de lignes à grandes vitesses (voies ferrées et autoroutes).

I.4. MODELES DE GEOÏDE EXISTANT AU CAMEROUN, LEURS PRECISIONS ET LEURS LIMITES

Bien que les premières bases de calcul de modèles de géoïde locaux aient été posées en Afrique à partir de 1981 (Brasset et Rogers, 1981), c'est en 2005 que le Cameroun a connu son tout premier modèle de géoïde local à savoir Cameroon Geoid Model 2005 (CGM2005 ; Kamguia et al., 2007). Très peu des travaux de recherche ont été consacrés à la détermination de géoïde sur le Cameroun. Des modèles de géoïde gravimétrique régionaux ou mondiaux utilisables au Cameroun dans les applications énumérées plus haut sont aussi identifiés à savoir EGM2008 (Earth Gravitational Model 2008) et AGP2003 (African Geoid Project 2003), ou sa révision de 2006.

I.4.1. Cameroon Geoid Model 2005 (CGM2005)

Le modèle CGM05, développé en 2005 au sein du LAREG (Laboratoire de Recherche en Géodésie de l'IGN) par Kamguia est le tout premier modèle de géoïde local sur le Cameroun. C'est un modèle de géoïde gravimétrique calculé en utilisant la méthode de terrain résiduel couplée à la technique de retrait-intégration-restauration. La composante de grandes longueurs d'onde du CGM05 est issue d'un modèle géopotential global hybride EGM-GGM. Celui-ci a été obtenu en utilisant le modèle global GGM02C de la mission GRACE, jusqu'aux degrés et ordres 200 et ajusté aux degrés et ordres 360 en utilisant les coefficients de développement du modèle géopotential EGM96 (Lemoine et al., 1998) à partir du degré 201 (Kamguia, 2005). Le Modèle Numérique de Terrain (MNT) Globe (Global One-kilometre Base Elevation ; Hastings et Dunbar, 1998) de résolution $1 \times 1 \text{ km}^2$ a été utilisé pour fournir les composantes de faibles longueurs d'onde. La comparaison de ce modèle à un réseau de points GPS/nivelés dans la région de Douala a montré que la précision absolue du premier modèle de géoïde est d'environ 14 cm et 11 cm, respectivement avant et après ajustement à la référence des altitudes orthométriques du nivellement général du Cameroun dans la zone testée (Kamguia, 2005). Ce modèle fut destiné à être utilisé comme surface de référence pour les altitudes orthométriques au Cameroun. Cependant, lors de la mise en place d'un réseau géodésique national de référence (Réseau Géodésique du Cameroun (RGC)), une étude menée par l'entreprise française Fugro Geoid en 2011 révéla un certain nombre d'insuffisances qui remettent en cause le choix de cette grille comme surface de référence pour les altitudes

orthométriques au Cameroun (Carme, 2012). Ces insuffisances portent sur la qualité des données intégrées dans le calcul, la quantité et la répartition des données GPS/nivelés utilisés pour l'adaptation du modèle et bien d'autres facteurs qu'il importe de mentionner :

- Le modèle global EGM96 utilisé comme référence même s'il a été en partie combiné avec GGM02C a une précision annoncée très inférieure à celle du modèle EGM08. En outre, il semble qu'il modélise mal les variations du champ de pesanteur terrestre sur le continent Africain (Mery, 2003) ;
- Le MNT GLOBE utilisé pour déterminer les anomalies de petite longueur d'onde est peu représentatif de la topographie sur le continent Africain (Mery, 2003). L'auteur lui-même recommande que le CGM05 soit recalculé en utilisant les données de SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) ;
- Plus problématique, la validation et l'ajustement du modèle CGM05 ont été effectués en utilisant un réseau de 87 points GPS nivelés tous situés dans la seule zone de Douala.

I.4.2. Cameroon Geoid Model 2011 (CGM11)

CGM11 est une surface de correction altimétrique déterminée par Fugro Geoid en 2011 lors la mise en place du RGC. Cette surface a été obtenue par adaptation du modèle global EGM2008 sur un réseau de 130 points GPS nivelés répartis sur l'ensemble du territoire en utilisant le krigeage ordinaire appliqué avec une fenêtre glissante et lissé au moyen d'une fonction multiquadratique inverse (Carme, 2012). Cet auteur indique que le terme géoïde utilisé pour ce modèle ne doit pas être pris ici dans son acception rigoureuse. Ainsi, la surface de correction calculée ne corrige pas nécessairement le modèle de géoïde gravimétrique dans le sens d'une plus grande précision mais plutôt pour le faire correspondre au mieux avec la réalisation du Nivellement Général de l'Afrique Centrale (NGAC) sur le territoire camerounais, considérée comme suffisamment fiable. CGM11 est donc une interpolation du NGAC dont la précision est estimée entre 10 et 20 cm selon les zones, en fonction de la densité des points GPS nivelés et de la pente locale du géoïde.

Une étude sur la qualité de cette surface de correction révèle plusieurs lacunes qui entachent sa qualité puisque s'appuyant sur le NGAC qui présente déjà beaucoup de limites. En effet :

- le NGAC mis en place depuis près de 69 ans utilisant du matériel de première génération et dont la précision est remise en question dans de nombreux pays, n'a jamais fait l'objet d'entretien et connaît aujourd'hui d'importantes déformations ;
- le point «zéro » du NGAC situé à Pointe Noire au Congo ne le dispense pas du long cheminement pour le ramener ou le rattacher à la mer. Ceci entraîne de potentielles erreurs systématiques qui causent au final de grands décalages entre la valeur finale obtenue et la vraie valeur (Pamen Damtse, 2017). Les travaux de ce dernier relèvent qu'au Zimbabwe, les erreurs de fermeture en altimétrie sont de l'ordre de 2,5 m entre la frontière Sud-Africaine et celle de Zimbabwe ;
- Le modèle géopotential global EGM2008 sur lequel s'appuie le CGM11 est un modèle mondial qui ne tient rigoureusement pas en compte les courtes longueurs d'onde liées à la topographie locale et qui donne par conséquent une approximation lisse du géoïde à l'échelle locale ;
- Dans la procédure d'interpolation, la fonction de lissage utilisée biaise la qualité des données observées. Par ailleurs, les méthodes de lissage ne tiennent pas compte de la structure locale de la variable à interpoler.

Des modèles de géoïde gravimétrique régionaux ou mondiaux utilisables au Cameroun sont aussi identifiés à savoir AGP2003 (African Geoid Project 2003 ; Merry, 2003), ou sa révision de 2006 et EGM2008 (Earth Gravitational Model 2008).

I.4.3. African Geoid Project 2003 (AGP2003)

AGP2003 est un modèle de géoïde gravimétrique de l'Afrique mis en place en 2003 dans l'optique de produire une référence altimétrique uniforme en Afrique (Merry et al. 2005). Les données gravimétriques terrestres disponibles sur tout le continent ont été introduites dans le calcul de ce modèle, mais en mer, seules les données gravimétriques issues de l'altimétrie par satellite ont été utilisées. De même, les vides dans les données gravimétriques terrestres ont été comblés en utilisant le modèle de champ EGM96 (Lemoine et al., 1998). AGP2003 a été mis en place suivant les étapes ci-après :

- Les grandes longueurs d'onde ont été calculées en utilisant le modèle de champ EGM96 jusqu'au degré et l'ordre 360 ;
- Les moyennes longueurs d'onde ont été résolues en utilisant les anomalies gravimétriques réduites suivant la méthode de convolution sphérique 2D de l'intégrale de Stokes ;

- Les anomalies de petite longueur d'onde liées à la topographie locale ont été calculées en utilisant le MNT GLOBE.

La validation du modèle de géoïde AGP2003 en utilisant les points GNSS/nivelés en Algérie, Egypte, et Afrique du Sud indique des biais compris entre -17 cm à +124 cm avec des écarts types compris entre 9 cm à 80 cm (Merry et al., 2005). Les sources potentielles d'erreurs analysées dans Merry (2003) comprennent :

- Les erreurs liées au modèle global EGM96 utilisé comme référence. En plus, ce modèle de champ modélise mal les variations de gravité sur le continent Africain (Mery, 2003) ;
- Le système de référence des points GPS/nivelés utilisés dans la validation de AGP2003 varie d'un pays à l'autre ;
- Les biais dans les datums verticaux de différents pays africains ;
- Les distorsions dans les altitudes issues de différents réseaux sont très importantes.

La version révisée du modèle AGP2003 a été calculée en 2006 sur le continent africain et a été nommée AGP2006. Dans celui-ci, une attention particulière a été portée sur l'affinement de la convolution sphérique 2D, sur la contribution topographique (terme G1 de Molodensky) et sur l'influence du modèle de champ utilisé comme référence. Le modèle géopotential global EGM96 couplé au modèle combiné CG03C jusqu'à l'ordre et degré 120 a été utilisé pour résoudre les grandes longueurs d'onde de AGP2006. Ce modèle combiné est issu des missions gravimétriques satellitaires CHAMP et GRACE. Le terme G1 de Molodensky (contribution du terrain), a été résolu en utilisant le MNT mondial SRTM de résolution 30" (~1 km). La validation de ce modèle en utilisant les points GPS/nivelés en Afrique du Sud (62 points GPS/nivelés) et en Algérie (14 GPS/nivelés) donne respectivement 18 cm et 27 cm d'écart type.

Au Cameroun, AGP2003 ou sa révision de 2006 (AGP2006), a été estimé redondant avec le tout premier modèle de géoïde du Cameroun CGM05 (Carne, 2012).

I.4.4. EGM2008

EGM2008 est un modèle du potentiel de gravité développé par les Américains en combinant par moindres carrés le modèle global ITGGRACE03S avec les données de gravité d'une grille mondiale de pas 5'. Cette grille a été obtenue en combinant les données de gravimétrie terrestre, aéroportée et dérivée de mesures d'altimétrie. Ce modèle est fourni avec une résolution spatiale d'environ 9 km et une précision mondiale annoncée de 15 cm à 1- σ

(18.3 cm) (Pavlis et al., 2008). Le modèle de gravité EGM08 est le modèle global le plus utilisé en 2011. Dans les zones où les données de gravité étaient de très bonne qualité, cette précision atteint 5 à 10 cm après avoir supprimé systématisme et tendance linéaire. Ceci lui confère un statut comparable à celui de certains modèles de géoïde régionaux actuels.

Cependant, d'après Pavlis et al. (2008), le Cameroun fait partie des zones dans lesquelles les anomalies de gravité sont issues du "remplissage" (fill-in) parce que les données de gravité n'étaient pas dans le domaine public. La procédure de remplissage utilise les anomalies de gravité de Bouguer et reconstitue les anomalies à l'air libre en utilisant les altitudes du MNT mondial DTM2006, principalement issues de la mission SRTM. Aussi, la précision probable d'EGM08 au Cameroun est-elle sans doute plus proche des 18,3 cm annoncés par Pavlis (Carne, 2012).

I.5. NOUVELLES AVANCEES DANS LE CALCUL DES MODELES DE GEOÏDE GRAVIMETRIQUE

La demande et la nécessité d'un modèle de géoïde gravimétrique précis au Cameroun sont plus que jamais pressantes au regard des applications pratiques qu'offre le géoïde. Des nouvelles avancées enregistrées de nos jours et portant sur les données nouvelles, la théorie moderne et les analyses numériques récentes appellent à réviser de façon fréquente les modèles de géoïde locaux dans l'optique d'améliorer leur précision.

I.5.1. Données

Un géoïde gravimétrique est déterminé à partir de la combinaison optimale de trois sources de données primaires : les modèles géopotentiels globaux qui fournissent les grandes longueurs d'onde du géoïde, les données gravimétriques terrestres et un MNT qui apportent respectivement les moyennes et les courtes longueurs d'onde du géoïde gravimétrique. L'évolution de la précision d'un modèle de géoïde dépend fortement de l'évolution des différents types de données utilisées pour sa mise en œuvre (Ismail, 2016). Plusieurs avancées notables ont été enregistrées dans les jeux de données qui rentrent dans le calcul du géoïde gravimétrique :

- **Modèles géopotentiels globaux**

L'évolution spectaculaire de la gravimétrie spatiale avec le lancement de trois missions satellitaires (CHAMP (CHALLENGING Mini-satellite Payload) en 2000, GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) en 2002 et GOCE (Gravity field and steady state Ocean

Circulation Explorer) en 2009) a contribué énormément à l'amélioration de la précision des modèles géopotentiels globaux. La précision visée par CHAMP est de l'ordre de 10 cm sur le géoïde et 0,5 mGal sur les anomalies de pesanteur terrestre à une résolution spatiale de 454 km (Reigber et al., 2003). L'objectif de la mission GRACE est l'étude des variations temporelles du champ de pesanteur avec une résolution spatiale de l'ordre de 400 km et une résolution temporelle allant de 10 à 30 jours avec au final une précision centimétrique sur l'altitude du géoïde. La mission GOCE quant à elle, devrait avoir des retombées importantes sur la connaissance du champ de pesanteur terrestre aux plus petites échelles grâce à un dispositif de mesure par gradiométrie spatiale. Cette mission avait pour objectif de fournir un modèle global à haute résolution du champ de gravité terrestre avec une précision attendue de 1 à 2 mGal et une précision de 2 à 3 cm sur l'altitude du géoïde pour des longueurs d'onde de 160 km (i.e., une résolution de 80 km). Pour la première fois, on dispose d'une information précise et homogène à la fois sur les continents et les océans grâce à cette mission et une résolution spatiale améliorée par rapport aux missions précédentes (CHAMP, GRACE). L'évolution de la précision des modèles géopotentiels globaux à travers ces missions gravimétriques satellitaires améliore sans doute la précision du modèle de géoïde gravimétrique local. L'évolution de la précision des modèles de géoïde au cours du temps en fonction de l'évolution des différents types de données employées a été étudiée dans les travaux d'Ismail en 2016. La figure I.2 issue de ces travaux montre la corrélation entre l'utilisation de modèles globaux de plus en plus récents (en ordonnée, à droite) et l'erreur observée sur le modèle de géoïde (en abscisse). Il en ressort que l'évolution des modèles géopotentiels globaux est un facteur important dans l'amélioration de précision des modèles de géoïde.

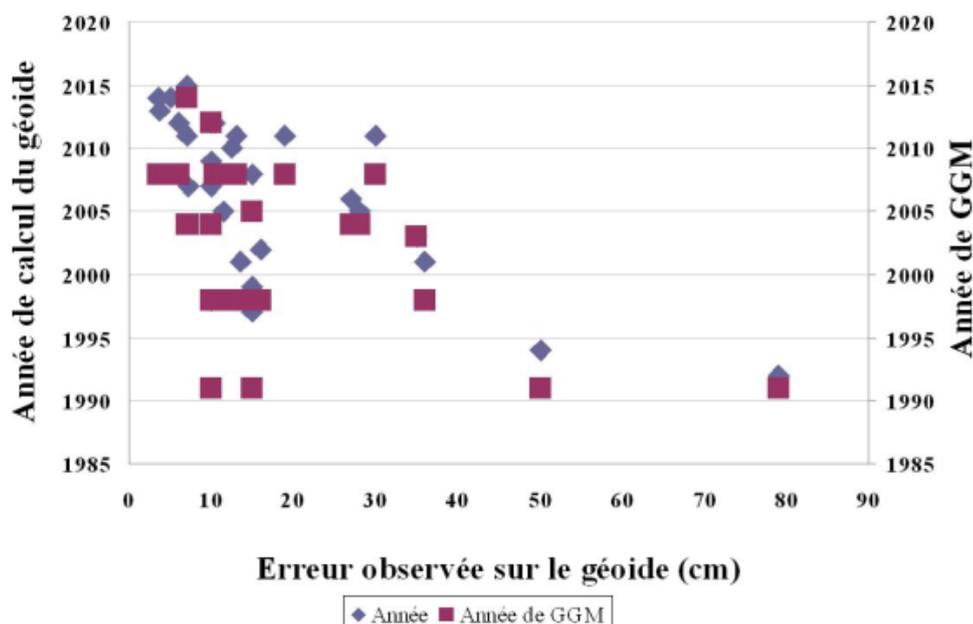


Figure I.2 : Évolution de la précision du géoïde au cours du temps en fonction de l'évolution des modèles globaux (source, Ismail (2016)).

Les modèles de géoïde existant au Cameroun ont été calculés en utilisant les modèles géopotentiels globaux issus des missions gravimétriques satellitaires CHAMP et GRACE. Aucun d'eux n'a été mis en place en exploitant les données de la dernière mission GOCE. Ceci influence négativement la précision de ces modèles sur le Cameroun.

- **Données gravimétriques terrestres**

Les données gravimétriques terrestres sont utilisées pour résoudre les moyennes longueurs d'onde d'un modèle de géoïde. La précision de ce dernier dépend fortement d'une couverture homogène et dense d'un territoire donné en mesures gravimétriques. Une étude de la précision du géoïde en fonction de la densité des points de mesure a été faite par Ismail en 2016. Il indique que la précision du géoïde calculé se dégrade avec la diminution de la densité des mesures.

L'une des recommandations formulée à l'issue du calcul du premier modèle de géoïde du Cameroun a été que la densification du réseau gravimétrique soit engagée afin d'affiner la précision de ce modèle de géoïde (Kamguia, 2005). Ainsi, l'Institut National de Cartographie (INC) a entrepris la densification du réseau gravimétrique du Cameroun depuis 2014. Près de mille (1000) points de mesure gravimétrique ont été collectés dans plusieurs régions du pays à cet effet. Ces données ont été associées à la base de données du Bureau Gravimétrique International (BGI) disponible sur le Cameroun et ses environs pour mettre en place le deuxième modèle de géoïde gravimétrique sur le Cameroun. Il convient de mentionner que le tout premier modèle de géoïde du Cameroun (CGM2005) a été calculé en utilisant seulement la base de données de BGI pour résoudre les moyennes longueurs d'onde de ce géoïde. Il est donc évident que la précision du deuxième modèle de géoïde sera améliorée.

- **Modèle numérique de terrain (MNT)**

Pour déterminer un modèle de géoïde de très grande précision, un MNT de haute résolution est indispensable pour fournir des valeurs plus exactes lors des différentes corrections appliquées aux données gravimétriques et aux masses topographiques.

Depuis l'avènement des dernières missions spatiales dédiées à la modélisation de la topographie terrestre et les récents développements technologiques, on assiste à l'amélioration sans précédente de la résolution et de la précision des MNT mondiaux. Cette amélioration de la résolution des MNT va sans doute influencer la précision du modèle de géoïde gravimétrique local.

L'évolution de la précision d'un modèle de géoïde en fonction de l'évolution de la résolution d'un MNT a été analysée dans les travaux d'Ismail en 2016. Il en déduit que l'utilisation de MNT de plus en plus résolus améliore significativement la qualité du géoïde obtenu.

Sur la base de plusieurs publications (tableau I.1 ci-dessus) relatives au calcul de modèle de géoïde à travers le monde, Ismail dans ses travaux a élaboré une corrélation entre la précision du géoïde en fonction de la résolution du MNT utilisé.

Tableau I.1 : Références bibliographiques partielles utilisées pour élaborer la figure I.2.

<i>N0</i>	<i>Publication</i>	<i>Référence</i>	<i>N0</i>	<i>Publication</i>	<i>Référence</i>
1		(Véronneau and Mainville, 1992)	16		(Scheinert et al., 2008)
2		(Stead & Holtznagel, 1994)	17		(Denker et al., 2009)
3		(Véronneau, 1997)	18		(Kuroishi, 2009)
4		(Duquenne, 1998)	19		(Corchete, 2010)
5		(Denker & Torge, 1998)	20		(Abdalla & Fairhead, 2011)
6		(Smith & Milbert, 1999)	21		(Featherstone et al., 2011)
7		(Featherstone et al., 2001)	22		(Kiamehr, 2011)
8		(Véronneau, 2001)	23		(Abdalla & Tenzer, 2011)
9		(Duquenne et al., 2002)	24		(Wang et al., 2012)
10		(Amos & Featherstone, 2003)	25		(Huang & Véronneau, 2013)
11		(Corchete et al., 2005)	26		(Corchete, 2013)
12		(Basic & Hecimovic, 2005)	27		(Corchete, 2013b)
13		(Kiamehr, 2006a)	28		(Bašić & Bjelotomić, 2014)
14		(Marti, 2007)	29		(Gómez et al., 2014)
15		(Véronneau & Huang, 2007)	30		(Sjöberg et al., 2015)

La corrélation entre la précision du géoïde en fonction de la résolution du MNT utilisé est indiquée à la figure I.3 ci-dessous.

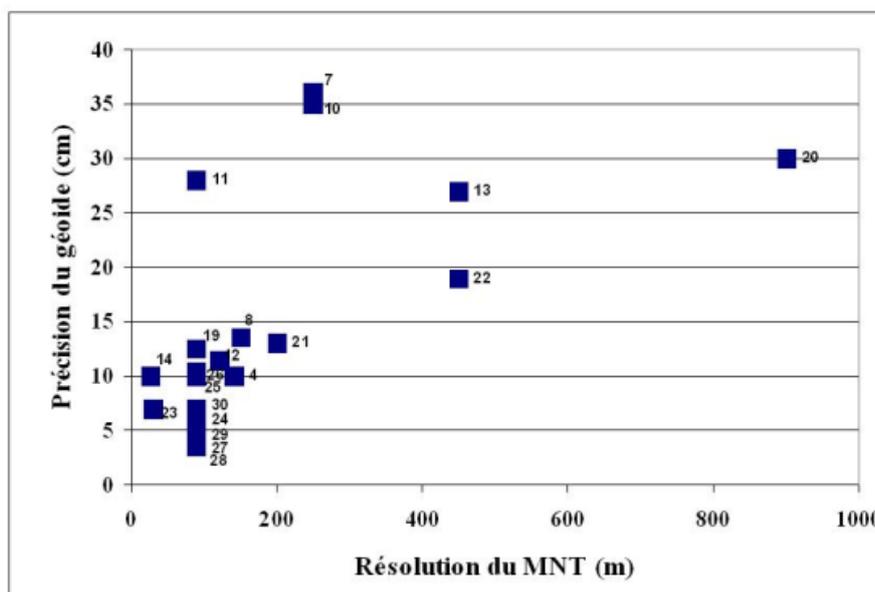


Figure I.3: Précision du géoïde en fonction de la résolution du MNT utilisé.

Pour le cas du Cameroun, le CGM2005 a été mis en place en utilisant le MNT GLOBE de résolution 1 km pour déterminer les anomalies de courte longueur d'onde. L'auteur lui-même a recommandé de recalculer le CGM2005 en utilisant les données de SRTM.

Pour le géoïde gravimétrique, objet de ces travaux de recherche, les différentes corrections relatives aux données gravimétriques et aux masses topographiques ont été faites en utilisant un MNT élaboré à partir du SRTM de résolution 30 m sur la partie continentale du Cameroun et du SRTM15_PLUS de résolution 15 m sur la partie maritime du Cameroun. L'innovation dans ce travail réside dans le fait que, non seulement la résolution est inférieure ou égale à 30 m, le SRTM15_PLUS intègre les données bathymétriques. Ceci n'a pas été le cas avec le MNT GLOBE utilisé dans le calcul du premier modèle de géoïde.

I.5.2. Théorie

Au cours du temps, il y a eu une évolution significative des méthodes de calcul du géoïde soit par l'amélioration des méthodes traditionnelles comme les différentes modifications du noyau de Stokes avec corrections additives, soit par l'utilisation des autres méthodes telles que la collocation rapide, les ondelettes, Stokes-Helmert, etc... De plus, les différents choix de paramètres de modélisation et les approximations dans les différentes étapes de calcul, qui peuvent améliorer la précision du géoïde calculé ont largement été étudiés et optimisés ces dernières années (Ismail, 2016). Dans ce travail, la méthode ainsi que les différents paramètres qui optimisent les calculs ont été implémentés. Ceci a pour conséquence, l'amélioration de la précision du géoïde recherché.

I.5.3. Développement du numérique et des plates-formes d'échanges

L'évolution des performances des ordinateurs, l'évolution des outils et ressources de calcul, l'évolution des langages de programmation enregistrés ces dernières années ont contribué à l'amélioration de la précision des modèles de géoïde.

Par ailleurs, le développement des centres d'archivage des données et des bases de données à l'échelle mondiale (International Centre for Global Earth Models, Bureau Gravimétrique International, etc...) et des journaux scientifiques dédiés à la présentation des résultats de recherche sur le géoïde ont également contribué à l'amélioration de la précision des modèles de géoïde.

De même, l'organisation des ateliers de formation, forums et workshops ces dernières années par les organisations internationales a contribué à la dissémination de la connaissance relative à la détermination des modèles de géoïde locaux ou régionaux de haute précision à

travers le monde. Au rang de ces organisations internationales, on note le Service International du Géoïde (IGS) basé à l'École Polytechnique de Milan en Italie où ce travail de recherche a été mené en grande partie, l'Association Internationale de Géodésie, l'Union Internationale de Géodésie et de Géophysique.

I.6. PROBLEMATIQUE

Les études géophysique et géologique antérieures indiquent que le Cameroun est caractérisé sur le plan tectonique par la présence des failles Panafricaines du CCC d'origine lithosphérique dont la réactivation aurait contrôlé la mise en place de la LVC et des bassins sédimentaires de la Mbéré et du Djerem (Le Maréchal et Vincent, 1971 ; Poudjom Djomani, 1993). Ces études se sont intéressées à l'implication de ces phénomènes sismo-tectoniques (la LVC et le CCC) sur la structure de la croûte et du manteau lithosphérique dans la Chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale au Cameroun. Il en ressort que la relation entre ces phénomènes sismo-tectoniques et le socle précambrien stable au Cameroun reste encore très controversée (Goussi Ngalamo et al., 2018 ; Marcel et al., 2018 ; Njonfang et al., 2008) et constitue un sujet de débat majeur en géophysique. Les études géophysiques engagées sur cette thématique jusqu'ici dans cette zone ont utilisé soit les données sismiques (Stuart et al., 1985; Dorbath et al., 1986 ; Tabod et al., 1992; Tokam et al., 2010 ; Goussi Ngalamo et al., 2018) soit les données gravimétriques (Marcel et al., 2018 ; Poudjom Djomani, 1993 ; Nnange et al., 2000 ; Poudjom Djomani et al., 1992, 1997; Noutchogwe et al., 2006, 2010). Ces études parfois locales n'ont jamais combiné plusieurs méthodes d'investigation géophysique pour mieux contraindre les résultats obtenus. Aucune investigation à partir des résultats de la géodésie (géoïde gravimétrique) n'a été entreprise sur le Cameroun pour mieux comprendre la relation entre ces phénomènes sismo-tectoniques et contraindre les résultats géophysiques. A l'opposé des données gravimétriques (anomalie de Bouguer), le géoïde gravimétrique contient des informations de très grande longueur d'onde pouvant aider à mieux caractériser les anomalies d'origine lithosphérique (Kiamehr, 2006 ; Kamguia et al, 2008). De même, bien que les données sismiques soient idéales pour mieux caractériser la structure profonde de la Terre, la couverture limitée de ces données en raison du coût, de l'accessibilité rend son application difficile. Ainsi, le géoïde gravimétrique couplé aux données topographiques est utilisé pour mieux comprendre l'implication de ces phénomènes sismo-tectoniques sur la lithosphère dans la Chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale au Cameroun.

Au-delà du cadre purement scientifique sus-évoqué de ce projet de recherche, il sous-tend un appui au développement. En effet, tout projet de développement, application, service ou produit exigeant des données géoréférencées, nécessite un système de référence moderne, précis, homogène et compatible avec les nouvelles technologies. Cependant, le géoïde qui est l'une des composantes principales de ce système de référence n'avait pas été déterminé lors de la modernisation de l'infrastructure géodésique du Cameroun en 2011. Par ailleurs, le système de référence des altitudes utilisé jusqu'ici au Cameroun et établi il y a près de 70 ans, n'a jamais fait l'objet d'entretien et connaît aujourd'hui d'importantes déformations. Un grand nombre de repères de ce réseau ont été détruits ou endommagés lors de la réfection de routes, la construction de nouveaux bâtiments, les inondations, etc. Ce système de référence n'est accessible que seulement à l'emplacement de quelques repères de nivellement. L'entretien du système est très onéreux, chronophage et nécessite une mobilisation importante en équipement et en homme. De plus, ce système n'est pas compatible aux technologies de positionnement moderne GNSS. Ainsi, afin de trouver une solution économique pour le nivellement (mesure des altitudes) au Cameroun, nous nous sommes engagés dans le calcul d'un géoïde gravimétrique précis haute résolution. Une référence altimétrique basée sur un modèle de géoïde gravimétrique présente de nombreux avantages. Elle est compatible avec le système de radio-positionnement par satellite GPS (Global Positioning System). Elle s'intègre facilement à la technologie portable du monde moderne tels que les smartphones, les tablettes, les ordinateurs et offre un accès rapide et surtout en tout lieu du territoire à l'altitude, à un coût très faible. Elle est moins dépendante des repères et réseaux de nivellement et est rentable dans la détermination d'altitudes précises partout sur le territoire national. Ainsi, l'usage des systèmes de géopositionnement satellitaires (GPS, GLONASS, Galileo) dans les opérations de nivellement constitue un apport considérable pour le métier de topographie au Cameroun. En effet, dans un projet routier, les erreurs commises en nivellement d'ordre centimétrique lors des calages de cote des différents repères ainsi que des différentes couches coûtent très cher à l'Etat du Cameroun. Une erreur de 3 cm sur la cote d'une couche entraîne pour une largeur de chaussée de 7 m, longue de 1 km, un excès de 210 m³ de matériaux, coûtant ainsi près de 18 729 900 FCFA (Mercuriale de prix de référence 2016) **soit près de deux (02) milliards de francs de perte pour 100 km de linéaire.**

De même, le continent africain se trouve sur le chemin de la modernisation et de l'unification des datums des différents pays africains dans le projet AFREF (Merry et al., 2005). Le Cameroun gagnerait donc à disposer d'un datum local précis élaboré à partir du

géoïde, calculé dans un système de coordonnées compatible avec le système GPS WGS84 pour bénéficier de ce projet.

Ainsi, afin de relever tous ces défis d'ordre économique que présente le géoïde gravimétrique et compte tenu de son implication à l'investigation géophysique de la croûte et du manteau lithosphérique, la mise en place d'un géoïde gravimétrique précis haute résolution sur le Cameroun (CGM18) est capitale.

CHAPITRE II : DONNEES ET METHODOLOGIE

INTRODUCTION

La précision et la résolution d'un modèle de géoïde dépendent de la précision des données utilisées et de la méthode de calcul mise en œuvre. En outre, les résultats de l'investigation géophysique utilisant le géoïde gravimétrique dépendent de la résolution et de la précision de celui-ci. Ainsi, ce chapitre est consacré à la compilation, au prétraitement et à la validation des données utilisées pour le calcul du modèle de géoïde gravimétrique. Il s'agit des données gravimétriques terrestres, des données gravimétriques satellitaires (Modèles géopotentiels globaux), des Modèles Numériques de Terrain (MNT), des données GPS/nivelés et des points du Réseau Géodésique du Cameroun (RGC). Après cette phase de présentation des données, une attention particulière sera accordée à la méthodologie d'évaluation des modèles de référence utilisés (Modèles géopotentiels globaux, MNT), du traitement des masses topographiques, du calcul du géoïde gravimétrique sans oublier les bases théoriques de détermination de celui-ci.

II.1. DONNEES UTILISEES : EVALUATION ET PRETRAITEMENT

II.1.1. Données gravimétriques

II.1.1.1. Données gravimétriques terrestres et marines

Les données gravimétriques terrestres et marines utilisées dans cette thèse proviennent de deux principales sources : le Bureau Gravimétrique International (BGI) et l'Institut National de Cartographie (INC).

- **Données issues de la banque de données du BGI**

Les données gravimétriques issues de la banque de données du BGI ont été obtenues après compilation de l'ensemble des levés gravimétriques réalisés au Cameroun et dans les pays voisins par divers organismes de recherche entre 1950 et 1987. Ces données sont limitées dans la zone comprise entre les longitudes $4^{\circ} \text{ E} \leq \lambda \leq 20^{\circ} \text{ E}$ et les latitudes $-1^{\circ} \text{ N} \leq \varphi \leq 18^{\circ} \text{ N}$ et incluant la zone cible où le modèle de géoïde est attendu. La zone cible est comprise entre les longitudes $8^{\circ} \text{ E} \leq \lambda \leq 17^{\circ} \text{ E}$ et les latitudes $1^{\circ} \text{ N} \leq \varphi \leq 14^{\circ} \text{ N}$, d'où une extension des limites de la zone cible d'au moins 3° de chaque côté par rapport à la zone d'étude pour prendre en compte une probable influence des anomalies de la pesanteur les plus lointaines. La base de données de BGI utilisée dans ce travail est celle qui a été exploitée lors du calcul du tout premier modèle de géoïde du Cameroun (CGM2005, Kamguia, 2005). Elle comprend 12513 points de mesure gravimétrique non confidentiels en

mer et sur la terre ferme et 30300 points de mesure confidentiels appartenant majoritairement à l'ORSTOM (Office de Recherche Scientifique des Territoires d'Outre-Mer), l'actuel IRD (Institut de Recherche pour le Développement). Les variations du champ de pesanteur ont été mesurées à l'aide des gravimètres Worden (n°313, 600, 69 et 135) et Lacoste & Romberg (modèles G, n° 471 et 828), avec une précision moyenne de 0,2 mGal. L'erreur sur les coordonnées de station de mesure peut varier de 0,1 à 1 minute, soit environ 200 à 2000 m (Poudjom-Djomani, et al., 1996). Cette erreur est inférieure à 200 m pour les coordonnées mesurées par GPS. Les mesures de la pesanteur ont été corrigées des effets de marée luni-solaire et de dérive instrumentale (supposée linéaire dans le temps), des effets d'altitude et de Bouguer. Diverses anomalies gravimétriques ont été déduites en considérant une densité moyenne de la croûte terrestre de $2,67 \text{ g/cm}^3$. La correction de relief n'a pas été prise en compte du fait de la faible variation de la topographie du relief autour des stations de mesure. L'anomalie de Bouguer simple obtenue après les différentes corrections effectuées sur les mesures brutes de terrain, présente une précision d'environ 2 mGal, et est comprise entre 3 et 4 mGal dans les cas les plus défavorables notamment lorsque les stations de mesure sont situées loin des baromètres et/ou des repères de nivellement (Poudjom-Djomani et al., 1996). Tous les détails techniques relatifs à l'ensemble des levés réalisés dans la zone d'étude sont à retrouver dans la notice explicative de la nouvelle carte gravimétrique de la République du Cameroun (Poudjom-Djomani et al., 1996). Les levés gravimétriques effectués au Cameroun par l'ORSTOM et d'autres organismes de recherche ont eu pour objectif les prospections minière et pétrolière beaucoup plus dans les bassins sédimentaires. C'est ce qui explique une couverture homogène et dense des données gravimétriques dans ces zones (moitié Nord de la zone d'étude et le bassin Tchad-Logone (figure II.1)) et des vides de l'ordre du degré dans certaines zones (Est Cameroun par exemple). Pour combler ces vides, des campagnes de densification des données ont été organisées par l'INC entre 2014 et 2017.

Au total, près de 43000 points de mesure gravimétrique collectés en mer et sur la terre ferme issus de la base de données du BGI sont utilisés dans le cadre de cette thèse. La répartition de ces points de mesure est indiquée sur la figure II.1.

- **Données gravimétriques collectées par l'INC**

Dans le souci d'améliorer la précision et la qualité du modèle de géoïde gravimétrique dont il est question dans ce travail, des campagnes de densification du réseau gravimétrique national ont été effectuées par l'INC dans plusieurs régions entre 2014 et 2017. Il s'agit des régions du Centre, du Sud, de l'Est, de l'Adamoua et du Nord. Ainsi, près de mille (1000)

points de mesure gravimétrique terrestre ont été collectés dans ces régions et ont été associés à la base de données du BGI. La planche 1 montre quelques scènes de collecte de données gravimétriques sur le terrain.



Planche 1: Quelques images de terrain : a) Préparation du départ pour le terrain ; b) Création d'une station de base gravimétrique à Eséka ; c) Traversée du bac sur la Boumba à l'Est Cameroun ; d) Prise de mesure gravimétrique à l'Est Cameroun.

Les campagnes de collecte de données ont été réalisées en voiture le long des routes, pistes carrossables à l'aide d'un gravimètre de marque Lacoste & Romberg (modèle G, n° 471). Les mesures ont été effectuées tous les 3 km avec une précision d'au moins 0,5 mGals et ont été rattachées aux bases gravimétriques créées sur les bornes du Réseau Géodésique du Cameroun. Les mesures de positions quant à elles ont été effectuées à l'aide de GPS de navigation de marque Garmin. L'erreur sur la position des stations peut atteindre 7 m lorsque les conditions météorologiques sont défavorables et 3 m dans le cas contraire.

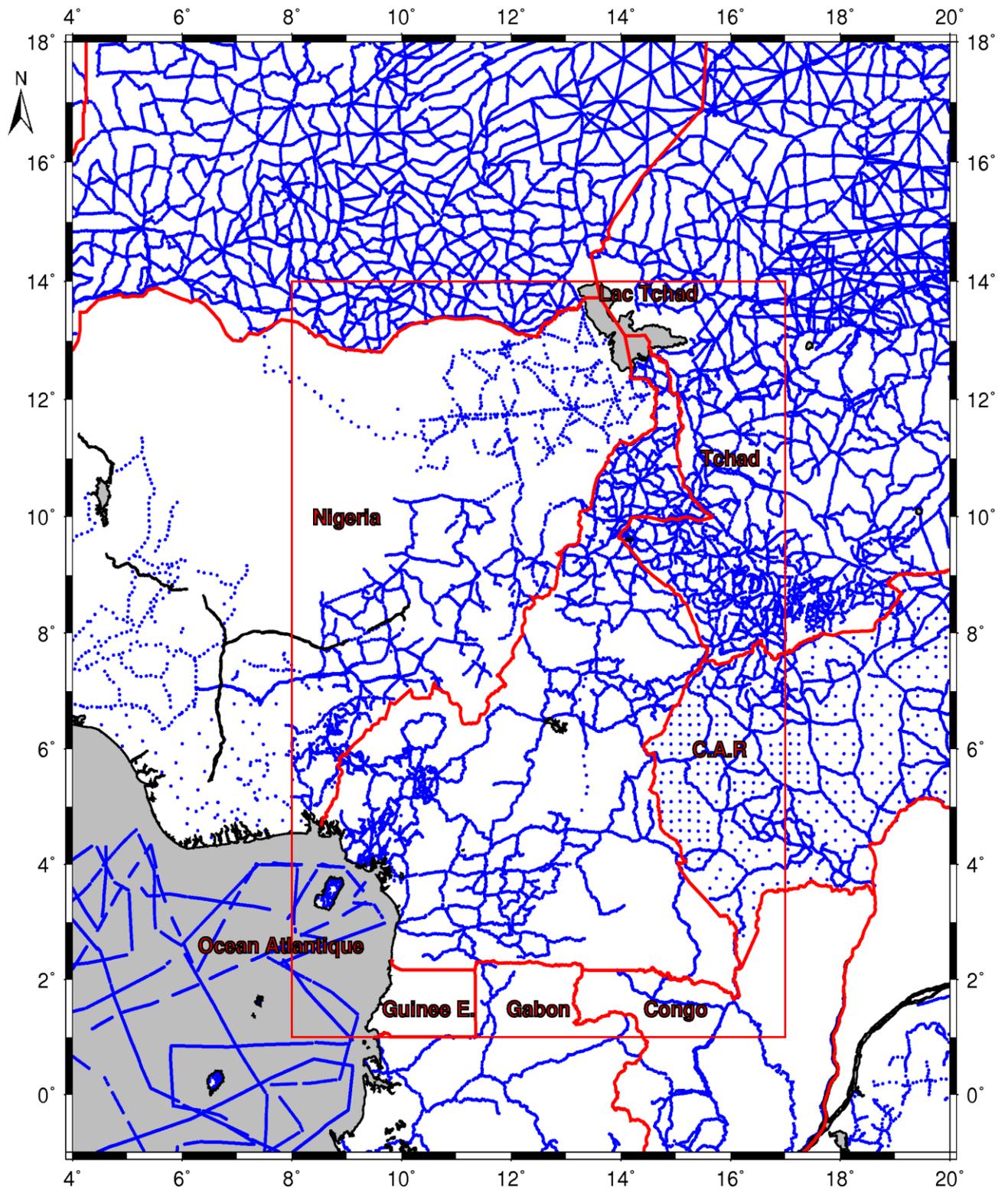


Figure II.1: Couverture des données gravimétriques terrestres et marines issues de la base de données du BGI.

II.1.1.2. Données gravimétriques issues de l'altimétrie par satellite

Une distribution spatiale homogène et dense des données gravimétriques est d'une importance capitale pour avoir un modèle de géoïde de haute précision, puisque la détermination de l'ondulation du géoïde en un point nécessite la connaissance des données gravimétriques autour de ce point. La figure II.1 indique une faible densité des données gravimétriques en mer, susceptible d'altérer la précision du géoïde final. Ainsi, pour combler les vides observés en mer, les données gravimétriques dérivées de l'altimétrie par satellite ont été associées aux données marines de la base de données du BGI. Des nouvelles grilles d'anomalies gravimétriques marines dérivées de la combinaison de plusieurs profils de données des récentes missions d'altimétrie satellitaire (Cryosat-2, Jason-2, Jason-3, Saral etc...) sont disponibles. Parmi ces grilles, deux sont majoritairement employées à l'heure actuelle (Haddad et al., 2016). Il s'agit :

- La grille produite par Scripps Institution of Oceanography (SIO)/ National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA, USA), communément désignée par la grille de Sandwell & Smith. Cette grille a une précision de 2 à 4 mGals et une résolution spatiale d'une minute en latitude et en longitude, pour les latitudes comprises entre 80° S et 80° N (Sandwell et Smith, 2009). La version utilisée (V21.1) est disponible depuis le site de l'Université de Californie San Diego.
- La grille du Danish National Space Centre (DNSC). Cette grille, développée par Andersen (Andersen, 2010a ; Andersen et al., 2010b) et communément désignée par DTU10, est une amélioration des versions précédentes DNSC07 et DNSC08. La grille DTU10 s'étend de 90°N à 90°S pour une résolution d'une minute. Elle est disponible depuis le site Internet de l'Université Technique de Danemark: <ftp://ftp.spacecenter.dk/pub/>.

La différence principale entre les algorithmes d'estimation employés par DNSC et SIO/ NOAA est la forme sous laquelle les données altimétriques entrent dans l'estimation des anomalies gravimétriques (Haddad et al., 2016). Le DNSC utilise des hauteurs de la mer résiduelles (residual Sea Surface Heights -SSH), tandis que le SIO/NOAA utilise des gradients de SSH résiduelles (residual slopes of the SSH), déterminées à partir de la différenciation numérique des données altimétriques voisines (Pavlis et al., 2008). La grille de Sandwell & Smith est utilisée dans ces travaux de recherche.

Il est connu que l'altimétrie par satellite ne donne pas de résultats satisfaisants dans une bande côtière dont on évalue généralement la largeur à 100 km environ. Les raisons sont doubles : (1) le radar des altimètres marche mal à l'approche des côtes ; (2) les courants marins y sont violents, susceptibles de fausser la hauteur du géoïde car les mesures prises par le satellite sont trop bruitées (Kamguia, 2005). Dans la bande de 100 km, les données viennent généralement d'un modèle géopotentiel. Cette distance est respectée autour des îles océaniques de Bioko, Sao Tomé et Princes (figure II.1).

II.1.1.3. Prétraitement des données gravimétriques

Le prétraitement des données gravimétriques consiste à identifier les erreurs grossières, les fautes dans les données gravimétriques et à appliquer les corrections adéquates. Les données collectées sur le terrain doivent subir un prétraitement afin d'être exploitables. En général, les mesures du début et de la fin à la station de base gravimétrique sur une boucle ne sont pas semblables. L'écart entre ces mesures est appelée dérive instrumentale. Les données gravimétriques mesurées sur le terrain sont donc entachées d'erreur puisque la dérive instrumentale ne reflète pas les hétérogénéités dans le sous-sol qu'on cherche à mettre en exergue. Il s'agit lors du prétraitement d'éliminer cette dérive liée d'une part à la fatigue et aux chocs subis par le gravimètre et d'autre part aux marées luni-solaires afin de déterminer la valeur de la pesanteur g en tout point où la mesure a été effectuée. Pour la base des données issue du BGI et utilisée dans ce travail, le prétraitement a été déjà effectué (Kamguia, 2005) puisque cette base de données a aussi été exploitée pour le calcul du CGM2005. Ce prétraitement consistait à détecter et à corriger les fautes qui prennent les éléments suivants :

- points de mesure n'ayant aucune valeur de la pesanteur mesurée ;
- points de mesure ayant une altitude trop grande par rapport à celles de ses voisins et par rapport à la valeur interpolée à la même station dans le MNT ;
- données ayant des caractères alphabétiques aux endroits où on attend des caractères numériques ;
- données dupliquées ;
- données ayant des mesures trop grandes ou trop petites par rapport à celles des stations voisines etc...

Outre la détection et la correction des fautes sus-évoquées, il faut utiliser les données indépendantes comme les modèles géopotentiels globaux et d'autres techniques nouvelles

comme la collocation pour la validation des données gravimétriques puisqu'une erreur qui passe inaperçue dans la base de données propagera une erreur non décelable dans le géoïde calculé.

II.1.1.4. Homogénéisation et réduction des données gravimétriques sur GRS80

Les données gravimétriques du BGI ont été réalisées par rapport au système de référence géodésique GRS67 dont la pesanteur normale sur cette ellipsoïde a été évaluée avec une précision de $\pm 0,004$ mGal suivant la formule :

$$\gamma = 9,7803184558 (1 + 0,005278895 \sin^2 \varphi + 0,000023462 \sin^4 \varphi) \quad (2.1)$$

φ est la latitude du point et γ la pesanteur normale en $m.s^{-2}$.

Celles collectées par l'INC ont été par rapport au système de référence WGS84 qui s'approxime au GRS80.

Afin d'homogénéiser les anciens levés gravimétriques réalisés par l'ORSTOM en Afrique Centrale à celles nouvellement collectées, les valeurs de la pesanteur de ces anciens levés ont été recalculées dans le système GRS80 (Levallois, 1977 ; Poudjom-Djomani et al., 1996) suivant les formules suivantes :

$$g = g_{Martin} - 17,696 + 1,227 \cdot 10^{-3} (g_{Martin} - 978500) \quad (2.2)$$

Ici, g est la nouvelle valeur dans le système GRS80 et g_{Martin} celle de la base de données du BGI en mGals.

En mer, les valeurs de la pesanteur ont été corrigées en tenant compte de la pesanteur de base de Postdam suivant la relation (Li et Götze, 2001) :

$$\delta g = -16,3 + 13,7 \sin^2 \varphi \quad (2.3)$$

où φ est la latitude du point et δg la correction utilisée en mGal.

Après tout le traitement, on obtient une base de données homogène, dépourvue des distorsions liées au système de référence.

Le modèle de géoïde étant déterminé par rapport au système de référence géodésique GRS80, il est question dans la première étape de déterminer les anomalies gravimétriques par

rapport à ce système de référence. Les valeurs de la pesanteur mesurées sur le terrain étant déjà ramenées dans le système GRS80, il faut maintenant déterminer la pesanteur normale sur l'ellipsoïde de référence GRS80 en chaque point en utilisant la formule de Somigliana (Moritz, 1980):

$$\gamma = \gamma_e \frac{a\gamma_e \cos^2 \varphi + b\gamma_p \sin^2 \varphi}{\sqrt{a^2 \cos^2 \varphi + b^2 \sin^2 \varphi}} \quad (2.4)$$

En posant $k = \frac{b\gamma_p - a\gamma_e}{a\gamma_e}$ on a :

$$\gamma = \gamma_e \frac{1 + k \sin^2 \varphi}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \varphi}} \quad (2.5)$$

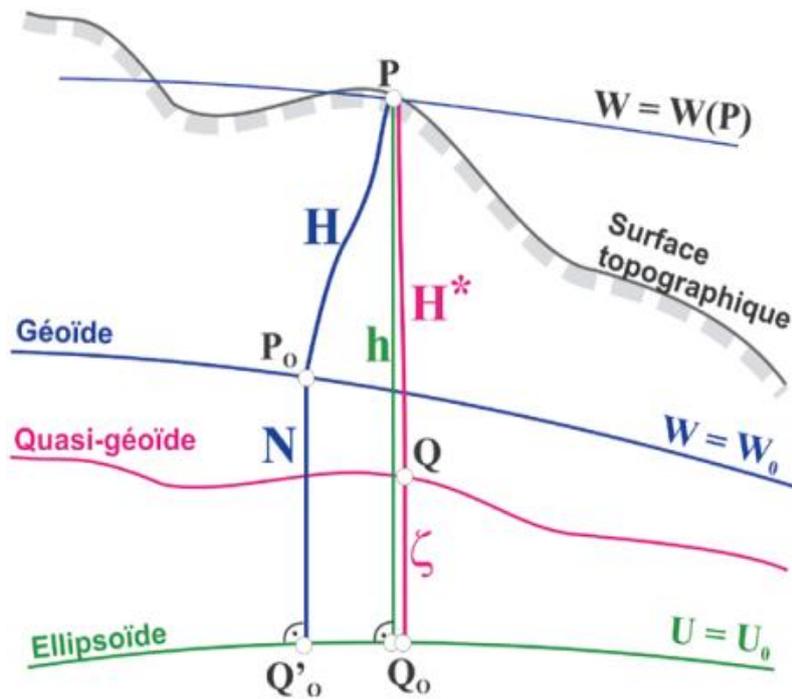
γ_p et γ_e sont respectivement les pesanteurs normales à l'équateur et aux pôles de l'ellipsoïde GRS80 ;

a et b sont respectivement les demi-grand et demi-petit axe de l'ellipsoïde ;

e^2 est le carré de la première excentricité ;

φ est la latitude du point par rapport au GRS80.

Après l'homogénéisation des données gravimétriques, il faut évaluer les anomalies de pesanteur en chaque point. Le problème qui se pose est que les données gravimétriques du BGI utilisées dans ce travail sont accompagnées des altitudes orthométriques alors que celles collectées par l'INC sont accompagnées des hauteurs ellipsoïdales. La figure II.2 met en exergue le lien entre les différentes grandeurs.



PP_0 : altitude orthométrique suivant la ligne de champ H ;
 PQ : altitude normale H^* ;
 PQ_0 : hauteur ellipsoïdale h ;
 P_0Q_0 : hauteur du géoïde N ;
 QQ_0 : anomalie d'altitude ζ ;
 U est le potentiel normal ;
 W est le potentiel de pesanteur

Figure II.2 : Géométrie des principales grandeurs qui interviennent dans ce travail (Sánchez et al., 2017).

Pour contourner la difficulté, on détermine l'altitude normale H^* de chaque point observé sur le terrain selon l'équation (2.6) afin de calculer l'anomalie à l'air libre en ces points. Cette équation est donnée par :

$$H^* = h - \zeta \quad (2.6)$$

où h est la hauteur ellipsoïdale du point mesuré sur le terrain.

Pour les points ayant plutôt les altitudes orthométriques H comme les points gravimétriques du BGI, l'altitude normale H^* est donnée par :

$$H^* = H - (\zeta - N) \quad (2.7)$$

L'utilisation d'altitude normale H^* permet d'éviter trop d'hypothèses dans les calculs. Au rang de ces hypothèses, on note la connaissance de l'altitude orthométrique en chaque point de mesure, la nécessité d'avoir les données gravimétriques au-dessus du géoïde, la connaissance de la densité topographique, etc... Ainsi, les valeurs de l'anomalie de la pesanteur seront connues sur la surface topographique. Ceci s'inscrit dans la théorie de Molodensky (Molodensky et al., 1962).

L'anomalie de la pesanteur en chaque point sur la surface topographique est donnée par la relation suivante :

$$\Delta g = g(P) - \gamma(Q) \quad (2.8)$$

$g(P)$ est la valeur observée de la pesanteur au point P, $\gamma(Q)$ et la valeur théorique de la pesanteur sur l'ellipsoïde de référence.

II.1.2. Données GPS/nivelés

Les données GPS/nivelés sont d'une importance capitale d'autant plus qu'elles constituent une base de données externe et indépendante pour l'évaluation et la validation du modèle de géoïde gravimétrique en terme de précision absolue ou relative. Deux bases de données GPS/nivelés sont utilisées dans ce travail. Il s'agit de :

II.1.2.1. Les points GPS/nivelés du Réseau de Nivellement du Cameroun

La première base de données GPS/nivelés est constituée de cent-quarante-cinq (145) repères observés par nivellement direct et formellement identifiés sur le terrain au moyen des fascicules de nivellement lors de la réalisation du RGC en 2011. Des observations GPS ont été réalisées sur ces repères au cours de la mise en place du RGC par l'entreprise française Fugro Geoid. Les premiers contrôles effectués sur ces points GPS/nivelés ont permis d'identifier dix (10) points peu fiables. Ainsi, cent-trente-cinq (135) points GPS/nivelés ont donc été finalement retenus pour la validation du nouveau modèle de géoïde du Cameroun. Ces points sont repartis sur l'ensemble du territoire comme nous indique la figure II.3.

Les premiers travaux de nivellement ont été réalisés au Cameroun par l'IGN entre 1948 et 1971 dans le cadre de la réalisation de la référence des altitudes connue sous le nom de «Nivellement général de l'Afrique Centrale». Cette référence était constituée de plus de 3600 repères de nivellement au Cameroun implantés le long des 8700 km de cheminement ayant pour origine le marégraphe de « Brillé » de Pointe Noire en République du Congo. Un second réseau de 100 points a été également réalisé en 1976 par l'IGN dans la boucle de Balessing- Mpoumé.

Plusieurs raisons expliquent ce nombre très réduit des repères de nivellement identifiés actuellement sur l'ensemble de territoire national. En effet, les repères datent de plusieurs dizaines d'années, et un grand nombre d'entre eux ont été détruits ou endommagés lors de la réfection de routes ou pistes, la construction de nouveaux bâtiments, les inondations, etc... Les

axes de circulation au bord desquels les repères avaient été implantés ont parfois disparu (remplacés par de nouvelles routes ou pistes situées à une certaine distance). Certains repères peut-être toujours existants sont donc difficiles à retrouver.

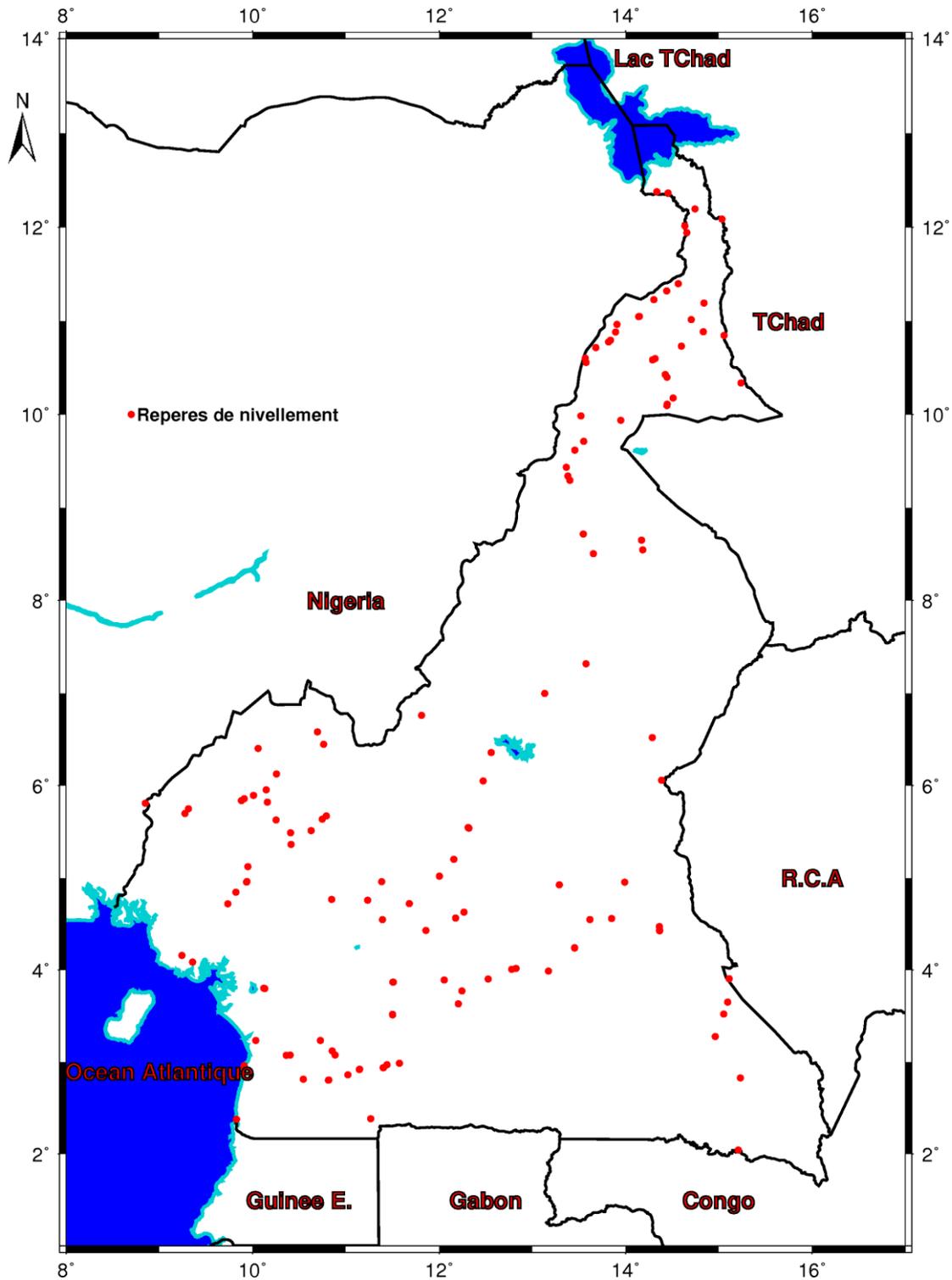


Figure II.3 : Distribution des points GPS/nivelés du Réseau de Nivellement du Cameroun.

II.1.2.2. Les points du Réseau Géodésique du Cameroun (RGC)

Un réseau géodésique est un ensemble de bornes ayant chacune une identité unique (matricule, coordonnées géographiques, etc.), disséminées sur l'étendue d'un territoire donné. Le RGC établi en 2011 est constitué de 555 points GPS, nivelés par rapport à la surface de correction altimétrique CGM11 (Carne, 2012). La figure II.4 indique la distribution des points du RGC sur le Cameroun. CGM11 a été obtenu par adaptation du modèle global EGM2008 sur un réseau de 130 points GPS nivelés répartis sur l'ensemble du territoire. Ainsi, en ces points, les hauteurs ellipsoïdales et les altitudes orthométriques au-dessus du niveau moyen de la mer NGAC (Nivellement Général de l'Afrique Centrale) sont connues. Les hauteurs ellipsoïdales en ces points ont été déterminées à partir des longues périodes d'observation au GPS et rattachées aux stations permanentes de l'IGS autour du Cameroun (Carne, 2012). Les précisions horizontales et verticales des points du RGC sont de l'ordre décimétrique et centimétrique respectivement. Ils constituent ainsi une base de données idéale pour déterminer le MNT le plus précis qui représente le mieux la topographie externe du Cameroun et qui doit être utilisé dans les différentes corrections des masses topographiques lors du calcul du géoïde. De même, cette base de données sera utilisée pour identifier le modèle géopotential global qui représente le mieux les données gravimétriques et les ondulations du géoïde sur le Cameroun. Le tableau II.1 suivant montre les statistiques des données du RGC utilisées dans le cadre de ce travail.

Tableau II.1 : Statistiques des données du RGC.

Nombre des points	Min	Max	Moy.	ECT
555	3,41	2101,1	641,54	399,84

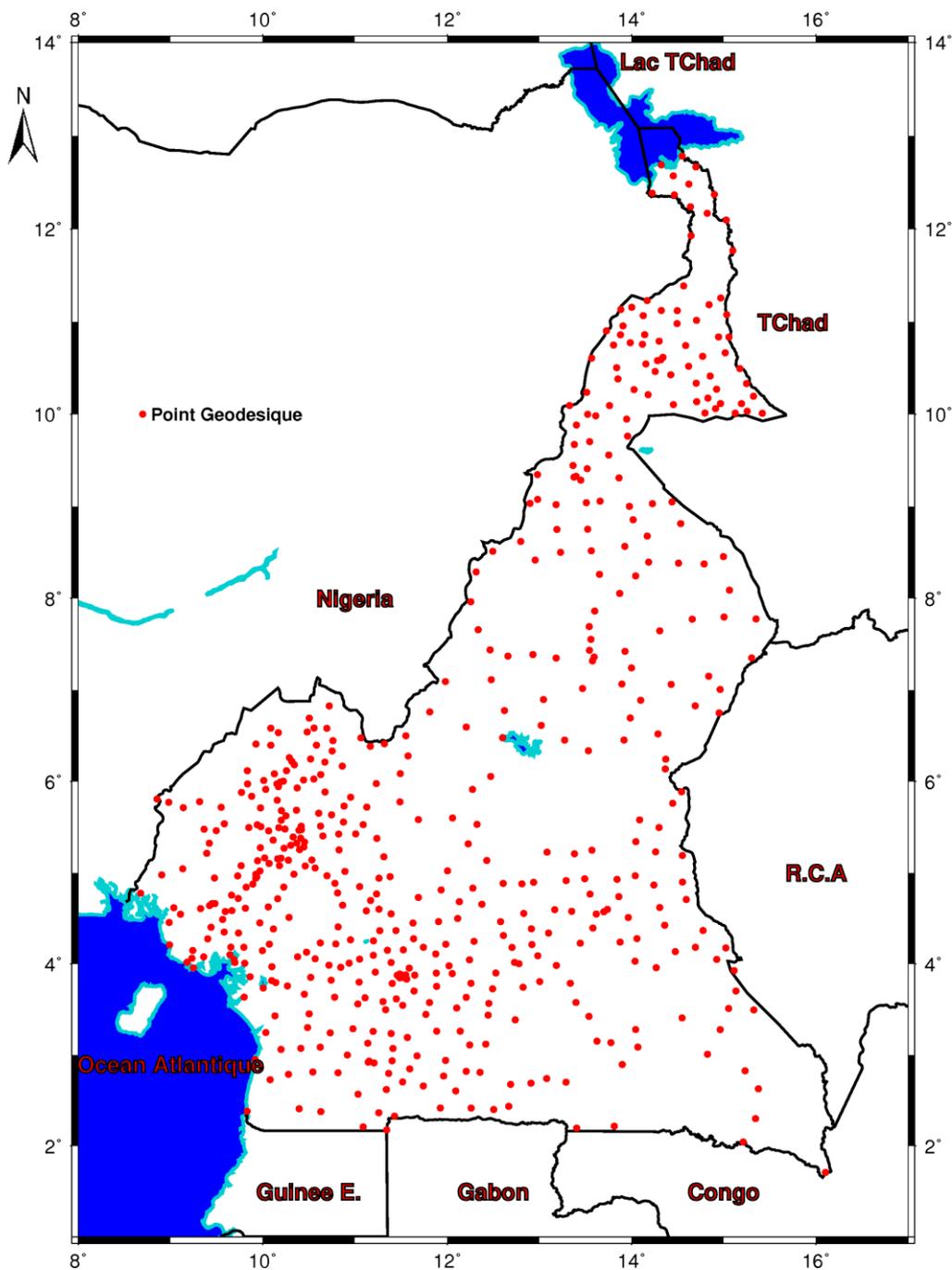


Figure II.4 : Distribution des repères du Réseau Géodésique du Cameroun.

II.1.3. Données gravimétriques satellitaires : Modèles géopotentiels globaux

Les modèles géopotentiels globaux sont des fonctions mathématiques qui décrivent le champ de pesanteur terrestre en dimension 3 dans l'espace (Barthelmes, 2014). Ce sont des ensembles normalisés de coefficients harmoniques sphériques, obtenus à partir de l'analyse des perturbations orbitales des satellites dédiés aux mesures du champ de pesanteur terrestre. Ils sont obtenus à partir de trois différentes approches selon l'information a priori qu'ils

contiennent, les techniques numériques utilisées, l'intégration d'autres jeux de données externes etc...(Pail et al., 2011, Brockmann et al., 2014, Bruinsma et al., 2014, Förste et al., 2016).

Il s'agit de :

- **Modèles satellitaires** : ils sont obtenus à partir des données satellitaires uniquement, dérivées du « tracking » et de l'analyse des perturbations des orbites des satellites artificiels de la terre à partir de la méthode spectrale temporelle. Ces modèles jugés autrefois moins précis à cause de l'altitude des satellites, de la gestion approximative des orbites des satellites, etc... (Amos et Featherstone, 2003 ; Kamguia, 2005) ; sont nettement précis de nos jours avec le lancement de la mission GOCE. Ces modèles sont parfois utilisés comme données indépendantes pour valider les données gravimétriques terrestres.
- **Modèles combinés ou modèles mixtes** : ces modèles sont élaborés en intégrant aux modèles satellitaires, les informations extérieures comme les données issues d'autres satellites, les données gravimétriques terrestres, aéroportées et dérivées de mesures d'altimétrie, les données topographiques, etc... Ces modèles connaissent beaucoup de lacunes. En plus des erreurs contenues dans les modèles satellitaires, on ignore la qualité des données au sol intégrées dans ces modèles sans oublier les systèmes de référence de ces données qui diffèrent d'un pays à l'autre.
- **Modèles actualisés** : ce sont les modèles élaborés à partir des modèles déjà existants. Ceux-ci sont développés à un degré plus élevé ou développés en introduisant de nouvelles données gravimétriques qui n'avaient pas été prises en compte initialement lors du calcul des modèles combinés (Kamguia, 2005). Ces modèles sont calculés à partir de l'approche directe en utilisant les formules intégrales pour corriger les coefficients existants ou pour calculer d'autres coefficients, afin d'augmenter le degré de développement (Pail et al., 2011; Bruinsma et al., 2013, 2014).

La détermination d'un modèle de géoïde gravimétrique nécessite toutes les longueurs d'onde du champ de pesanteur terrestre. Les données gravimétriques terrestres sont riches en moyennes et courtes longueurs d'onde mais les grandes longueurs d'onde sont bruitées. Pour résoudre les grandes longueurs du modèle de géoïde, on se réfère aux modèles géopotentiels globaux qui constituent la base pour toute détermination des modèles de géoïde modernes. Ils fournissent une partie de moyenne longueur d'onde du champ de pesanteur terrestre,

nécessaires pour compléter les moyennes longueurs d'onde obtenues à partir des données gravimétriques terrestres mesurées. L'évolution de la précision des modèles globaux grâce au lancement des nouvelles missions spatiales a considérablement amélioré la précision du géoïde recherché.

II.1.3.1. Les nouvelles missions satellitaires : CHAMP, GRACE, GOCE

La gravimétrie spatiale a commencé avec le lancement de la mission Sputnik en 1957 et dès lors d'énormes efforts ont été consentis pour la détermination du champ de pesanteur terrestre à l'échelle du globe à partir de la mise en orbite de nouveaux satellites dédiés à la mesure du champ de pesanteur et de ses variations temporelles.

CHAMP

CHAMP (CHALLENGING Minisatellite Payload for geoscience and application) était un satellite allemand (figure II.5) mis en orbite le 15 juillet 2000 par l'Agence Spatiale Allemande (DLR) en coopération avec le CNES et le JPL (Jet Propulsion Laboratory). Ce satellite placé sur une orbite polaire à 454 km d'altitude, était dédié à la mesure à haute précision du champ magnétique et du champ de pesanteur terrestre. Son autre objectif était de mesurer les caractéristiques de l'atmosphère par occultation radio des signaux GPS. Il était équipé des capteurs pour mesurer le champ magnétique terrestre, d'un récepteur GPS pour déterminer sa position orbitale avec une précision centimétrique. Il était aussi muni d'un accéléromètre STAR (Spatial Triaxial Accelerometer for Research) mis en place par l'ONERA pour déterminer l'accélération subie par le satellite liée aux forces non gravitationnelles.



Figure II.5 : Vue du satellite CHAMP (© GFZ).

Le modèle géopotentiel global EIGEN-2 (European Improved Gravity model of the Earth by New techniques) fut le tout premier modèle obtenu à partir de l'analyse des perturbations orbitales de ce satellite. Ce modèle développé jusqu'au degré et ordre 120 à partir d'un développement en harmoniques sphériques a une précision de l'ordre de 10 cm sur le géoïde et 0.5 mGals sur les anomalies gravimétriques à une résolution spatiale de 550 km (Ismail, 2016 ; Reigber et al., 2003). Le 19 septembre 2010, le satellite CHAMP est détruit après 10 ans de fonctionnement.

GRACE

Mise en orbite en mars 2002, la mission GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment, figure II.6), était dédiée à la cartographie à plus haute résolution des variations du champ de pesanteur terrestre. Grâce à ces deux satellites surnommés Tom et Jerry qui se suivent l'un de l'autre à environ 220 km sur une orbite basse (480 km d'altitude environ), les variations spatio-temporelles du champ de pesanteur terrestre sont effectuées en analysant les variations de la distance inter-satellitaire. Tous les 15 jours environ, les satellites repassent au-dessus du même point, permettant ainsi le suivi des variations temporelles du champ de pesanteur en ce point.

L'objectif de la mission GRACE est l'étude des variations temporelles du champ de pesanteur avec une résolution spatiale de l'ordre de 400 km et une résolution temporelle allant de 10 à 30 jours avec au final une précision centimétrique sur l'altitude du géoïde. Les variations temporelles du champ de pesanteur terrestre ont permis d'étudier de nombreux phénomènes liés à l'hydrologie, la fonte des glaces, ... (Wahr et Molenaar, 1998; Tapley et al., 2004), liés à l'activité sismique tel le tremblement de terre de Sumatra en décembre 2004 (Panet et al., 2007).

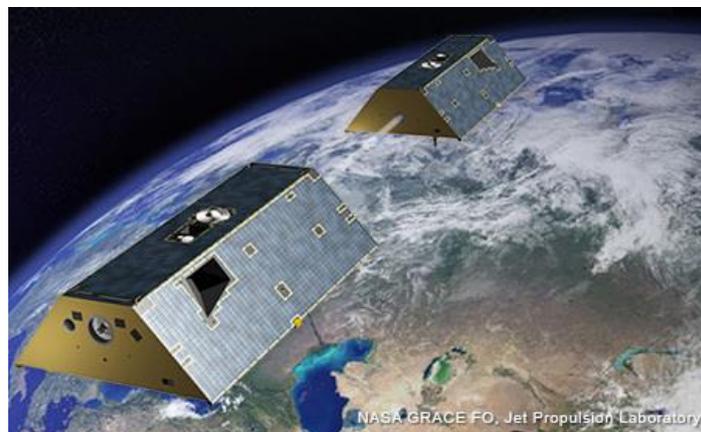


Figure II.6 : Vue du satellite GRACE (© NASA).

Le modèle géopotentiel global GGM02S a été obtenu à partir des données GRACE par un développement en harmoniques sphériques jusqu'au degré et ordre 160 correspondant à une résolution spatiale de 125 km (Tapley et al., 2005).

Cette mission initialement prévue pour une durée de 5 ans, est toujours en cours. Une deuxième mission utilisant des satellites aux caractéristiques très proches baptisée **GRACE Follow-On (GRACE-FO)** est lancée en ce début d'année.

GOCE

GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) est un satellite scientifique de l'Agence Spatiale Européenne (ESA) mis en orbite le 17 mars 2009 (figure II.7). Son objectif était de fournir un modèle global à haute résolution du champ de gravité terrestre avec une précision attendue de 1 à 2 mGals et une précision de 2 à 3 cm sur la hauteur du géoïde pour des longueurs d'onde de 160 km correspondant à une résolution de 80 km. Pour remplir son objectif scientifique, le satellite GOCE volait sur une orbite très basse de 265 km d'altitude et était constitué d'un gradiomètre pour mesurer les gradients du champ de pesanteur terrestre, d'un récepteur GPS pour le calcul d'orbite précise, des senseurs d'étoiles pour mesurer l'altitude inertielle du satellite.



Figure II.7: Vue du satellite GOCE (© ESA).

La mission GOCE a eu des retombées importantes sur la connaissance du champ de pesanteur terrestre aux plus petites échelles grâce à un dispositif de mesure par gradiométrie spatiale. Pour la première fois, on dispose d'une information précise et homogène à la fois sur les continents et les océans grâce à cette mission et une résolution spatiale améliorée par rapport

aux missions précédentes (CHAMP, GRACE). Cette mission s'est terminée en novembre 2013, dix ans après son lancement.

Les modèles de géoïde existant au Cameroun ont été calculés en utilisant les modèles de champ issus des missions gravimétriques satellitaires CHAMP et GRACE. Aucun d'eux n'a été mis en place en exploitant les données de la dernière mission GOCE ; ceci influence négativement la précision de ces modèles sur le Cameroun.

II.1.3.2. Revue et sélection des modèles géopotentiels globaux

Les modèles géopotentiels globaux ou modèles de champ constituent la référence pour un modèle de géoïde gravimétrique d'autant plus qu'ils lui fournissent les informations liées aux structures de grande et de moyenne longueurs d'onde à l'échelle régionale (Featherstone et al., 1998). Cependant, le modèle de champ à utiliser lors de la détermination de ce géoïde devrait mieux représenter le champ de pesanteur terrestre et les ondulations du géoïde dans la zone d'intérêt. Il est donc important d'évaluer la qualité des modèles de champ en utilisant les données indépendantes que sont les données gravimétriques et les points GPS/nivelés. La quasi-totalité de modèles de champ produits dans les laboratoires et centres de recherche à travers le monde sont archivés et disponibles sans frais dans le site internet de ICGEM (International Center for Global Earth Models) à Postdam : <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/>.

Les modèles de champ à évaluer sont sélectionnés sur la base des modèles les plus récents, les plus utilisés, les différentes approches utilisées (méthode directe, spectrale temporelle ou spectrale spatiale), le type et la quantité des données extérieures utilisées pour le calcul de ces modèles. Ainsi, le tableau II.2 présente les principales caractéristiques des modèles évalués (nom comme mentionné dans le serveur de ICGEM, degré maximum, données GOCE, d'autres types de données intégrés dans le calcul du modèle, date de publication, référence bibliographique).

Tableau II.2 : Revue des modèles de champ évalués.

Noms dans ICGEM	d/o Max	Données GOCE	Autres données	Année de diffusion	References
GO_CONS_GCF_2_DIR_R5	300	~ 48 months	GRACE data to deg. 175 (10 years); Lagos -1 and -2 (25 years)	2014	Bruinsma et al., 2013
GO_CONS_GCF_2_TIM_R5	280	~ 48 months	-	2014	Brockmann et al., 2014
GO_CONS_GCF_2_SPW_R5	330	~ 44 months	-	2017	Gatti et al., 2016
GO_CONS_GCF_2_DIR_R4	260	~ 36 months	GRACE data based on GGM05S (up to degree and order 150)	2013	Bruinsma et al., 2013
EIGEN-6S4v2	300	~ 48 months	GRACE data (12 years) LAGEOS data (18 years);	2016	Förste et al., 2016
EIGEN-6C4	2190	~ 48 months	GRACE data deg. 2 to 130 (10 years); LAGEOS deg. 2 to 30 (25 years);	2014	Förste et al., 2014
SGG-UGM1	2159	~ 48 months	EGM 2008 data	2018	Liang et al., 2018
EGM2008	2190	-	ITG-GRACE03S, terrestrial gravity data, topographic and altimetry data	2008	Pavlis et al., 2008
GECO	2190	~ 48 months	EGM 2008 data	2015	Gilardoni et al., 2015

II.1.3.3. Méthodologie de validation des modèles géopotentiels globaux

La validation de récents modèles de champ GOCE et GRACE est menée en utilisant deux fonctions du champ de pesanteur terrestre que sont les anomalies gravimétriques (Δg) et les anomalies d'altitude du géoïde (ζ). Les anomalies gravimétriques (Δg) calculées à partir des modèles de champ en utilisant l'équation (2.9) sont comparées statistiquement aux anomalies gravimétriques issues des données gravimétriques terrestres après avoir pris en compte les inconsistances spectrales entre elles. De la même façon, les anomalies d'altitude du géoïde (ζ) obtenues à partir des modèles de champ GOCE et GRACE comme indiquées par l'équation (2.10) sont comparées aux ondulations géométriques du géoïde issues des données GPS/nivelés.

Les équations (1) et (2) s'écrivent ainsi qu'il suit (Torge et Müller, 2012):

$$\Delta g_{(r,\phi,\lambda)} = \frac{GM_T}{r^2} \sum_{n=2}^{N_{\max}} \left(\frac{a}{r} \right)^n (n-1) \sum_{m=0}^n (\Delta \bar{C}_m \cos m\lambda + \Delta \bar{S}_m \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \phi) \quad (2.9)$$

$$\zeta_{(r,\phi,\lambda)} = \frac{GM_T}{r\gamma} \sum_{n=2}^{N_{\max}} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (\Delta \bar{C}_m \cos m\lambda + \Delta \bar{S}_m \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \phi) \quad (2.10)$$

avec

G : constante gravitationnelle de Newton ($\text{m}^3 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-2}$).

M_T : masse de la terre (kg).

(r, φ, λ) : coordonnées sphériques du point de calcul.

γ : pesanteur normale au point de calcul (r, φ, λ) .

a : demi-grand axe de l'ellipsoïde de référence (m).

$\bar{P}_{nm}(\cos \varphi)$: fonctions de Legendre normalisées de degré n et d'ordre m .

$\Delta\bar{C}_{nm}$ et $\Delta\bar{S}_{nm}$: différences entre les coefficients d'harmoniques sphériques normalisés du potentiel gravitationnel réel et normal.

La principale difficulté dans cette validation réside au niveau des inconsistances spectrales entre les modèles de champ et les observations terrestres (Ihde et al., 2010; Hirt et al., 2011; Godah et Krynski, 2015; Alothman et al., 2016). En effet, les observations terrestres (GPS/nivelés, données gravimétriques) contiennent théoriquement tout le spectre d'énergie du signal du champ de pesanteur terrestre tandis que les fonctions du modèle de champ fournissent seulement une gamme de longueur d'onde bien définie des signaux gravimétriques entraînant au passage des erreurs d'omissions dans les fonctions issues des modèles de champ. Pour résoudre ces inconsistances spectrales, la méthode du rehaussement spectral (Gruber, 2009; Hirt et al., 2011; Alothman et al., 2016) a été utilisée dans ce travail. Cette méthode consiste à tronquer les modèles de champ à évaluer jusqu'au degré et ordre (d/o) $N_{\max} = 200$ et de compléter les courtes longueurs d'onde déficitaires par des modèles haute résolution comme le modèle EGM08 de d/o 201 à 2190 ($\Delta g_{(EGM)}$) et des données topographiques ($\Delta g_{(TOPO)}$) utilisant la méthode du terrain résiduel (Forsberg, 1984). La combinaison de toutes les trois contributions dans l'expression de $\Delta g_{(GGM)}$ donnée par l'équation (2.11) résoud la limitation des bandes spectrales dans les modèles de champ à tester et contient ainsi toute la signature spectrale. Ainsi, l'équation (2.11) est donnée par :

$$\Delta g_{(GGM)} = \Delta g_{(GOCE)} \Big|_2^{N_{\max}} + \Delta g_{(EGM)} \Big|_{N_{\max}+1}^{2190} + \Delta g_{(TOPO)} \quad (2.11)$$

$\Delta g_{(GGM)}$ peut maintenant être comparé de façon efficace aux données gravimétriques terrestres suivant l'équation (2.12) :

$$\delta \Delta g_{(SEM)} = \Delta g_{(Terr)} - \Delta g_{(GGM)} \quad (2.12)$$

Tout comme les données gravimétriques, les anomalies d'altitude du géoïde ($\zeta_{(GOCE)}$) sont obtenues à partir de différents modèles de champ tronqués jusqu'au d/o $N_{\max} = 200$.

Ceux-ci sont complétés par le terme $\zeta_{(EGM)}$ issu du modèle EGM08 jusqu'au d/o 2190 qui apporte les informations de courtes longueurs d'onde. De plus, le terme $\zeta_{(TOPO)}$ issu des corrections topographiques apporte des informations sur les très courtes longueurs d'onde. Toutes ces contributions sont données par l'équation (2.13).

$$\zeta_{(GGM)} = \zeta_{(GOCE)} \Big|_2^{N_{\max}} + \zeta_{(EGM)} \Big|_{N_{\max}+1}^{2190} + \zeta_{(TOPO)} \quad (2.13)$$

Ainsi, la quantité $\zeta_{(GGM)}$ issue des modèles de champ contient toute la signature spectrale en terme d'altitude du géoïde et peut donc être comparée (2.14) aux altitudes du géoïde issues des données GPS/nivelés ($\zeta_{(GPS)}$) :

$$\delta\zeta_{(GGM)} = \zeta_{(GPS)} - \zeta_{(GGM)} \quad (2.14)$$

Les analyses statistiques traditionnelles sont effectuées en utilisant les paramètres tels que le minimum, le maximum, la moyenne, l'écart type, etc...

II.1.4. Modèles Numériques de Terrain (MNT)

Le Modèle Numérique de Terrain (MNT) est une représentation en 3D, fine et précise du relief d'un territoire donné. Elle se présente généralement sous forme de grille à pas régulier en latitude et en longitude constituée de points des coordonnées (x,y,z) connues dans un système de coordonnées géographiques (Forkuo, 2010). La construction d'un MNT se fait à partir de trois sources possibles de données (Pereira, 2009) en fonction des outils et techniques utilisés. On distingue :

- Les mesures directes sur le terrain (mesures par GPS, tachéomètre, triangulation ou lasergrammétrie). Les MNT obtenus par cette source de données sont plus précis et plus détaillés mais nécessitent beaucoup de temps et de moyens ;
- Les mesures directes à distance à partir des émetteurs/récepteurs (mesures par interférométrie radar, LIDAR et Radar) ;
- Les mesures indirectes à distance, comme l'application de la stéréophotogrammétrie à partir d'images stéréoscopiques aériennes ou de satellites. Les mesures indirectes ont été jusqu'à aujourd'hui le moyen le plus utilisé pour la production d'information sur le relief.

Les MNT contiennent des informations topographiques vitales dans plusieurs applications scientifiques et techniques. Parmi ces applications, on note le monitoring des volcans actifs et des glissements de terrain (Bisson et al., 2016; Vassilopoulou et al., 2002), l'étude des zones à risque géologique, la modélisation géophysique (Yap et al., 2018a), la modélisation des inondations, le monitoring de l'érosion côtière et de sédimentations (Du et al., 2015).

Le MNT est l'une des données d'entrée du calcul du géoïde gravimétrique. Il intervient dans plusieurs aspects du calcul du géoïde. En effet, les altitudes issues des MNT sont nécessaires dans la réduction des données gravimétriques collectées sur le terrain, la conversion des anomalies à l'air libre en anomalies de Bouguer utilisées dans le processus de d'interpolation (Ssengendo, 2015). De même, les altitudes interviennent lors du calcul des effets du terrain résiduel nécessaire pour les courtes longueurs d'onde du géoïde. Ainsi, toute erreur dans le MNT introduira des erreurs dans les données gravimétriques réduites, la correction topographique et par la suite sur le géoïde.

II.1.4.1. MNT globaux haute résolution sur le Cameroun

Le Cameroun est engagé dans la production d'un MNT de haute résolution à partir d'images stéréoscopiques aériennes. En attendant que ce MNT soit disponible sur tout le Cameroun, nous avons fait recours aux MNT mondiaux. Cependant, le choix d'un MNT à utiliser dans les différents traitements, devrait être éclairé par une évaluation de la précision de différents MNT globaux sur le Cameroun à partir des données indépendantes telles que les données GPS/nivelés. Pour y parvenir, plusieurs MNT globaux (AW3D30, SRTM 1, ASTER GDEM Version 2, GLOBE, GTOPO et ETPO5) disponibles sur le Cameroun ont été évalués. Puisque la qualité du modèle de géoïde dépend de la précision et de la résolution du MNT utilisé, les MNT globaux les plus récents et de très haute résolution (30 m) ont subi une évaluation approfondie. Il s'agit de : AW3D30, SRTM 1 et ASTER GDEM Version 2 (tableau II.3).

AW3D30 version 1.1

AW3D30 (ALOS World 3D-30m) version 1.1 utilisé dans ce travail est une mise à jour avec remplissage des vides du modèle numérique de surface diffusé par la JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency) en mars 2017 (Takaku et al., 2016; Tadono et al., 2016). Ce modèle a été publié avec une résolution horizontale d'une seconde d'arc approximativement

(30 m en latitude et en longitude) généré à partir des données topographiques 3D à l'échelle mondiale et considéré être plus précis à ce moment à l'échelle du globe. AW3D30 a été compilé à partir des images stéréoscopiques acquises par le capteur PRISM (Panchromatic Remote sensing Instrument for Stereo Mapping) du satellite DAICHI ALOS (Advanced Land Observing Satellite) (Takaku et al., 2014). Les données ont été fournies en deux formats : AVE (moyenne) et MED (médiane), en fonction des différentes méthodes utilisées pour le rééchantillonnage et ont été téléchargées gratuitement sur le site internet <http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/aw3d3/>. Nous avons opté évaluer les données moyennes dans ce travail. De plus, AW3D30 est fourni en coordonnées géographiques et les valeurs des altitudes sont considérées au-dessus du niveau de la mer (Takaku et al., 2016; Tadono et al., 2016).

SRTM 1

Le MNT de la mission SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) de résolution une seconde d'arc (~ 30 m) noté SRTM 1 utilisé dans ce travail a été généré à partir des données d'imagerie radar par satellite acquises en 2000 par le capteur de bande C. Cette mission était un projet de partenariat entre la NASA (National Aeronautics and Space Administration), l'agence nationale de renseignement géospatial des États-Unis, le ministère de la défense de ce pays, les agences spatiales allemandes et italiennes (Farr et al., 2007). L'objectif de cette mission était d'acquérir un MNT haute résolution à l'échelle du globe en utilisant deux radars à ouverture synthétique (bande C de longueur d'onde 5,6 cm et la bande X de longueur d'onde 3,1 cm). dans la zone comprise entre 56° de latitude Sud et 60° de latitude Nord, soit un taux de couverture de près de 80% de la surface terrestre.

Le SRTM 1 était diffusé pour la première fois uniquement sur le sol américain en 2003 et il ne sera disponible dans le reste du monde et donc dans la zone d'étude qu'en 2015. Les produits cartographiques de cette mission, obtenus à l'issue du traitement des informations de la bande C par la NASA, ont été échantillonnés en utilisant la technique du voisin le plus proche suivant une grille de 30 m x 30 m de résolution approximativement. Les données ont été téléchargées gratuitement à partir de l'interface USGS (United States Geological Survey) Earth Explorer en tuiles de 1° x 1° de format GeoTiff via le site internet <http://earthexplorer.usgs.gov/>. La résolution des MNT est d'une seconde d'arc (30 m) et la précision verticale est de 16 m (erreur linéaire à 90% de confiance, LE90 ; Rodriguez et al., 2005; Foni et Seal, 2004). L'erreur de géolocalisation absolue circulaire quant à elle est moins

de 20 m (erreur circulaire à 90% de confiance). Afin de comparer LE90 à l'Erreur Quadratique Moyenne (EQM), elle est convertie suivant la formule ci-après (Greenwalt et Shultz, 1962; Rodriguez et al., 2005; Du et al., 2015):

$$LE90 \approx 1,64 \times EQM \quad (2.15)$$

Le MNT du SRTM 1 est fourni en coordonnées géographiques par rapport à l'ellipsoïde WGS 84 comme datum horizon et le géoïde Earth Gravitational Model 1996 (EGM96) comme datum vertical.

ASTER version 2

ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) est une mission spatiale destinée à générer un MNT par imagerie optique de résolution 1 seconde d'arc (≈ 30 m) à l'équateur et à l'échelle du globe. Cette mission a été menée conjointement par la NASA et le Ministère Japonais de l'Economie, du Commerce et de l'Industrie (appelé METI) avec la collaboration des scientifiques et des industries de deux pays (METI/NASA 2009). La version 2 des données de cette mission, utilisée dans le cadre de ce travail a été diffusée le 17 octobre 2011. Elle couvre les surfaces continentales comprises entre 83° de latitude Sud et 83° de latitude Nord et comprend 22702 tuiles carrées de $1^\circ \times 1^\circ$ en coordonnées géographiques. Le géoïde EGM96 est la référence des altitudes assimilée au niveau moyen de la mer.

La performance globale d'ASTER version 2 a été évaluée en utilisant les données collectées par le capteur GLAS (Geoscience Laser Altimeter System) à bord du satellite ICESat (Ice, Cloud and land Elevation Satellite) (Tachikawa et al., 2011). La précision verticale attendue d'ASTER version 2 était estimée à 20 m à 95% de confiance (LE95; ASTER GDEM Validation Team, 2009).

Afin de comparer LE95 à l'Erreur Quadratique Moyenne (EQM), elle est convertie suivant la formule ci-après (Greenwalt et Shultz, 1962; Federal Geographic Data Committee, 1998):

$$LE95 \approx 1,96 \times EQM \quad (2.16)$$

Le tableau II.3 présente les principales caractéristiques des MNT globaux validés.

Tableau II.3: Revue des MNT évalués.

Données	AW3D30	SRTM 1	ASTER (GDEM 2)
Agence de génération et de diffusion	JAXA	NASA	NASA et METI
Période d'acquisition	2006 à 2011	2000	depuis 1999
Période de diffusion	mars-17	depuis 2015 hors Etats Unis	oct-11
Couverture du MNT global	60° N à 60° S	60° N à 56° S	83° N à 83° S
Taille du Pixel	1 arcsec (~ 30 m)	1 arcsec (~ 30 m)	1 arcsec (~ 30 m)
Capteur	PRISM	Shuttle Radar	ASTER
Technique utilisée	Appariement stéréoscopique	InSAR	Appariement stéréoscopique
Datums Horizontal/Vertical	WGS84/Niveau moyen de la mer	WGS84/EGM96	WGS84/EGM96
Système de coordonnées	Latitude/longitude	Latitude/longitude	Latitude/longitude
Taille de tuile	1 degré	1 degré	1 degré
Valeur de vide	-9999	-32768	-9999
Format	GeoTIFF	GeoTIFF	GeoTIFF
Précision horizontale	5 m	20 m à 90 % de confiance	30 m à 95 % de confiance
Précision verticale	5 m	16 m à 90 % de confiance	20 m à 95 % de confiance
URL de téléchargement en ligne	http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/ei/	https://earthexplorer.usgs.gov	https://earthexplorer.usgs.gov/

II.1.4.2. Méthodologie de validation des MNT

La méthodologie utilisée pour la validation des MNT globaux sur le Cameroun a été bien développée dans les travaux de Yap et al. (2018b). Elle consiste d'abord à créer une mosaïque à partir des tuiles de chaque MNT global (puisque celui-ci est fourni sous forme des tuiles) et de clipper la portion appropriée par rapport à la limite du Cameroun. La deuxième étape consiste à comparer pixel par pixel les trois MNT entre eux afin d'évaluer les effets systématiques et aléatoires contenus dans les informations topographiques de chaque MNT. Après cette étape, les altitudes de chaque MNT à l'emplacement de 555 points indépendants (figure II.4 ci-dessus), uniformément repartis sur le Cameroun sont extraites en utilisant l'outil d'analyse spatiale du logiciel ArcGIS 9.3. La procédure d'extraction est implémentée en utilisant l'interpolation bilinéaire recommandée par la NIMA (National Imagery and Mapping Agency). Par la suite, l'évaluation de la précision des MNT testés est engagée en comparant statistiquement les altitudes issues de chaque MNT aux altitudes des points GPS/nivelés. Les analyses statistiques traditionnelles et robustes (Höhle et Höhle, 2009), les tests de normalité, la détection et l'élimination des erreurs dans les MNT, l'impact de la rugosité topographique, du couvert végétal sont autant d'analyses effectuées lors de l'évaluation de la précision de différents MNT. Les analyses statistiques traditionnelles sont

effectuées en utilisant les paramètres tels que le minimum, le maximum, la moyenne, l'erreur quadratique moyenne, l'écart type, etc...

Afin d'analyser la distribution des erreurs dans chaque MNT global dans le souci de voir s'il est nécessaire d'utiliser les estimateurs plus robustes de mesure de précision, les tests de normalité ont été engagés. Parmi ces tests, on distingue les méthodes statistiques et les méthodes graphiques. Les tests statistiques sont souvent plus sensibles dans le cas d'une grosse base de données ou des valeurs aberrantes (Höhle et Höhle, 2009). Ainsi, la méthode graphique par les diagrammes quantile-quantile qui génèrent l'inspection visuelle de la normalité fortement recommandée (Höhle et Höhle, 2009) pour l'investigation de la normalité est appliquée dans cette étude.

Lorsque les erreurs n'obéissent pas à une distribution normale, les analyses statistiques à partir d'autres estimateurs plus robustes de mesure de précision des MNT sont effectuées. Ces estimateurs robustes sont consignés dans le tableau II.4 suivant.

Tableau II.4 : Estimateurs robustes de mesure de précision des MNT proposés par Höhle et Höhle (2009).

Paramètres de mesure de précision	Expression
Médiane (50% quantile)	$Q_{\Delta h}(0,5) = m_{\Delta h}$
Ecart médiane absolu normalisé	$NMAD = 1,4826 \cdot \text{médiane}_j (\Delta h_j - m_{\Delta h})$
68,3% quantile	$Q_{ \Delta h }(0,683)$
95% quantile	$Q_{ \Delta h }(0,95)$

II.2. Méthodologie de détermination du géoïde gravimétrique

Dans cette partie, nous exposons la méthodologie utilisée pour la détermination du géoïde. Mais avant cela, plusieurs concepts clés employés méritent d'être éclairés pour éviter des ambiguïtés dans la compréhension de cette méthodologie.

II.2.1. Notions fondamentales relatives au géoïde

II.2.1.1. Attraction et potentiel de pesanteur terrestre

Soit B un corps de masse volumique ρ et P un point quelconque à la surface ou à l'extérieur de la terre de masse M_T (figure II.8). La force d'attraction au point P, générée par

un élément infinitésimal du corps B ayant une masse dm_Q ($dm_Q = \rho(Q)dB_Q$) est donnée par l'équation suivante :

$$d\vec{F} = -Gm dm_Q \frac{\vec{r}_{PQ}}{r_{PQ}^3} = -Gm \rho(Q) \frac{\vec{r}_{PQ}}{r_{PQ}^3} dB_Q \quad (2.17)$$

En intégrant les forces élémentaires $d\vec{F}$ sur tout le volume occupé par le corps B, on obtient :

$$\vec{F} = -Gm \int_B \rho(Q) \frac{\vec{r}_{PQ}}{r_{PQ}^3} dB_Q \quad (2.18)$$

G est la constante de gravitation universelle ($G = 6,674 \cdot 10^{-11} m^3 kg^{-1} s^{-2}$) ; $\rho(Q)$ est la densité au point Q ; dB_Q est l'élément de volume centré au point Q et \vec{r}_{PQ} le rayon vecteur.

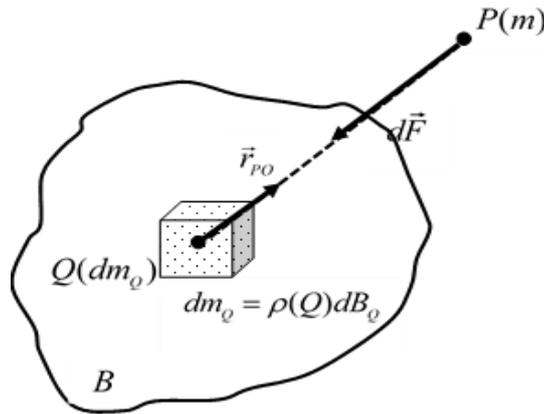


Figure II.8: Attraction gravitationnelle.

En divisant \vec{F} par la masse m , on obtient l'accélération gravitationnelle donnée par :

$$\vec{\gamma} = -G \int_B \rho(Q) \frac{\vec{r}_{PQ}}{r_{PQ}^3} dB_Q \quad (2.19)$$

Le potentiel gravitationnel du corps B est donné par l'équation 2.20:

$$V_B(P) = G \int_B \frac{\rho(Q)}{r_{PQ}} dB_Q \quad (2.20)$$

On a :

$$\vec{\gamma} = -G \int_B \rho(Q) \frac{\vec{r}_{PQ}}{r_{PQ}^3} dB_Q = G \int_B \left(\nabla_P \frac{\mathbf{1}}{r_{PQ}} \right) \rho(Q) dB_Q = \nabla_P \left(G \int_B \frac{\rho(Q)}{r_{PQ}} dB_Q \right) = \nabla_P V(P) = \overrightarrow{\text{grad}}_P V_B(P) \quad (2.21)$$

Ainsi, l'accélération gravitationnelle $\vec{\gamma}$ dérive du potentiel $V_B(P)$.

De plus, le potentiel gravitationnel vérifie l'équation de Laplace en tout point extérieur au corps B. En effet :

$$\Delta_P V_B(P) = \nabla_P \cdot \nabla_P V_B(P) = \nabla_P \cdot \vec{\gamma} = -G \int_B \nabla_P \cdot \left(\frac{\vec{r}_{PQ}}{r_{PQ}^3} \right) \rho(Q) dB_Q \equiv \mathbf{0} \quad (2.22)$$

$$\Delta_P \text{ est l'opérateur laplacien au point P qui s'écrit : } \quad \Delta_P = \frac{\partial^2}{\partial x_P^2} + \frac{\partial^2}{\partial y_P^2} + \frac{\partial^2}{\partial z_P^2} \quad (2.22-i)$$

Au-dessus de la surface terrestre et en négligeant la masse atmosphérique, le potentiel gravitationnel étant une fonction harmonique, il peut ainsi se développer en une série d'harmoniques sphériques.

Le développement en harmoniques sphériques du potentiel gravitationnel dans un repère géocentrique qui coïncide avec le centre des masses de la terre s'écrit :

$$V = \frac{GM_T}{r} \left(1 + \sum_{n=1}^{+\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r} \right)^n [C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda] P_{nm}(\cos \theta) \right) \quad (2.23)$$

où :

- G est la constante de gravitation universelle ;
- M_T est la masse de la terre ;
- $(r; \theta; \lambda)$ sont les coordonnées sphériques du point de calcul ;
- a est le rayon équatorial de l'ellipsoïde de référence ;
- P_{nm} sont les polynômes de Legendre associés ;
- C_{nm} et S_{nm} sont les coefficients harmoniques caractérisent la répartition des masses à l'intérieur de la terre. Ils sont obtenus principalement par des mesures de pesanteur des études des perturbations orbitales des satellites et des mesures d'altimétrie par satellite. Ils sont définis par :

$$\begin{Bmatrix} C_{nm} \\ S_{nm} \end{Bmatrix} = \frac{2}{M_T} \cdot \frac{(l-m)!}{(l+m)!} \int_M \left(\frac{r}{a}\right)^n P_{nm}(\cos\theta) \begin{Bmatrix} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{Bmatrix} dm \quad (2.23-i)$$

La force de gravité s'exerçant sur un objet n'est pas identique sur toute la surface de la terre en raison de la rotation de la terre et de la répartition des masses. La force de gravité mesurée est une combinaison de la force gravitationnelle due à l'attraction de la terre, de la force centrifuge due à sa rotation (figure II.9) et des forces de marées.

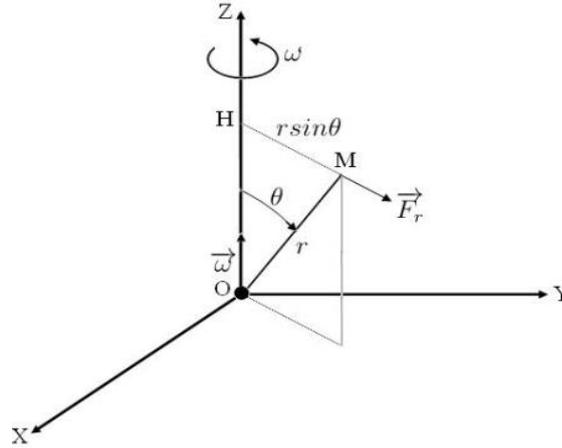


Figure II.9: Force axifuge (Ismail, 2016).

Le potentiel centrifuge qui dérive de l'accélération centrifuge est donné par l'équation 2.24:

$$V_r = \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \sin^2 \theta \quad (2.24)$$

Ainsi, le potentiel de pesanteur terrestre W s'obtient en ajoutant le potentiel centrifuge qui dérive de l'accélération centrifuge :

$$W = V + V_r = \frac{GM_T}{r} \left(1 + \sum_{n=1}^{+\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^n [C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda] P_{nm}(\cos\theta) \right) + \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \sin^2 \theta \quad (2.25)$$

II.2.1.2. Champ de pesanteur normal et potentiel associé

Le champ de pesanteur normal est un modèle mathématique de champ qui permet d'approximer le champ de pesanteur terrestre. Il dérive d'un potentiel normal noté U et satisfait les caractéristiques suivantes :

- Une des équipotentielles du champ normal U_0 est un ellipsoïde géocentrique ;

- Tout point de l'ellipsoïde possède un potentiel normal U_0 égal à son potentiel réel sur le géoïde (W_0) ;
- La masse de l'ellipsoïde est égale à celle de la terre associée à celle de son atmosphère.

D'après Heiskanen et Moritz (1967), le développement en harmoniques sphériques du potentiel normal U s'écrit :

$$U = \frac{GM_T}{r} \left(1 + \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^{2n} J_{2n} P_{2n}(\cos \theta) \right) + \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \sin^2 \theta \quad (2.26)$$

Où

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

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

Dans ces relations, e et e' sont respectivement la première et la deuxième excentricité de l'ellipsoïde de référence ; m_G le paramètre géodésique ; a et b demi-grand et demi-petit axe de l'ellipsoïde.

II.2.1.3. Potentiel perturbateur

Le potentiel perturbateur en un point P sur le géoïde est la différence entre le potentiel de pesanteur réel en ce point et le potentiel normal de ce point sur l'ellipsoïde de référence. Il est noté $T(P)$ et est donné par :

$$T(P) = W(P) - U(P) \quad (2.27)$$

Le développement en harmoniques sphériques du potentiel perturbateur est donné par :

$$T(P) = \frac{GM_T}{r} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n [\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda] P_{nm}(\cos \theta) \quad (2.28)$$

où ΔC_{nm} et ΔS_{nm} représentent les différences entre les coefficients normalisés du potentiel terrestre réel et les coefficients normalisés du potentiel sur l'ellipsoïde de référence.

II.2.1.4. Relation fondamentale de la géodésie physique

Le potentiel perturbateur est un concept fondamental en géodésie physique d'autant plus qu'il est directement lié à l'ondulation du géoïde N par la relation de Bruns (Torge et Müller, 2012) :

$$N = \frac{T(P)}{\gamma} \quad (2.29)$$

où γ est la pesanteur normale.

Le potentiel perturbateur, ses dérivées et l'anomalie de la pesanteur Δg qui est une quantité mesurable sont liés par la relation fondamentale de la géodésie (Heiskanen et Moritz, 1967) :

$$\Delta g = -\frac{\partial T}{\partial r} - 2\frac{T}{r} \quad (2.30)$$

où r représente le rayon de la sphère d'approximation de la terre.

La résolution de l'équation (2.30) sous la condition ΔT , permet d'exprimer le potentiel perturbateur T en un point M à l'extérieur d'une sphère de rayon R comme :

$$T(M) = \frac{R}{4\pi} \iint_{\text{sphère}} \Delta g \sum_{n=2}^{\infty} \frac{2n+1}{n-1} \frac{R^n}{r^{n+1}} P_n(\cos\psi) d\sigma = \frac{R}{4\pi} \iint_{\text{sphère}} \Delta g S(\psi) d\sigma \quad (2.31)$$

A partir de la relation de Bruns, on peut déterminer l'ondulation du géoïde N au point M ; elle est donnée par :

$$N = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\text{sphère}} \Delta g S(\psi) d\sigma \quad (2.32)$$

- ψ est la distance angulaire entre le point M de calcul de T et un autre point courant M' qui est responsable de l'anomalie Δg au point M ;
- $d\sigma$ est l'élément de surface d'une sphère de rayon unité autour du point M ;
- R est le rayon moyen de la terre ;

- $S(\psi)$ est la fonction de Stokes, qui ne dépend que de ψ et dont la forme simplifiée s'écrit (Heiskanen et Moritz, 1967) :

$$S(\psi) = \frac{1}{\sin \frac{\psi}{2}} + 1 - 6 \sin \frac{\psi}{2} - \cos \psi \left[5 + 3 \ln \left(\sin \frac{\psi}{2} + \sin^2 \frac{\psi}{2} \right) \right] \quad (2.33)$$

II.2.1.5. Problème de valeur aux limites géodésiques

Le problème de valeur aux limites géodésiques ou « Geodetic Boundary Value Problem (GBVP) » en anglais joue un très grand rôle dans la théorie du calcul du géoïde et de son application. Il se réfère au problème de détermination du champ de pesanteur à l'extérieur des masses gravifiques dont la surface physique est inconnue à partir de différents types de mesure géodésique (mesures gravimétriques, données GPS, observations astrogéodésiques etc...) (Bjerhammar, 1975 ; Moritz, 1980 ; Torge et Müller, 2012). Selon les données utilisées, le problème de valeur aux limites se présente sous trois diverses formes :

- Problème de 1^{ère} espèce (Dirichlet) : les données de ce problème sont le potentiel perturbateur sur la surface limite (S). Il se formule comme suit :

$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta T = 0 \quad \text{à l'extérieur de S} \\ T = \bar{T} = W - U \quad \text{sur S} \\ T = O\left(\frac{1}{r^3}\right) \quad r \rightarrow \infty \end{array} \right. \quad (2.34)$$

- Problème de 2^{ème} espèce (Neumann) : les données de ce problème sont les dérivées premières du potentiel perturbateur à la surface (S). Il s'énonce comme suit :

$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta T = 0 \quad \text{à l'extérieur de S} \\ \frac{\partial T}{\partial r} = -\delta g \quad \text{sur S} \\ T = O\left(\frac{1}{r^3}\right) \quad r \rightarrow \infty \end{array} \right. \quad (2.35)$$

- Problème de 3^{ème} espèce (mixte ou de Hilbert) : les données sont le potentiel de pesanteur, la dérivée du potentiel (pesanteur g) sur la surface (S), obtenues par des

mesures gravimétriques et nivellement. Il est formulé par la combinaison linéaire de ces données.

$$\begin{cases} \Delta T = 0 & \text{à l'extérieur de S} \\ \frac{\partial T}{\partial r} + \frac{2}{r}T = -\Delta g & \text{sur S} \\ T = O\left(\frac{1}{r^3}\right) & r \rightarrow \infty \end{cases} \quad (2.36)$$

La détermination d'un modèle de géoïde gravimétrique consiste à résoudre le problème de valeur aux limites de 3^{ème} espèce (problème de Hilbert).

II.2.2. Ellipsoïde local, géoïde, quasi-géoïde, altitudes et nivellement par GNSS

II.2.2.1. Ajustement d'un ellipsoïde local sur le Cameroun

L'ellipsoïde de référence fait partie des infrastructures de base de la cartographie d'un pays. Au Cameroun, on a longtemps utilisé l'ellipsoïde de Clarke 1880 pour la cartographie de base. Cet ellipsoïde dont les paramètres sont mal connus ne permet pas de réaliser une cartographie de base fiable. Au regard de cette situation, l'ellipsoïde WGS84 associé au système mondial WGS84 dont les paramètres sont bien connus a ainsi été adopté au Cameroun. Il constitue la référence des altitudes intégrée dans le système de positionnement moderne GPS. L'altitude obtenue par rapport à cette surface de référence s'appelle hauteur ellipsoïdale. Dès lors que cette référence des altitudes est ajustée et précise dans un pays, on devrait avoir des valeurs de positionnement également plus précises dans ce pays par rapport à cette référence. L'ellipsoïde WGS84 est une représentation mathématique du géoïde qui tient compte de la forme générale de la terre et ne prend pas en compte les spécificités topographiques en un lieu de sa surface. Ainsi, il n'est pas précis sur le plan local notamment sur le Cameroun qui présente une topographie très variée. Cette situation est présentée à la figure (II.10) ci-dessous.

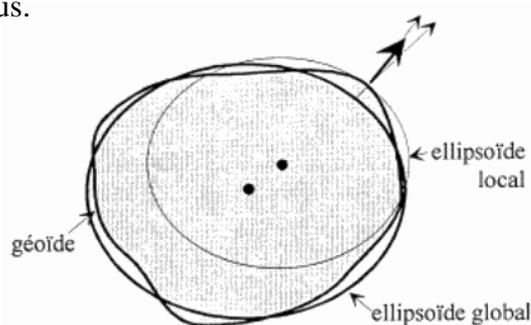


Figure II.10 : Ellipsoïde global et ellipsoïde local.

Le meilleur ellipsoïde de référence pour un pays est celui qui s'adapte mieux au modèle de géoïde local de ce pays. Dès lors que cette adaptation est réalisée, on dit qu'on a réalisé une approximation mathématique parfaite du modèle de terre dans ce pays. Mais ceci n'est pas possible en tout point de la surface de la terre ; on ne peut le faire que dans une zone donnée : un pays ou un continent.

Compte tenu de l'importance de l'ellipsoïde de référence dans l'infrastructure de base cartographique d'un pays, la problématique de l'adaptation de l'ellipsoïde de référence mondial par rapport au géoïde local du pays mérite d'être posée. Ainsi, cette réflexion a été initiée dans le cadre des travaux de recherche de Master effectués par Foyang en 2012. La méthode utilisée par ce dernier pour aborder ce problème consiste à faire une translation (x_o, y_o, z_o) entre le centre des masses de la terre (qui est à priori le centre de l'ellipsoïde géocentrique) et le centre de l'ellipsoïde du système de référence locale à déterminer. En effet, si aux différents points observés dans un système géocentrique, nous connaissons l'altitude orthométrique, nous pouvons déterminer l'écart entre le géoïde et l'ellipsoïde du système géocentrique. Ainsi, si nous déplaçons l'ellipsoïde du système de référence à déterminer et le plaçons de manière à annuler l'écart entre le géoïde et cet ellipsoïde en tous les points dont l'altitude orthométrique est connue, nous aurons ainsi trouvé une position de cet ellipsoïde qui réalise la meilleure approximation du géoïde sur notre territoire.

Pour pousser la réflexion de cette problématique, une méthodologie autre que celle utilisée par Foyang en 2012 a été adoptée dans le cadre de ces travaux. Elle est présentée dans la section suivante.

II.2.2.2. Méthodologie adoptée pour l'ajustement de l'ellipsoïde local

La méthodologie adoptée ici consiste à ajuster l'ellipsoïde mondial WGS84 en modifiant la position du centre géométrique de cet ellipsoïde ainsi que ses constantes (a, f) que sont respectivement (demi-grand axe, l'aplatissement). En effet, puisque la surface topographique est un invariant, si nous décidons de modifier la position du centre géométrique de l'ellipsoïde de référence et ses constantes (a, f) , l'ensemble des points de la surface topographique conserve une forme et une position invariables, alors que les coordonnées géodésiques varient. En particulier l'écart entre le géoïde et l'ellipsoïde en chaque point varie en fonction de la position géométrique et des constantes (a, f) de l'ellipsoïde et devient minimum quand l'ellipsoïde épouse au mieux la forme du géoïde. La

mise en œuvre de cette méthodologie consiste à appliquer la méthode des moindres carrés à la formule de Molodensky simplifiée.

Considérons un ellipsoïde de paramètres (a, f) orienté de centre (X, Y, Z) . Soit un point P de coordonnées (φ, λ, h) . La différence d'altitude δh par rapport à un second ellipsoïde de paramètres (a', f') de centre $(X + \Delta X, Y + \Delta Y, Z + \Delta Z)$ de même orientation est donnée. La formule de Molodensky permet de d'établir une relation entre les coordonnées du point P dans les deux ellipsoïdes (Molnár et Timár, 2005 ; Molodensky et Eremeev, 1960). On utilise généralement la forme simplifiée de cette formule pour la différence d'altitude qui est donnée par la relation :

$$\Delta h = \cos \varphi \cos \lambda \Delta x + \cos \varphi \sin \lambda \Delta y + \sin \varphi \Delta z + (a \Delta f + f \Delta a) \sin^2 \varphi - \Delta a \quad (2.37)$$

Dans notre étude nous supposons les paramètres du premier ellipsoïde connus et nous recherchons les paramètres du second ellipsoïde qui s'ajuste le mieux au géoïde local. Pour cette étude, on utilise l'ensemble de points GPS du réseau géodésique (figure II.4) uniformément repartis sur le territoire national. Pour chaque point P_i , on dispose des coordonnées (φ, λ, h) et de la hauteur par rapport au géoïde H_{0i} . On suppose que l'écart entre l'ellipsoïde dont les paramètres sont recherchés et le géoïde local est le plus faible possible. Au sens des moindres carrés, on a la relation suivante :

$$\sum_{i=1}^n \left[\begin{array}{l} (\cos \phi_i \cos \lambda_i \Delta x + \cos \phi_i \sin \lambda_i \Delta y + \sin \phi_i \Delta z + a \sin^2 \phi_i + a f \sin^2 \phi_i \Delta f) \\ -(f \sin^2 \phi_i - 1) \Delta a - (h_i - H_{0i}) \end{array} \right] = \min \quad (2.38)$$

Tout le détail concernant cette méthodologie est à retrouver dans Kande et al. (2016).

II.2.2.3. Différents types d'altitudes

L'altitude de façon prosaïque, exprime l'éloignement d'un objet par rapport au niveau moyen de la mer. Elle exprime également une réalité physique, l'eau s'écoulant du point d'altitude le plus élevé vers le point d'altitude le plus faible. Cette réalité physique est liée aux forces qui s'exercent sur les particules d'eau notamment les forces gravitationnelles et les forces centrifuges.

De façon générale, l'altitude est donnée par (Heiskanen et Moritz, 1967) :

$$H_M^* = \frac{C_M}{\gamma^*} = -\frac{W_M - W_A}{\gamma^*} \quad (2.39)$$

où

- M est le point où on détermine l'altitude ;
- A est un point de référence dont l'altitude est nulle par convention, par exemple un marégraphe ;
- γ^* est une fonction du seul point M qui a la dimension d'une accélération. Il définit le type d'altitude.

Il existe deux types d'altitude : les altitudes scientifiques et les altitudes usuelles (Ismail, 2016).

Les altitudes scientifiques n'expriment pas une réalité physique et sont généralement d'usage scientifique. Il s'agit de la cote géopotentielle et l'altitude dynamique.

La cote géopotentielle : c'est la différence de potentiel par rapport au géoïde. Elle est notée C_M en un point M et s'obtient lorsque $\gamma^* = 1$ à partir de l'équation (2.39). Cette altitude ne s'exprime pas en mètre mais en $m^2 s^{-2}$ ou en unités géopotentielles (en abrégées UGP) telles que :

$$1 \text{ UGP} = 10 \text{ SI} = 10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} = 10^3 \text{ Gal.m} = 10^6 \text{ mGal.m}$$

L'altitude dynamique : elle est définie lorsque la valeur de γ^* est constante et est égale à la valeur de la pesanteur normale sur l'ellipsoïde de référence à la latitude $\varphi = 45^\circ$. γ^* se calcule en utilisant la formule de Somigliana (équation 2.4). La référence théorique des altitudes dynamiques est le géoïde.

En ce qui concerne les altitudes usuelles, elles sont de deux types à savoir les altitudes orthométriques et normales.

L'altitude orthométrique : c'est l'altitude d'un point M au-dessus du géoïde, comptée le long de la ligne de force du champ de pesanteur M_0M , entre le géoïde et ce point (Heiskanen et Moritz, 1967). Elle est symbolisée par $H_{(M)}^{(0)}$ sur la figure II.11.

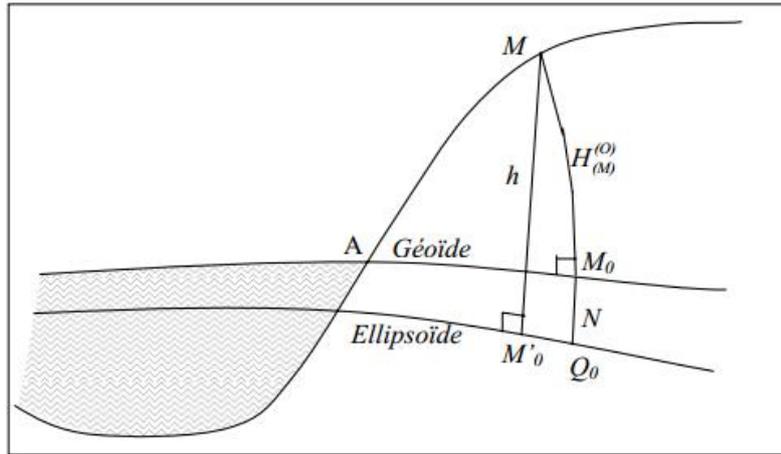


Figure II.11 : Géοide et altitude orthométrique.

Dans la définition générale de l'altitude (équation 2.39), l'altitude orthométrique correspond au cas où la valeur de γ^* correspond à la valeur moyenne de l'accélération de pesanteur réelle (g) le long de la ligne de force M_0M qui tient compte des masses internes. C'est cette définition qui explique la signification physique de l'altitude orthométrique puisqu'elle dépend de la valeur locale de pesanteur.

Elle est donnée par :

$$H_{(M)}^{(0)} = \frac{C_M}{\tilde{g}} = -\frac{W_M - W_A}{\tilde{g}} \quad (2.40)$$

\tilde{g} est la valeur moyenne de g et est donnée par :

$$\tilde{g} = \frac{1}{H_{(M)}^{(0)}} \int_{M_0M} g \cdot ds \quad (2.40-i)$$

ds est la différentielle de l'abscisse curviligne le long de la ligne de force.

Pour calculer l'altitude orthométrique en un point M, \tilde{g} doit être mesuré à l'intérieur de la topographie au point M, ce qui est une opération impossible. Ceci amène à faire des hypothèses relativement fortes sur la répartition des masses dans la terre. C'est la raison pour laquelle certains pays, comme la France, préfèrent un système d'altitudes normales au détriment du système d'altitudes orthométriques.

Pour éviter ces hypothèses dans la détermination de l'altitude orthométrique, Molodensky en 1945 (Molodensky et al., 1962) introduisit le concept d'altitude normale et des surfaces correspondantes (telluroïde et le quasi-géoïde).

L'altitude normale : l'altitude normale au point M à la surface topographique se définit comme la distance verticale Q_0Q (figure II.12) comptée le long de la ligne de force du champ normal, de l'ellipsoïde de référence (point Q_0) à la surface sphéropotentielle appelée telluroïde. Dans la théorie de Molodensky, le telluroïde est considéré comme la surface où le potentiel normal U en tout point Q de cette surface est égal au potentiel réel W en tout point M de la surface topographique suivant la normale à l'ellipsoïde.

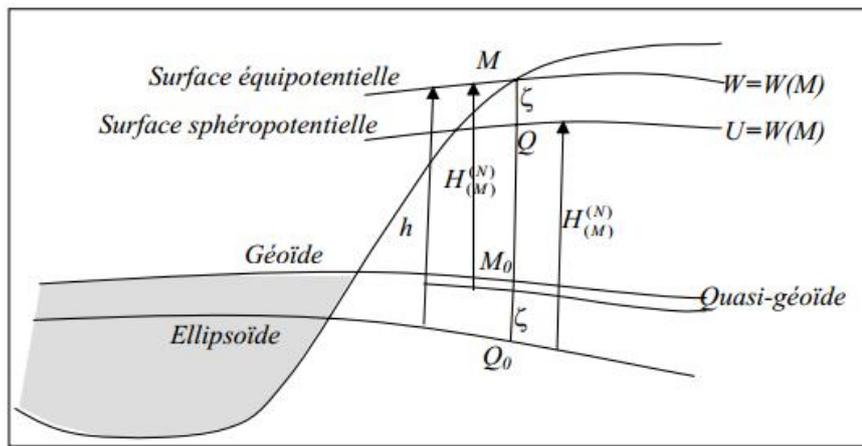


Figure II.12 : Altitude normale Q_0Q , anomalie d'altitude ζ et Quasi-géoïde.

L'altitude normale est aussi la hauteur de tout M de la surface topographique au-dessus d'une surface arbitraire appelée quasi-géoïde. C'est une surface d'altitude normale nulle.

L'arc de ligne de force compris entre Q et M est l'anomalie d'altitude ζ .

Lorsque la valeur de γ^* dans la définition générale de l'altitude (équation 2.39) correspond à la valeur moyenne de l'accélération de pesanteur normale suivant la ligne de force reliant le point Q sur le telluroïde (surface sphéropotentielle) et l'ellipsoïde de référence, l'altitude correspondante est **l'altitude normale**. Elle est donnée par :

$$H_{(M)}^{(N)} = \frac{C_M}{\tilde{\gamma}} = -\frac{U_Q - U_{Q_0}}{\tilde{\gamma}} = -\frac{W_M - W_{M_0}}{\tilde{\gamma}} \quad (2.41)$$

$\tilde{\gamma}$ est l'accélération normale moyenne entre Q et Q_0 et est donnée par $\tilde{\gamma} = \frac{1}{Q_0Q} \int_{Q_0}^Q \gamma \cdot ds$. (2.41-i)

Il est plus facile de déterminer $\tilde{\gamma}$ que \tilde{g} puisque $\tilde{\gamma}$ se calcule à partir d'un modèle connu (Heiskanen et Moritz, 1967).

Dans la pratique, on utilise la formule suivante :

$$H_{(M)}^{(N)} = \frac{C_M}{\gamma_0} \left[1 + (1 - f + m_G - 2f \sin^2 \varphi) \frac{C_M}{a\gamma_0} + \left(\frac{C_M}{a\gamma_0} \right)^2 \right] \quad (2.42)$$

où γ_0 est donnée par la formule de Somigliana (équation 2.4) ; f et m_G sont respectivement l'aplatissement et le paramètre géodésique donnés à l'équation (2.26).

II.2.2.4. Relation entre les différentes altitudes usuelles

Il s'agit ici de clarifier la relation entre les altitudes orthométriques et normales qui sont les altitudes usuelles. L'altitude orthométrique est la hauteur d'un point au-dessus du géoïde tandis que l'altitude normale représente la hauteur d'un point au-dessus du quasi-géoïde ou la hauteur du telluroïde au-dessus de l'ellipsoïde.

En négligeant la courbure de la ligne de force, l'altitude orthométrique $H_{(M)}^{(0)}$ est liée au millimètre près à la hauteur ellipsoïdale h (figure II.11) par :

$$h \approx H_{(M)}^{(0)} + N \quad (2.43)$$

où N est la hauteur du géoïde au-dessus de l'ellipsoïde.

De même, en confondant la normale à l'ellipsoïde et la ligne de force du champ de pesanteur normale, l'altitude normale est liée au millimètre près à la hauteur ellipsoïdale h (figure 2.14) par :

$$h \approx H_{(M)}^{(N)} + \zeta \quad (2.43i)$$

Ainsi, l'altitude orthométrique et l'altitude normale sont liées par la relation :

$$H_{(M)}^{(N)} - H_{(M)}^{(0)} = N - \zeta = \frac{\tilde{g} - \tilde{\gamma}}{\tilde{\gamma}} H_{(M)}^{(0)} = \frac{\Delta g_B}{\tilde{\gamma}} H_{(M)}^{(0)} \quad (2.44)$$

où Δg_B représente l'anomalie de Bouguer simple et $\tilde{\gamma}$ la pesanteur normale moyenne.

II.2.2.5. Type d'altitude adopté pour le Cameroun

Il est important de choisir la surface de référence des altitudes la mieux indiquée pour le Cameroun parmi les surfaces usuelles (géoïde, quasi-géoïde) correspondantes aux différentes altitudes usuelles (altitude orthométrique et altitude normale respectivement). Les altitudes ont longtemps été déterminées au Cameroun dans un système établi par rapport au niveau moyen de la mer (Nivellement général de l'Afrique Centrale) dont l'origine est le marégraphe de « Brillé » de Pointe Noire au Congo. Ainsi, la surface de référence basée sur le géoïde qui correspond d'ailleurs au niveau moyen de la mer prolongée sur le continent est adoptée comme surface des altitudes au Cameroun. En choisissant l'altitude normale, elle viendra perturber les altitudes des utilisateurs.

II.2.2.6. Détermination des altitudes par nivellement GNSS

Les altitudes ont jadis été déterminées au Cameroun par nivellement direct (géométrique ou trigonométrique), à partir d'un point d'altitude de référence connue et de proche en proche. Même si cette technique est très précise, elle ne répond pas aux besoins de travaux de grande envergure à cause de la propagation des erreurs et des délais impartis à la mise en place de longs cheminements. A cette technique traditionnelle de nivellement, s'est substituée une nouvelle technique, basée sur l'utilisation du système GNSS, plus évoluée. Elle permet de s'affranchir de toutes les contraintes classiques, et offre en plus des avantages techniques un gain en temps, en précision et en coût considérable.

Le principe du nivellement GNSS consiste à capter à partir d'un récepteur GPS les signaux satellitaires GNSS qui fournissent la hauteur ellipsoïdale h en un point donné. Connaissant la hauteur du géoïde N au-dessus de l'ellipsoïde en ce point, on en déduit l'altitude orthométrique H suivant l'équation :

$$H = h - N \quad (2.45)$$

Les quantités h et N sont exprimées dans le même système de référence. L'équation (2.45) suppose qu'en chaque point, la normale et la verticale au géoïde sont confondues (déviation verticale nulle) d'une part et la courbure de la ligne de champ et de la normale négligeables.

Dans la pratique, la relation (2.45) n'est qu'une approximation à cause de plusieurs facteurs dont les plus importants sont :

- Les erreurs aléatoires dans les mesures de h, H et N ;
- Les inconsistances des datums inhérents aux différents types d'altitudes ;
- Les hypothèses et les approximations théoriques introduites dans le traitement des données observées ; etc...

Pour corriger ces erreurs, on utilise un modèle paramétrique pour ajuster le modèle de géoïde sur les points GPS nivelés. C'est ce modèle de géoïde ajusté qui est intégré dans le GPS et utilisé pour déterminer les altitudes orthométriques.

Concrètement, la détermination de l'ondulation du géoïde N en un point se fait par interpolation bilinéaire dans la grille du modèle de géoïde ajustée à partir d'un programme informatique que nous avons élaboré dans le langage Fortran 95 à cet effet.

A partir de la latitude et la longitude d'un point M, le programme interpole l'ondulation N_M en M (situé entre les nœuds 1, 2, 3 et 4) selon le schéma ci-dessous (figure II.13).

2			4
	1-y	M	
	y		
1	x	1-x	3

Figure II.13 : Maille élémentaire interpolation.

L'ondulation interpolée N_M au point M est donnée par (Kamguia et al., 2008) :

$$N_M = (1-x)(1-y)N_1 + (1-x)yN_2 + x(1-y)N_3 + xyN_4 \quad (2.46)$$

où $x = \frac{\lambda_M - \lambda_1}{\lambda_3 - \lambda_1}$; $y = \frac{\varphi_M - \varphi_1}{\varphi_2 - \varphi_1}$; N_1, N_2, N_3, N_4 sont les ondulations aux points 1, 2, 3, 4

respectivement.

II.2.3. Géoïde gravimétrique par la méthode de collocation rapide

La technique de collocation rapide est largement utilisée dans la détermination du géoïde gravimétrique lorsque les données de divers types sont utilisées (modèle géopotential global, modèle numérique de terrain, données gravimétriques, des données GPS/nivelés, etc...). Elle permet de combiner ces différents types de données afin d'obtenir un modèle

physique, mathématique et statistique unique et cohérent. Avec l'avènement d'un grand nombre de données hétérogènes qui entrent dans le calcul du géoïde, cette théorie est de plus en plus acceptée comme méthodologie standard pour la modélisation du modèle de géoïde gravimétrique. Cette technique étant implémentée dans le cadre de ce travail, son fondement mérite d'être exploré.

II.2.3.1. Théorie fondamentale de la collocation

La collocation est une méthode statistique d'estimation optimale appliquée dans les problèmes de modélisation du champ de pesanteur terrestre (Heiskanen et Moritz, 1967; Moritz, 1980; Sansò, 2013b). Dans le cas d'espèce (modélisation du champ de pesanteur) les observations gravimétriques sont considérées comme une réalisation quasi-stationnaire et un processus stochastique ergodique (Moritz, 1980).

La théorie mathématique de la collocation est basée sur l'analyse des fonctions du noyau reproducteur dans l'espace de Hilbert qui correspond à la fonction de covariance locale. Cette notion selon le principe des moindres carrés fut introduite en géodésie physique par Moritz en 1980 et la représentation du potentiel perturbateur utilisant les fonctions du noyau reproducteur dans l'espace de Hilbert par Krarup en 1969. Le noyau reproducteur est une fonction de deux points P et Q (figure II.14) et est donné par (Tscherning, 2008) :

$$K(P, Q) = \sum_{n=2}^{\infty} (2n+1) a^2 \sigma_n \sum_{m=-n}^n Y_{nm}(P) Y_{nm}(Q) = \sum_{n=2}^{\infty} \sigma_n \left(\frac{a^2}{rr'} \right)^{n+1} P_n(\cos \psi) \quad (2.47)$$

où ψ , P_n , σ_n sont respectivement la distance sphérique entre P et Q, les polynômes de Legendre et les degrés-variances du potentiel.

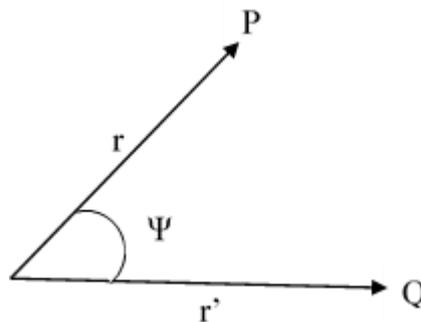


Figure II.14 : Distance sphérique entre les points P et Q.

Le modèle mathématique généralisé de la collocation selon le principe des moindres carrés en géodésie est donné (Moritz, 1980 ; Tziavos, 2014) par :

$$l = AX + t + n \quad (2.48)$$

où :

- l est un vecteur de taille $(k \times 1)$ contenant les observations ;
- A est une matrice de taille $(k \times q)$ d'opération linéaire ;
- X est un vecteur de paramètres inconnus, de taille $(q \times 1)$;
- t est un vecteur de signal des observations liées au champ de pesanteur terrestre et de taille $(k \times 1)$;
- n est un vecteur des erreurs de mesure (bruit) de taille $(k \times 1)$.

La figure (II.15) illustre le principe du modèle mathématique. Le terme AX représente une courbe régulière. Le problème consiste à déterminer la courbe $AX + t$ en utilisant les observations discrètes l qui sont affectées par les erreurs (bruit) n .

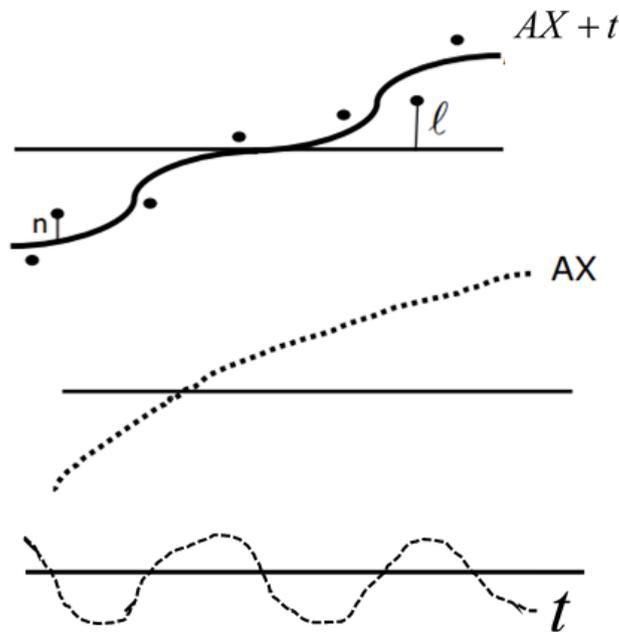


Figure II.15: Principe du modèle mathématique généralisé.

Le modèle paramétrique de la collocation par moindres carrés combine ainsi :

- ✓ **L'ajustement** pour déterminer les paramètres inconnus contenus dans le vecteur X ;

- ✓ **La prédiction** pour prédire le signal t aux points autres que les points effectivement observés ;
- ✓ **Le filtrage** pour éliminer le bruit contenu dans les observations.

Lorsque les observations l sont des fonctions d'anomalies gravimétriques dans un processus stochastique ergodique (les observations l sont des grandeurs aléatoires de valeur moyenne nulle), on parle de collocation par moindres carrés sans paramètres (El-Fiky et al., 1997). Le modèle non-paramétrique est ainsi donné par l'équation suivante :

$$l = t + n \quad (2.49)$$

L'estimateur \hat{S} par moindres carrés du signal t s'écrit:

$$\hat{S} = C_{st} (C_{tt} + C_{nn})^{-1} l = C_{st} (C_{ll})^{-1} l \quad (2.50)$$

où :

- C_{st} est la matrice des covariances croisées entre les observations l et le signal prédit t ;
- C_{tt} est la matrice auto-covariance entre les différentes composantes du signal t ;
- C_{nn} est la matrice auto-covariance du bruit n qui est une matrice diagonale dans la pratique;
- C_{ll} est la matrice auto-covariance des observations l .

La matrice de covariance de l'erreur du signal prédit E_{ss} est donnée par (Heiskanen et Moritz, 1967; El-Fiky et al., 1997 ; Tziavos, 2014) :

$$E_{ss} = C_{ss} - C_{st} (C_{tt} + C_{nn})^{-1} C_{ts} = C_{ss} - C_{st} (C_{ll})^{-1} C_{ts} \quad (2.51)$$

où C_{ss} la matrice auto-covariance signal prédit t .

N.B : t et n sont liés au champ de pesanteur terrestre et sont une fonction linéaire du potentiel perturbateur T .

Ainsi, C_{st} , C_{tt} , C_{nn} , C_{ss} peuvent être obtenues à partir de la fonction de covariance du potentiel perturbateur dans l'espace de Hilbert (Heiskanen et Moritz, 1967).

II.2.3.2. Prédiction des données géodésiques par la collocation

A partir d'observations géodésiques (mesures gravimétriques, GPS, déviation verticale, etc...), qui ne sont pas nécessairement réparties de façon régulière dans la zone d'investigation, on est parfois obligé d'estimer d'autres valeurs en d'autres points de l'espace à partir d'un échantillon d'observations. On parle d'estimation ou de prédiction. Pour cela, la technique de collocation par les moindres carrés est parfois appliquée.

Considérons $\Delta g = [\Delta g_1 \ \Delta g_2 \ \dots \ \Delta g_q]^T$ le vecteur des anomalies gravimétriques aux points d'observation P_i , et $\tilde{\Delta g}_p$ la valeur prédite d'anomalie gravimétrique en un point P.

La valeur prédite $\tilde{\Delta g}_p$ par la collocation par les moindres carrés est donnée par :

$$\tilde{\Delta g}_p = [C_{p_1} \ C_{p_2} \ \dots \ C_{p_q}] \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & \dots & C_{1q} \\ C_{21} & C_{22} & \dots & C_{2q} \\ \cdot & \cdot & & \cdot \\ \cdot & \cdot & & \cdot \\ \cdot & \cdot & & \cdot \\ C_{q1} & C_{q2} & \dots & C_{qq} \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} \Delta g_1 \\ \Delta g_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \Delta g_q \end{bmatrix}^T \quad (2.52)$$

où $C_{ij} = C(\Delta g_i, \Delta g_j)$ et $C_{p_i} = C(\Delta g_p, \Delta g_i)$. C_{p_i} et C_{ij} sont des fonctions de covariance croisées qui sont à déterminer à partir de la fonction de covariance du potentiel perturbateur. L'équation (2.52) permet de résoudre le problème d'interpolation ou d'extrapolation par les moindres carrés d'observations géodésiques et toutes autres géoréférencées (Heiskanen et Moritz, 1967).

II.2.3.3. Fonction de covariance

Le point clé de la méthode de collocation est le concept de la corrélation spatiale des observations qui est décrit par la fonction de covariance. De plus, que ce soit la prédiction ou l'ajustement, l'application de la collocation par les moindres carrés nécessite aussi les fonctions de covariance.

Soient $T(P)$ et $T(Q)$, les potentiels perturbateurs respectivement aux points $P(\theta, \lambda)$ et $Q(\theta', \lambda')$ séparés par la distance sphérique ψ .

En supposant le potentiel perturbateur T harmonique et isotrope, sa fonction de covariance appelée fonction de covariance de base est donnée par (Moritz, 1980) :

$$K(P, Q) = K(\psi) = M \{T(P), T(Q)\} = \frac{1}{8\pi^2} \int_{\lambda=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi} \int_{\alpha=0}^{2\pi} T(\theta, \lambda) T(\theta', \lambda') \sin \theta d\theta d\lambda d\alpha \quad (2.53)$$

où

$M \{ \square \}$ est l'opérateur de l'espérance mathématique ;

ψ est défini tel que $\cos \psi = \cos \theta \cos \theta' + \sin \theta \sin \theta' \cos(\lambda' - \lambda)$.

La fonction de covariance de base est une fonction isotrope donc dépend uniquement de la distance sphérique entre les deux points P et Q . Son expression en harmoniques sphériques est donnée par :

$$K(\psi) = \sum_{n=2}^{\infty} K_n \left(\frac{R_B^2}{r_P r_Q} \right)^{n+1} P_n(\cos \psi) \quad (2.54)$$

K_n est le degré-variance du potentiel perturbateur T . Il est donné par l'équation (2.54-i) :

$$K_n = \sum_{m=0}^n (\bar{a}_{nm}^2 + \bar{b}_{nm}^2) \quad (2.54-i)$$

\bar{a}_{nm} et \bar{b}_{nm} sont les coefficients harmoniques normalisés du potentiel perturbateur ;

R_B est le rayon de la sphère de Bjerhammar (détails dans Bjerhammar, 1975) ;

r_P et r_Q sont les rayons vecteurs des points P et Q respectivement.

Les fonctions de covariance de toutes les quantités géodésiques ($\Delta g, \delta g, N$ ou ξ), linéairement dépendantes du potentiel perturbateur (T), se déduisent de la fonction de covariance de base (équation 2.54) en utilisant la loi de propagation de covariance.

Soient L_i^P et L_j^Q deux opérateurs linéaires agissant respectivement aux points P et Q .

L_i et L_j deux quantités géodésiques définies par :

$$L_i = L_i^P T(P) \text{ et } L_j = L_j^Q T(Q) \quad (2.55)$$

La fonction de covariance de L est donnée par :

$$C_{L_i L_j}(P, Q) = M[L_i, L_j] = M[L_i^P T(P), L_j^Q T(Q)] = L_i^P L_j^Q M[T(P), T(Q)] = L_i^P L_j^Q K(P, Q) \quad (2.56)$$

Considérons L comme l'anomalie gravimétrique Δg . L'opérateur linéaire $L_{\Delta g}^P$ qui lui est associé vérifie l'équation fondamentale de la géodésie physique (équation 2.30) :

$$\Delta g(P) = -\frac{\partial T(P)}{\partial r} - 2\frac{T(P)}{r(P)} = L_{\Delta g}^P(T) \quad (2.57)$$

En appliquant $L_{\Delta g}^P$ sur la fonction de covariance de base $K(P, Q)$, on a :

$$\begin{aligned} L_{\Delta g}^P K(\psi) &= L_{\Delta g}^P \left[\sum_{n=2}^{\infty} K_n \left(\frac{R_B^2}{r_p r_Q} \right)^{n+1} P_n(\cos \psi) \right] = -\frac{\partial K(P, Q)}{\partial r_p} - 2\frac{K(P, Q)}{r(P)} \\ &= \frac{1}{r_p} \sum_{n=2}^{\infty} K_n (n-1) \left(\frac{R_B^2}{r_p r_Q} \right)^{n+1} P_n(\cos \psi) \end{aligned} \quad (2.58)$$

$$\begin{aligned} C_{\Delta g, \Delta g}(P, Q) &= L_{\Delta g}^P L_{\Delta g}^Q K(P, Q) = \frac{1}{r_p r_Q} \sum_{n=2}^{\infty} K_n (n-1)^2 \left(\frac{R_B^2}{r_p r_Q} \right)^{n+1} P_n(\cos \psi) \\ C_{\Delta g, \Delta g}(P, Q) &= \sum_{n=2}^{\infty} C_n \left(\frac{R_B^2}{r_p r_Q} \right)^{n+1} P_n(\cos \psi) \end{aligned} \quad (2.59)$$

C_n est le degré-variance de l'anomalie gravimétrique Δg et est donné par :

$$C_n = \frac{(n-1)^2}{r_p r_Q} \sum_{m=0}^n (\bar{a}_{nm}^2 + \bar{b}_{nm}^2) = \left(\frac{n-1}{R} \right)^2 \sum_{m=0}^n (\bar{a}_{nm}^2 + \bar{b}_{nm}^2) \quad (2.60)$$

avec $r_p = r_Q = R$ à la surface terrestre.

La détermination de la fonction de covariance pour le potentiel perturbateur ou des données gravimétriques devrait être précédée par le calcul de degré-variances K_n et C_n . Le calcul de ces degré-variances est très lourd d'autant plus qu'on est appelé à calculer la somme des séries infinies. Pour pallier à cette situation, ces degré-variances peuvent être remplacés par les modèles mathématiques.

Il est à noter que les équations (2.53) et (2.54) sont par définition la fonction de covariance globale qui décrit les caractéristiques globales du champ de pesanteur terrestre. En pratique, l'utilisation de la méthode de collocation dans la modélisation du géoïde/quasi-

géoïde s'applique généralement à l'échelle locale. Ainsi, la fonction de covariance locale devrait être utilisée pour mieux décrire les caractéristiques locales du champ de pesanteur dans la région d'étude.

II.2.3.4. Fonction de covariance empirique et paramètres d'ajustement

Dans la méthode de collocation, la meilleure approximation par les moindres carrés du champ de pesanteur réel s'obtient lorsque dans le calcul, la fonction de covariance empirique locale est utilisée (Knudsen, 1987). Dans les applications géodésiques locales, la fonction de covariance proposée par Knudsen (1987) est généralement utilisée. Elle est donnée par :

$$K(P, Q) = K(\psi) = \beta \sum_{n=2}^{N^g} e_n^2 \left(\frac{R_B^2}{r_P r_Q} \right)^{n+1} P_n(\cos \psi) + \sum_{n=N^g+1}^{\infty} \sigma_n^2 \left(\frac{R_B^2}{r_P r_Q} \right)^{n+1} P_n(\cos \psi) \quad (2.61)$$

r_P et r_Q sont les rayons vecteurs des points P et Q respectivement ;

σ_n^2 et e_n^2 sont respectivement les degré-variances et les erreurs de degré-variances ;

N^g et β sont respectivement le degré et ordre du modèle géopotential global et le facteur d'échelle à déterminer.

Le modèle de covariance donné à l'équation de (2.61) contient deux parties. La première partie vient des erreurs de commission du modèle géopotential global éliminées des observations. Elle est donnée en termes de sommation des erreurs de degré-variance e_n^2 jusqu'au degré et ordre N^g du modèle de champ éliminé dans la phase de retrait du processus retrait-restauration. σ_n^2 sont calculés par la sommation des degré-variances estimés à partir des coefficients du modèle harmonique sphérique $\sigma_n^2(C_{nm})$ et $\sigma_n^2(S_{nm})$ définies par (Pavlis et al., 2012):

$$\sigma_n^2 = \sum_{m=0}^n [\sigma_n^2(C_{nm}) + \sigma_n^2(S_{nm})] \quad (2.62)$$

σ_n^2 est lié à la partie résiduelle du signal gravimétrique lorsque les grandes longueurs d'onde issues du modèle champ sont éliminées. σ_n^2 étant la sommation des séries infinies, on

adopte dans la pratique le modèle mathématique de degré-variance proposé par Tscherning et Rapp (1974).

Elle est donnée par :

$$\sigma_n^2 = \frac{A}{(n-1)(n-2)(n+B)} \quad (2.63)$$

où A et B sont les constantes à déterminer.

De façon concrète, on modélise la fonction de covariance locale définie à l'équation (2.61) par l'ajustement de la fonction de covariance déterminée à partir des valeurs empiriques à travers ces trois paramètres essentiels (la variance C_0 , la distance de corrélation ξ et le paramètre de courbure χ). On détermine ainsi les paramètres A, B et β du modèle mathématique de la fonction de covariance locale à utiliser.

Les paramètres essentiels de la fonction de covariance empirique locale sont définis dans la figure II.16 suivante (Tziavos, 2014) :

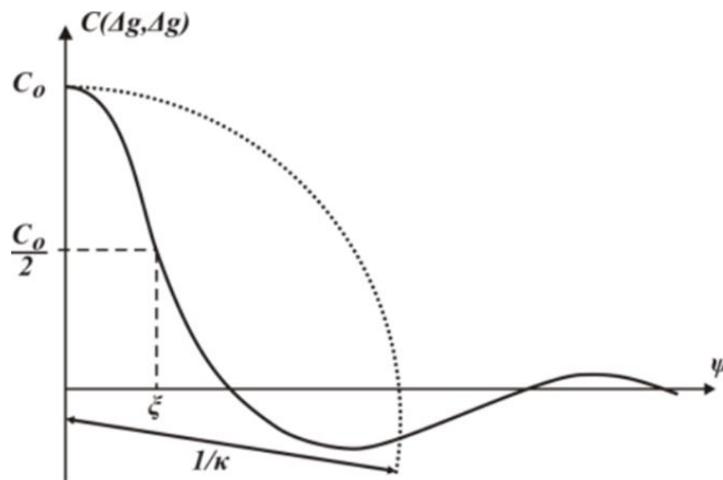


Figure II.16: Paramètres essentiels d'une fonction de covariance empirique locale.

- **la variance C_0** : c'est la valeur de la fonction de covariance $C(\psi)$ lorsque la distance sphérique ψ entre deux points P et Q vaut zéro : $C_0 = C(0)$
- **la distance de corrélation ξ** : c'est la valeur de l'argument ψ pour laquelle la fonction de covariance $C(\psi)$ est égale à la moitié de sa valeur à $\psi = 0$: $C(\xi) = \frac{1}{2}C_0$;

- **paramètre de courbure χ** : c'est une quantité sans dimension liée à la courbure \mathcal{K} de

la fonction de covariance à $\psi = 0$ par $\chi = \frac{\mathcal{K}\xi^2}{C_0}$.

II.2.3.5. Avantages et limites de validité de la méthode de collocation

La collocation par les moindres carrés présente les propriétés théoriques très intéressantes pour la modélisation du géoïde/quasi-géoïde. En effet :

- Plusieurs types de mesures peuvent être mélangés dans un même traitement pour estimer toute fonction dépendante du potentiel perturbateur T (en particulier $\Delta g, N$) ;
- Il est possible avec cette méthode de déterminer plusieurs types de paramètres du champ perturbateur dans un même traitement ;
- Une estimation des variances des paramètres est aussi possible ;
- Aucune réduction des données n'est exigée avec cette méthode ;
- La collocation est un interpolateur optimal qui permet d'ajuster les données à partir de la fonction de covariance empirique estimée.

Cependant, l'application de cette méthode outre les conditions à remplir, présente des limites.

Au rang des conditions à remplir, on note :

- L'hypothèse d'harmonie du champ perturbateur doit être respectée ;
- Les observations géodésiques sont considérées quasi-stationnaires et dans un processus stochastique ergodique ;
- L'hypothèse d'isotropie doit être respectée (l'erreur et le signal sont considérés comme des processus indépendants).

De plus, la principale limite de la méthode de collocation par les moindres carrés est le volume de calculs numériques. En effet, elle est basée sur la solution des systèmes d'équations linéaires très larges constituée des séries infinies qui nécessitent un temps de calcul très important et des ressources informatiques adéquates.

II.2.3.6. Collocation rapide

La principale limite de la méthode de collocation par les moindres carrés réside dans les calculs numériques. Pour pallier à cette situation, Bottoni et Barzaghi (1993) ont proposé une nouvelle méthode basée sur la modification de la technique de collocation par les moindres carrés. Il s'agit de la collocation rapide. Cette méthode suppose que les données à l'entrée sont sous forme d'une grille régulière et homogène. Ceci implique une structure particulière de la matrice de covariance qui permet ainsi un calcul rapide de la solution de collocation avec une grosse base de données en un laps de temps. Cette structure particulière s'appelle structure Toeplitz/Toeplitz (Bottoni et Barzaghi, 1993). Une matrice Toeplitz est une matrice dont les coefficients sur une diagonale descendante de gauche à droite sont les mêmes. L'exemple est indiqué par la matrice T suivante :

$$T = \begin{bmatrix} t_0 & t_1 & t_2 & \cdots & t_{n-1} \\ t_{-1} & t_0 & t_1 & & \\ t_{-2} & t_{-1} & t_0 & & \vdots \\ \vdots & & & \ddots & \\ t_{-(n-1)} & & & \cdots & t_0 \end{bmatrix}$$

Considérons maintenant une grille rectangulaire (x, y) de données. La fonction de covariance $C(P, Q)$ associée à cette grille ne dépend que de la distance plane d_{PQ} entre les points P et Q. Elle est donnée par

$$C(P, Q) = C(|P - Q|) = C(d_{PQ}) \quad (2.64)$$

Pour mieux comprendre le principe de la collocation rapide, considérons une grille de 3x3 éléments comme nous indique la figure (II.17) où les nœuds sont numérotés de façon croissante de la gauche vers la droite suivant l'axe X et du bas vers le haut suivant l'axe Y (Bottoni et Barzaghi, 1993).

La matrice de covariance C calculée en utilisant l'équation (2.64) est une matrice de Toeplitz symétrique dont chaque élément est à son tour une matrice de Toeplitz symétrique de 3x3 éléments.

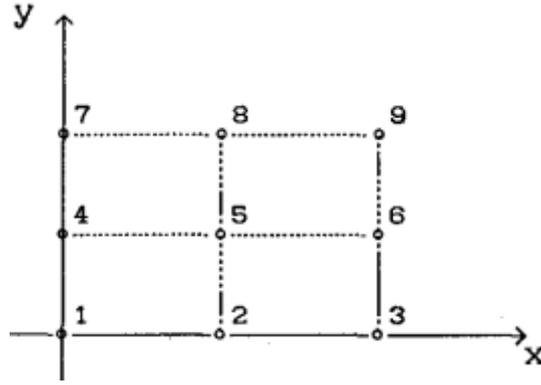


Figure II.17: Grille plane (Bottoni et Barzaghi, 1993).

La matrice C s'écrit sous la forme suivante :

$$C = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} \\ & C_{22} & C_{23} \\ sym & & C_{33} \end{bmatrix} \quad (2.65)$$

Chaque élément de la diagonale s'écrit :

$$C_{11} = \begin{bmatrix} C(d_{11}) & C(d_{12}) & C(d_{13}) \\ C(d_{21}) & C(d_{22}) & C(d_{23}) \\ C(d_{31}) & C(d_{32}) & C(d_{33}) \end{bmatrix} \quad C_{22} = \begin{bmatrix} C(d_{44}) & C(d_{45}) & C(d_{46}) \\ C(d_{54}) & C(d_{55}) & C(d_{56}) \\ C(d_{64}) & C(d_{65}) & C(d_{66}) \end{bmatrix} \quad C_{33} = \begin{bmatrix} C(d_{77}) & C(d_{78}) & C(d_{79}) \\ C(d_{87}) & C(d_{88}) & C(d_{89}) \\ C(d_{97}) & C(d_{98}) & C(d_{99}) \end{bmatrix}$$

Puisque $C(d_{ij}) = C(d_{ji})$, $d_{jj} = 0$ et $d_{i+1,j+1} = d_{ij}$, chacune des matrices C_{11} , C_{22} et C_{33} est une matrice de Toeplitz symétrique. De plus, tenant compte des propriétés de la fonction de covariance (équation 2.64), on a (Bottoni et Barzaghi, 1993) :

$$C_{11} = C_{22} = C_{33} = C_0 \quad (2.66)$$

De même considérons deux éléments non diagonaux C_{12} et C_{23} de la matrice C . Ils sont donnés par :

$$C_{12} = \begin{bmatrix} C(d_{14}) & C(d_{15}) & C(d_{16}) \\ C(d_{24}) & C(d_{25}) & C(d_{26}) \\ C(d_{34}) & C(d_{35}) & C(d_{36}) \end{bmatrix} \quad C_{23} = \begin{bmatrix} C(d_{47}) & C(d_{48}) & C(d_{49}) \\ C(d_{57}) & C(d_{58}) & C(d_{59}) \\ C(d_{67}) & C(d_{68}) & C(d_{69}) \end{bmatrix}$$

C_{12} est aussi une matrice de Toeplitz symétrique puisque les distances $d_{j,j+1}$ $j = 1, \dots, 3$ sont égales à la distance entre les éléments de la première et de la deuxième ligne. Les éléments diagonaux sont aussi égaux, de plus, $d_{ij} = d_{ji}$ et $d_{15} = d_{26}$. Les mêmes relations peuvent être établies pour C_{23} . Par conséquent, on peut écrire $C_{12} = C_{23} = C_1$ (Bottoni et Barzaghi, 1993).

Pour terminer, C_{13} décrit la corrélation entre les éléments de la première et de la troisième ligne et le même raisonnement effectué pour C_{12} et C_{23} est valable pour C_{13} . Ainsi, C_{13} est aussi une matrice de Toeplitz symétrique et $C_{13} = C_2$.

La matrice C peut se réécrire sous la forme suivante (Bottoni et Barzaghi, 1993 ; Guimarães, 2013) :

$$C = \begin{bmatrix} C_0 & C_1 & C_2 \\ & C_0 & C_1 \\ sym & & C_0 \end{bmatrix} \quad (2.67)$$

La réduction de l'espace de stockage de la matrice de covariance C est une conséquence de la structure Toeplitz/Toeplitz. Lorsque seulement la première ligne de cette matrice est stockée, les éléments de la première peuvent être calculés puisqu'elle est une matrice de Toeplitz symétrique. Ensuite, les autres éléments de C peuvent être déduits en utilisant la structure Toeplitz/Toeplitz.

Tout le développement présenté jusqu'ici concernant la collocation rapide se réfère à une grille rectangulaire (x, y) et la fonction de covariance ne dépend que de la distance plane d_{PQ} entre les points P et Q.

Cependant, lorsque les données sont stockées sous forme d'une grille géographique régulière (φ, λ) , la fonction de covariance $C(\psi)$ dépend de la distance sphérique ψ . Dans ce cas de figure, la distance plane d_{PQ} est remplacée par la distance sphérique ψ et la fonction de covariance n'est plus la même chose que celle décrite dans le cas de la grille rectangulaire. Seule la structure Toeplitz/Toeplitz est préservée.

De toutes les façons, la collocation rapide repose sur le système d'équations suivant :

$$\left(C_{\Delta g \Delta g} + \sigma_{n_{\Delta g}}^2 I \right) s = (\Delta g + n_{\Delta g}) \quad (2.68)$$

où

$C_{\Delta g \Delta g}$ est la matrice de Toeplitz d'autocovariance de l'anomalie gravimétrique Δg ;

$\sigma_{n_{\Delta g}}^2$ est le modèle mathématique de degré-variance (équation 2.63) ;

$n_{\Delta g}$ est la matrice de bruit ;

S est la matrice inconnue du signal à déterminer.

Pour résoudre le système Toeplitz/Toeplitz donné par l'équation (2.68), plusieurs outils numériques ont été proposés. L'algorithme proposé par Bottoni et Barzaghi (1993) basé sur une application synergique de la transformée de Fourier rapide et de la méthode du gradient conjugué est utilisé dans cette étude. La transformée de Fourier rapide utilisée permet d'accélérer le processus numérique lors des calculs.

II.2.3.7. Décomposition spectrale : Technique de retrait-restauration

La détermination du géoïde en utilisant la formule de Stokes (équation 2.32), nécessite théoriquement la connaissance des anomalies de pesanteur en chaque point du globe et réduites au niveau du géoïde. De plus, il faudrait qu'il n'y ait pas de masses (topographique et atmosphérique) au-dessus du géoïde pour respecter l'hypothèse d'harmonicité du potentiel perturbateur, ce qui équivaut à une absence de la topographie. Dans la pratique, il est impossible d'accéder aux données gravimétriques en tous les points de la terre. Même si cela avait été possible, les moyens informatiques de calcul à partir de cette grosse base de données ne le permettraient pas et la précision attendue ne le justifierait pas (Kamguia, 2005). Aussi, il n'est pas évident de déplacer les masses topographiques et atmosphériques au-dessus du géoïde. Pour s'affranchir de ces inconvénients dans l'application de la formule de Stokes, la technique de Retrait-Restauration (Remove-Restore en anglais) est utilisée dans ces travaux. Cette technique considère que l'ondulation du géoïde N ou le quasi-géoïde ξ est décomposable en trois bandes spectrales (figure II.18). Il s'agit :

- des grandes longueurs d'onde N_{reg} ou ξ_{reg} issues des modèles de champ obtenus à partir des données satellitaires ;
- des moyennes longueurs d'onde N_{res} ou ξ_{res} fournies par les données gravimétriques terrestres et marines ;

- des courtes longueurs d'ondes N_{topo} ou ξ_{topo} obtenues à partir des informations topographiques issues des MNT.

Ainsi, on a :

$$\begin{cases} N = N_{reg} + N_{res} + N_{topo} \\ \xi = \xi_{reg} + \xi_{res} + \xi_{topo} \end{cases} \quad (2.69)$$

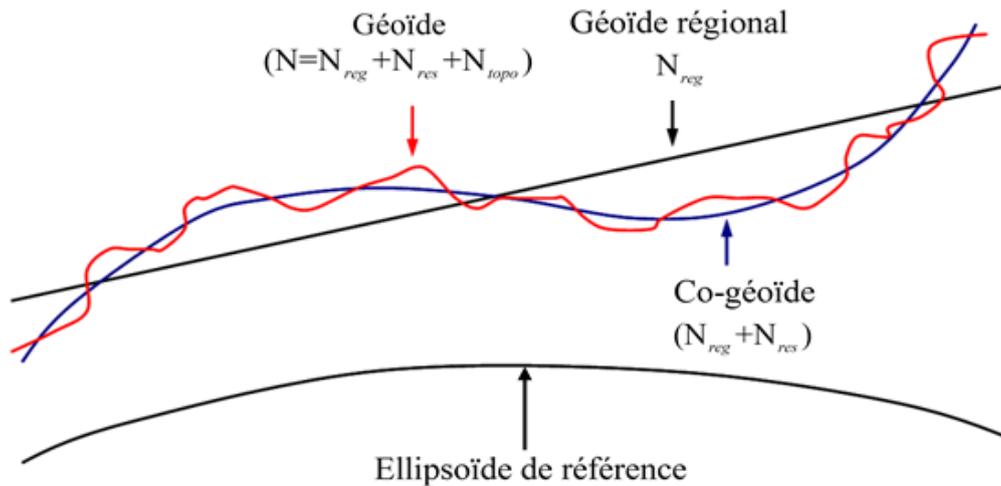


Figure II.18: Décomposition spectrale du géoïde local (Modifié de Schwartz et al., 1987 ; Kamguia, 2005).

Son principe consiste à retirer des anomalies gravimétriques Δg leurs contenus de grandes longueurs d'onde Δg_{reg} et de courtes longueurs d'onde Δg_{topo} pour obtenir des anomalies résiduelles Δg_{res} données par :

$$\Delta g_{res} = \Delta g - \Delta g_{reg} - \Delta g_{topo} \quad (2.70)$$

Ces anomalies résiduelles sont ensuite interpolées vers une grille régulière puis l'application de la méthode de collocation rapide permet de calculer les anomalies du géoïde ou d'altitude résiduelles. Enfin, les anomalies du géoïde ou d'altitude issues de la topographie et du modèle global sont ajoutées à celles résiduelles pour avoir les hauteurs du géoïde ou du quasi-géoïde.

II.2.3.8. Traitement des masses topographiques : Méthode de terrain résiduel (RTM)

Il existe plusieurs méthodes de traitement de masse topographique parmi lesquelles la méthode de terrain résiduel. Cette méthode introduite par Forsberg (1984) minimise au mieux l'effet indirect de la topographique sur le géoïde ou le quasi-géoïde. Le terrain résiduel représente la différence entre la surface topographique réelle et une surface moyenne lisse de référence appelée terrain filtré. Les masses topographiques qui se trouvent au-dessus de ce terrain filtré sont retirées, les masses au-dessous de ce terrain sont remplies. Le principe est illustré dans la figure (II.19).

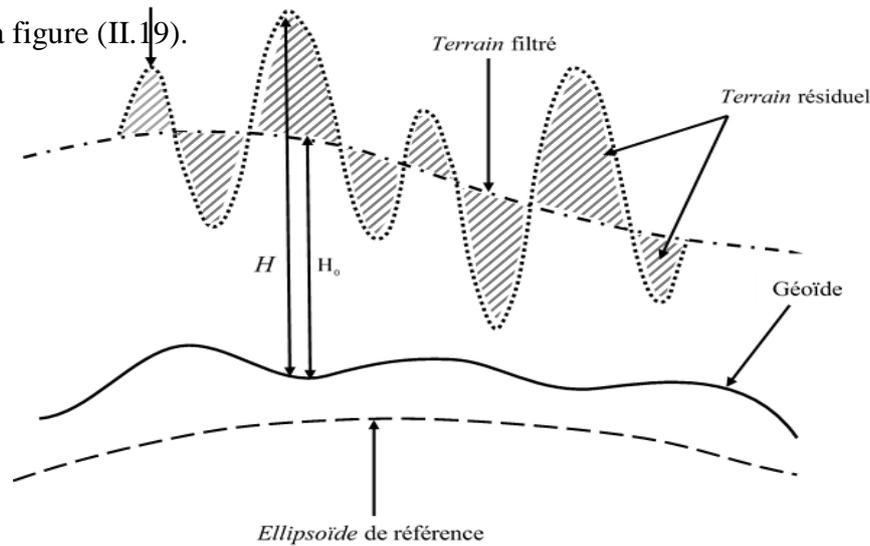


Figure II.19: Principe de la méthode de terrain résiduel.

Le terrain filtré représente au mieux les variations du modèle géopotential global et peut être obtenu soit par une fenêtre glissante soit par un développement en harmoniques sphériques d'un degré maximal égal à celui du modèle de champ (Ismail, 2016). L'effet du terrain résiduel noté Δg_{topo} est calculé en chaque station gravimétrique d'altitude H par (Forsberg, 1984) :

$$\Delta g_{topo}(P) = G \iiint_{topo} \frac{\rho(P)(H - H_0)d\tau}{l^3} \quad (2.71)$$

où

H_0 est l'altitude de la station par rapport au terrain filtré ;

l est la distance entre la station de calcul et le point courant ;

$\rho(P)$ est la constante de la densité des masses topographiques au point P ;

$d\tau$ est l'élément de volume autour de la station de calcul.

L'effet du terrain résiduel sur les anomalies d'altitude (équation 2.69) est donné par (Forsberg, 1984) :

$$\xi_{topo} = \frac{GR^2}{\gamma} \iint_{\sigma} \frac{\rho(H - H_0)d\sigma}{l^3} \quad (2.72)$$

où

$d\sigma$ est l'élément de surface autour de la station de calcul ;

R est le rayon moyen de la terre ;

$\rho(P)$ est la constante de la densité des masses topographiques au point P.

II.2.3.9. Différentes articulations du processus de calcul du géoïde par la collocation

La méthodologie de calcul du géoïde par la méthode de collocation rapide est illustrée à la figure (II.20). Elle consiste à :

- Préparer les données d'entrée constituées des anomalies à l'air, d'un MNT, d'un modèle géopotential global et des points GPS/nivelés ;
- Calculer en termes d'anomalies de pesanteur, les contributions du modèle de champ et de la topographie en chaque point de mesure gravimétrique ;
- Déterminer l'anomalie résiduelle obtenue en retirant des anomalies à l'air libre, les contributions de grande et de courte longueur d'onde issues respectivement du modèle de champ et du MNT retenu pour les calculs ;
- Interpoler l'anomalie résiduelle sur une grille régulière ;
- Déterminer la fonction de covariance empirique associée aux anomalies résiduelles ;
- Déterminer les paramètres d'ajustement du modèle de covariance ;
- Appliquer la méthode de collocation rapide pour déterminer le (quasi) géoïde résiduel ;

- Restaurer les contributions de grande et de courte longueur d'onde en termes de la hauteur du (quasi) géoïde.

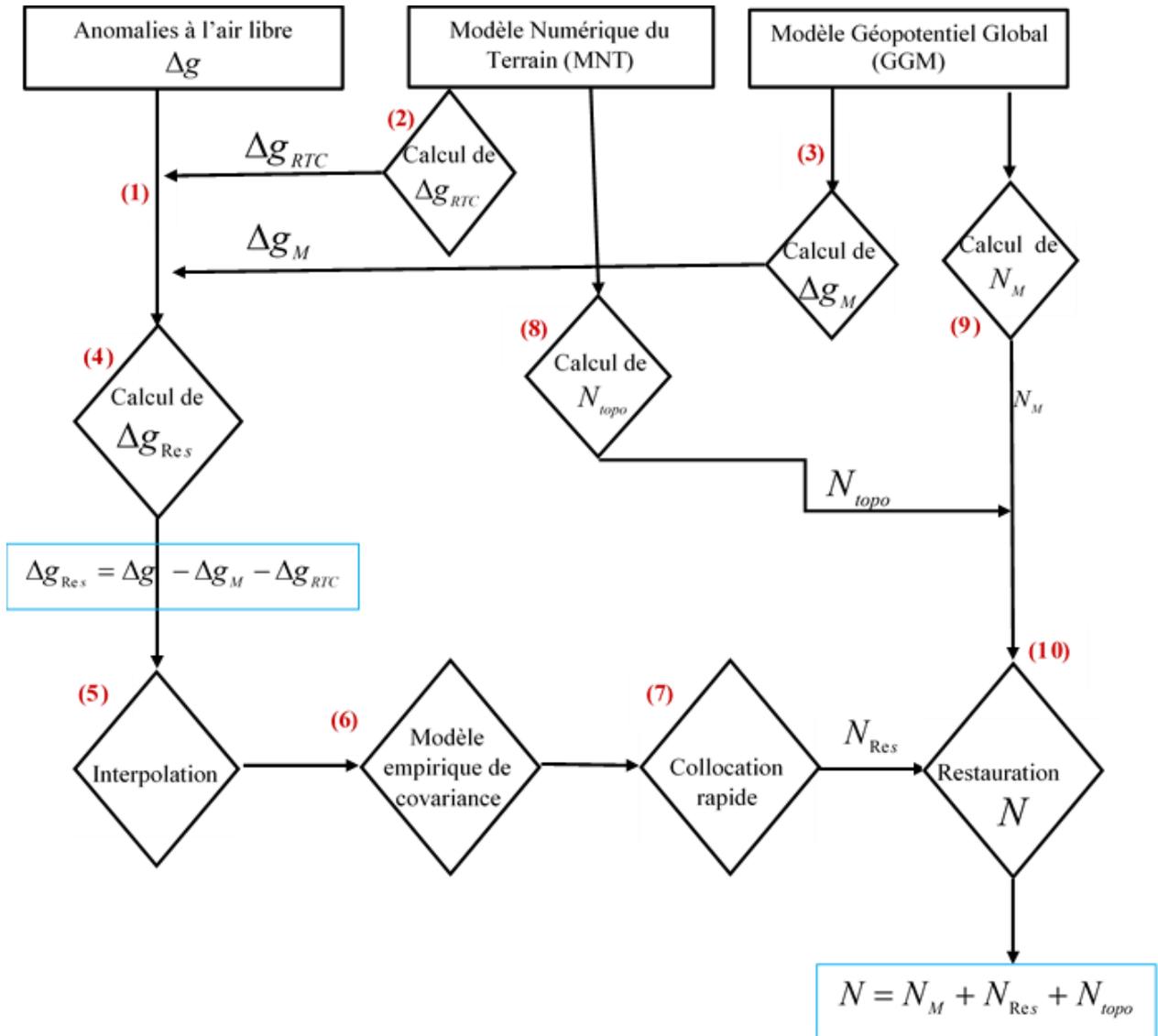


Figure II.20: Organigramme de calcul du modèle du géoïde du Cameroun par la méthode de collocation rapide.

CHAPITRE III : RESULTATS ET DISCUSSIONS

INTRODUCTION

Ce chapitre est consacré à la présentation des résultats obtenus et de leurs discussions. La première phase de l'analyse des résultats consiste à présenter les résultats de validation des données utilisées (données gravimétriques, modèles géopotentiels globaux et modèles numériques de terrain). Dans la seconde phase, les données validées sont intégrées dans le calcul du quasi-géoïde gravimétrique, du géoïde gravimétrique CGM18 et des paramètres d'ajustement de la surface mathématique de la terre sur le Cameroun. L'application du géoïde CGM18 à l'investigation géophysique de la lithosphère au Cameroun fait l'objet de la troisième phase des résultats. A la fin de ce chapitre, un examen critique des différents résultats obtenus est proposé. Il permet de discuter de la validité des résultats obtenus, de comparer les résultats de l'investigation géophysique à ceux obtenus en utilisant d'autres méthodes d'interprétation et enfin ressortir les contributions nouvelles apportées par cette étude.

III.1. COMPILATION ET VALIDATION DE L'ENSEMBLE DES LEVES GRAVIMETRIQUES REALISES AU CAMEROUN ET SES ENVIRONS

III.1.1. Compilation de l'ensemble des levés gravimétriques réalisés

A l'issue du prétraitement et de l'homogénéisation des données gravimétriques issues des différentes bases de données effectués au chapitre II, celles-ci ont été compilées en une base de données unique. En chaque point de mesure gravimétrique, l'anomalie de la pesanteur a été évaluée et les statistiques associées à ces anomalies sont indiquées dans le tableau III.1. La couverture spatiale des données compilées est représentée à la figure III.1. On constate que les données sont plus denses en mer grâce à l'apport de l'altimétrie satellitaire. C'est une densité idéale pour le calcul des ondulations du géoïde gravimétrique de haute précision. De même, les campagnes de collecte de données gravimétriques effectuées par l'INC autour du Mont Cameroun, dans la zone forestière (Sud et Est), dans l'Adamaoua et au Nord ont permis de combler les vides dans ces zones.

Tableau III.1 : Statistiques des anomalies de la pesanteur des différentes bases de données gravimétriques utilisées et de celle compilée

Données gravimétriques	Nombre	Max	Min	Moy.	Ecart Type
Terrestres (BGI)	36427	315,49	-85,39	-0,24	28,27
Terrestres (INC)	1050	422,68	-51,80	16,22	61,18
Marines (BGI)	6389	161,50	-84,35	-3,68	24,19
Altimétrie par satellite	18615	196,89	-53,09	1,63	17,35
Données compilées	62481	422,68	-85,39	0,10	25,62

A l'observation de la figure III.1, la couverture des données gravimétriques est faible du côté du Nigeria et dans la bordure sud du Cameroun et qui peut par ailleurs entraîner l'effet de bord dans le géoïde recherché.

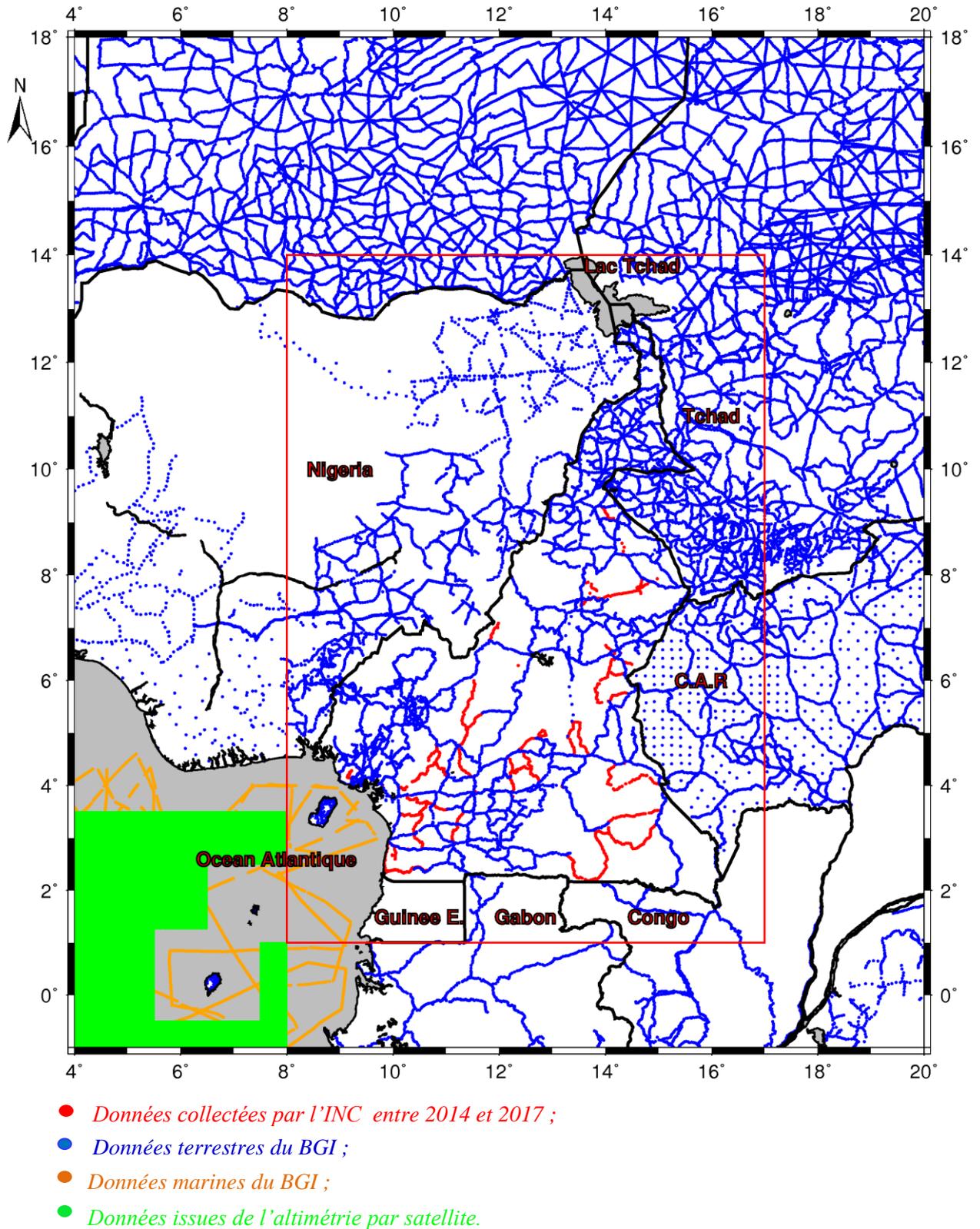


Figure III.1: Carte de distribution des données gravimétriques compilées à partir des différentes bases de données utilisées.

III.1.2. Validation et détection des valeurs aberrantes dans la base de données gravimétriques compilée

La validation des données est une procédure extrêmement stricte qui garantit la qualité et l'intégrité de la base de données gravimétriques avant leur introduction dans le processus de calcul (Benahmed Daho et al., 2006). La méthodologie adoptée pour la validation consiste à confronter les données gravimétriques collectées sur le terrain avec celles issues du modèle de champ EGM2008 jusqu'au degré et ordre 2190. Il est question d'abord d'évaluer l'anomalie de la pesanteur en chaque point mesuré, l'anomalie de la pesanteur en ces points à partir du modèle EGM2008 puis déterminer les résidus entre ces deux anomalies et enfin calculer les statistiques sur ces résidus. Les analyses effectuées sur la base de données gravimétriques utilisée dans le cadre de cette thèse à travers les statistiques, les graphiques nous ont permis d'identifier une vingtaine de points aberrants autour de l'Adamaoua (figure III.2). De même, une centaine de points ayant une anomalie fortement négative en comparaison aux différentes gammes de valeurs observées aux points environnants sont identifiés dans la partie septentrionale du côté du Nigéria. Ces points susceptibles d'influencer négativement la précision du géoïde ont été éliminés de la base des données gravimétriques. Plusieurs raisons expliquent ces points aberrants notamment les erreurs liées aux mesures gravimétriques et au positionnement, à la calibration des instruments de mesure, au rattachement de mesures au niveau de bases gravimétriques, etc....

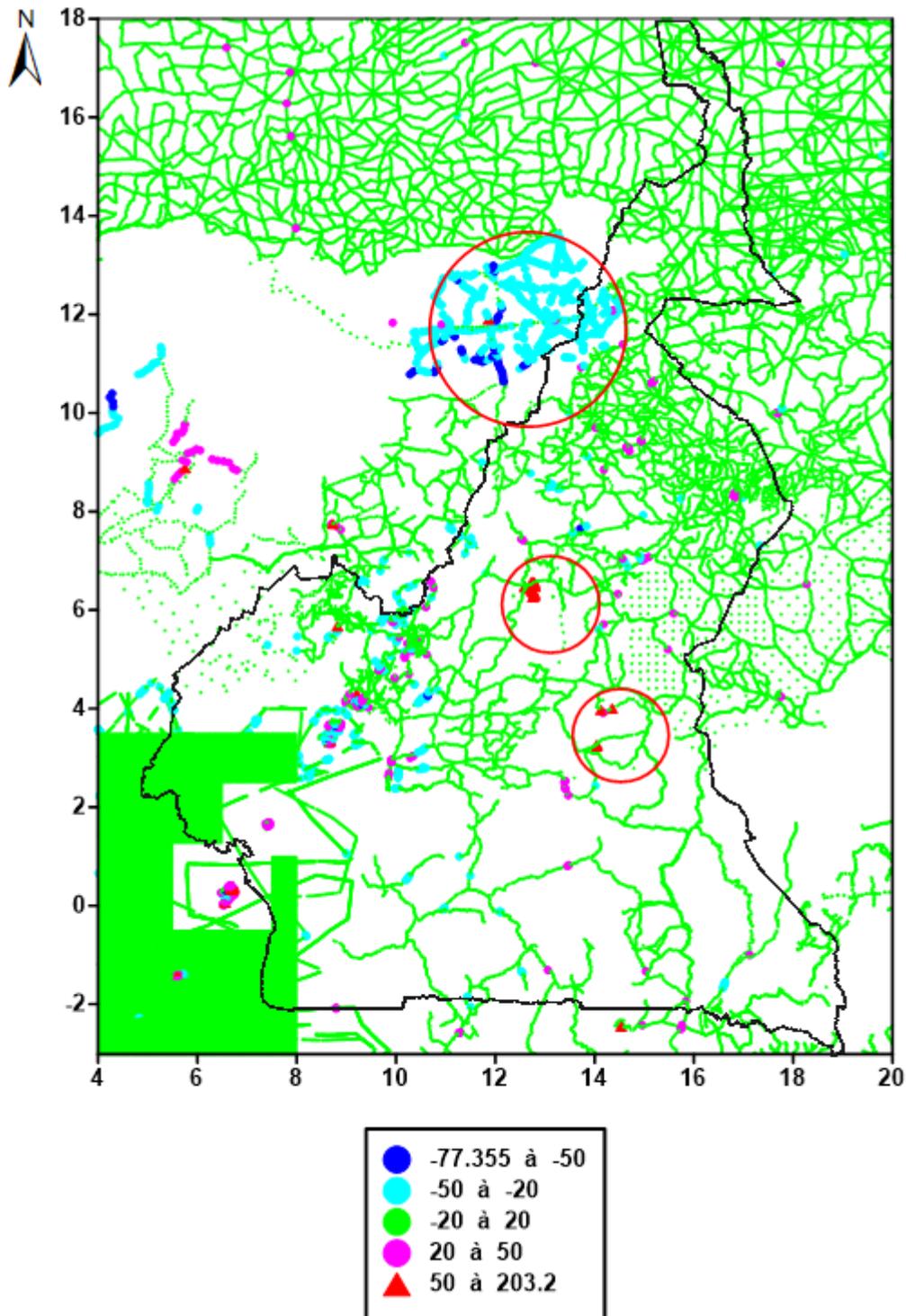


Figure III.2 : Carte de résidus entre l'anomalie à l'air libre en chaque point de la base de données gravimétriques utilisées et l'anomalie à l'air libre en ces points issue du modèle EGM2008.

III.1.3. Corrélation spatiale des données gravimétriques à partir de la fonction de covariance empirique : influence sur la précision du géoïde recherché

Afin d'analyser la corrélation spatiale des données gravimétriques, la fonction de covariance empirique des résidus est évaluée. Ces résidus sont obtenus en évaluant l'écart entre l'anomalie de la pesanteur en chaque point de la base de données gravimétriques utilisée

et l'anomalie de la pesanteur en ces points issue du modèle EGM2008. L'analyse de la corrélation spatiale des données gravimétriques est d'autant plus intéressante qu'elle permet (1) d'analyser l'influence de la distribution des données sur la fonction de covariance et puis loin sur le géoïde calculé et du pas de la grille d'interpolation adoptée, (2) de décrire le comportement local du champ de pesanteur en analysant la fonction de covariance et par conséquent sa représentation analytique qui demeure le problème crucial dans l'application efficiente de la technique de collocation dans les calculs des modèles de géoïde. La corrélation spatiale des données s'est faite en deux phases. La première phase prend en compte toute la base de données gravimétriques sur la grande zone incluant la zone cible (zone où le géoïde est attendu) et la deuxième phase porte sur les données contenues dans la zone cible uniquement. Cette dichotomie permet de contrôler tous les aspects pouvant influencer la précision du géoïde (pas de la grille d'interpolation à adopter, les vides qu'on rencontre dans la zone cible, les mesures gravimétriques aberrantes dans la partie septentrionale du côté du Nigéria, etc...). La méthodologie consiste à évaluer la fonction de covariance en utilisant des anomalies résiduelles gravimétriques à partir des programmes informatiques écrits en langage Fortran puis analyser à chaque moment la tendance de cette fonction. Les anomalies résiduelles sont utilisées puisque la fonction de covariance ou la collocation est sensible aux caractéristiques locales du champ étudié et seules ces anomalies contiennent des informations à l'échelle locale. Elles sont obtenues en retirant les anomalies de grandes longueurs d'onde issues des modèles de champ des anomalies de la pesanteur de la base de données gravimétriques utilisée.

Lorsque toute la base de données gravimétriques est utilisée, on obtient une fonction de covariance empirique décroissante régulière (figure III.3).

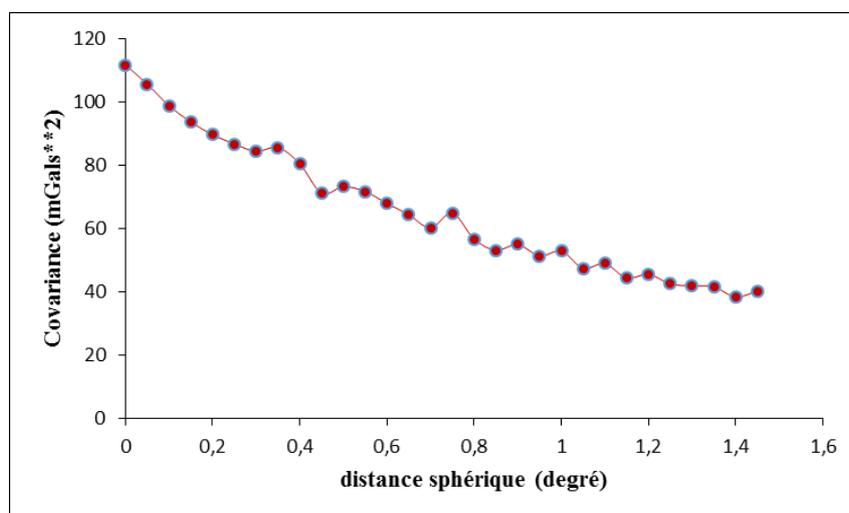


Figure III.3: Fonction de covariance empirique des anomalies gravimétriques résiduelles lorsque toute la base de données gravimétriques est prise en compte.

Par contre, lorsqu'on s'intéresse seulement à la zone où le modèle de géoïde est attendu, on obtient une fonction de covariance irrégulière (figure III.4), complètement différente de celle obtenue à la figure III.3. Cette irrégularité serait due aux trous d'ordre 1° observés dans la zone forestière du Sud et les chaînes de montagne de la LVC qui influencent la fonction de covariance.

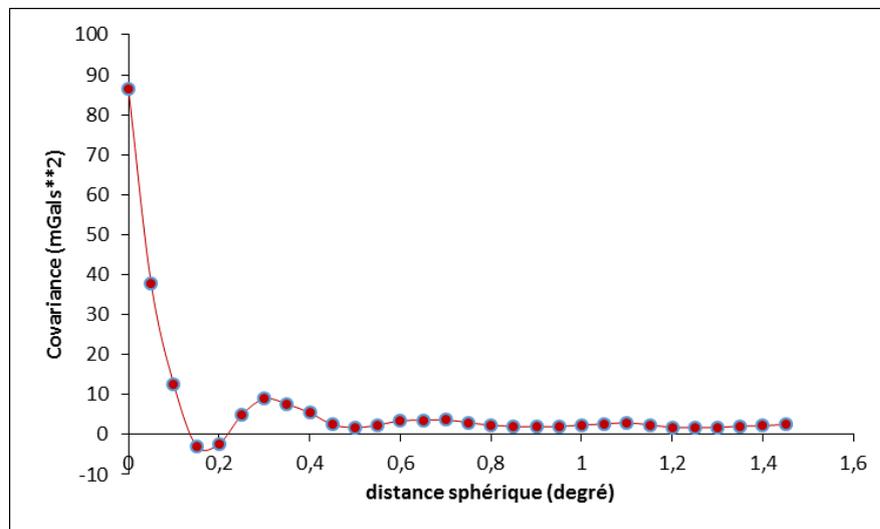


Figure III.4: Fonction de covariance empirique des anomalies gravimétriques résiduelles lorsque seules les données gravimétriques dans la zone où le géoïde est attendu sont prises en compte.

Après toutes ces analyses, les Experts de l'Ecole Polytechnique de Milan où ce travail a été mené en grande partie nous ont recommandé (1) d'éliminer les mesures gravimétriques aberrantes autour de l'Adamaoua, du Mont Cameroun et dans la partie septentrionale du côté du Nigéria (2) de procéder au remplissage des vides dans la zone d'intérêt avec les données issues du modèle de champ. Concernant la deuxième recommandation, plusieurs modèles géopotentiels globaux ont été testés à savoir EIGEN-6C4, GO_dir_r5_TF, EGM2008, etc...

Dans le remplissage, nous créons une grille régulière de cinq (05) minutes de pas et évaluons la contribution des grandes longueurs d'onde issue de ces modèles géopotentiels globaux aux points de mesure gravimétrique de la base de données. Dès lors que cette contribution est évaluée, on cherche les résidus entre l'anomalie de la pesanteur issue des modèles de champ et celle obtenue à partir des données collectées sur le terrain en ces points. Enfin, on procède à une analyse statistique et à la combinaison des données satellitaires issues des modèles géopotentiels globaux avec les données gravimétriques collectées sur le terrain. Après remplissage des vides et évaluation de différentes fonctions de covariance, il ressort que les données issues du modèle de champ GOCE (GO_dir_r5_TF) améliorent considérablement les données gravimétriques dans la zone d'intérêt.

III.2. Validation des modèles géopotentiels récents GOCE et GRACE

Dans la méthode de retrait-restauration appliquée lors de la détermination du géoïde gravimétrique, on élimine des données gravimétriques et on restaure en termes des ondulations géoïdales les composantes de grande longueur d'onde. Ces composantes s'obtiennent à partir d'un modèle géopotentiel global qui représente mieux le champ de pesanteur terrestre et les ondulations du géoïde sur le Cameroun. Il est donc important de valider plusieurs modèles géopotentiels (tableau II.2) sur le Cameroun afin de choisir celui qui est le mieux indiqué, en utilisant les données gravimétriques et les données GPS/nivelés. Le tableau III.2 ci-dessous présente les statistiques sur les données gravimétriques et les données GPS/nivelés utilisées pour la validation des modèles géopotentiels globaux sur le Cameroun.

Tableau III.2: Statistiques des données gravimétriques et GPS/nivelés utilisées pour la validation des modèles géopotentiels globaux sur le Cameroun.

Statistiques	Données gravimétriques (mGals)	Données GPS/nivelés (m)
Min	-85,390	0,238
Max	422,680	22,745
Moy.	0,100	15,196
Ecart Type	25,620	3,801

Pour garantir la consistance de la validation et minimiser les biais liés aux différences entre les ellipsoïdes de référence, aux systèmes de marée et à la référence du géoïde, tous les modèles géopotentiels testés sont choisis dans un système de marée libre et l'ellipsoïde GRS80 utilisé pour le champ de pesanteur normal (Alothman et al., 2016). Les anomalies de la pesanteur et les ondulations du géoïde issues de chaque modèle géopotentiel testé sont calculées à partir des équations (2.9) et (2.10) respectivement en utilisant le programme `modosup_EGM08.f` écrit dans le langage de programmation Fortran 95. Par la suite, les anomalies résiduelles obtenues en faisant la différence entre les données gravimétriques et GPS/nivelés observées effectivement au sol et les quantités correspondantes issues de chaque modèle géopotentiel sont déterminées. Les statistiques sur les anomalies résiduelles gravimétriques sont contenues dans le tableau III.3 suivant.

Tableau III.3: Statistiques sur la validation des modèles géopotentiels globaux en utilisant les données gravimétriques (unité : mGals).

Modèles de champ	degré/ordre	Moyenne	Ecart type	Min	Max
GO_CONS_GCF_2_DIR_R5	300	-1,045	24,887	-89,359	383,823
GO_CONS_GCF_2_TIM_R5	280	-1,160	25,151	-84,305	380,112
GO_CONS_GCF_2_SPW_R5	330	-1,384	25,353	-86,076	383,346
GO_CONS_GCF_2_DIR_R4	260	-1,339	25,190	-87,188	385,602
EIGEN-6S4v2	300	521,830	32,850	421,955	921,392
SGG-UGM-1	2159	0,117	9,148	-75,330	117,726
GECO	2190	0,292	9,358	-74,729	119,026
EIGEN-6C4	2190	0,115	9,153	-75,500	116,590
EGM2008	2190	0,168	9,145	-74,137	119,426

Lorsqu'on utilise les données GPS/nivelés, on obtient les statistiques suivantes (tableau III.4).

Tableau III.4: Statistiques sur la validation des modèles géopotentiels globaux en utilisant les points GPS/nivelés (unité : mètre).

Modèles de champ	degré/ordre	Moyenne	Ecart type	Min	Max
GO_CONS_GCF_2_DIR_R	300	-0,309	0,342	-1,165	1,894
GO_CONS_GCF_2_TIM_R5	280	-0,307	0,343	-1,162	1,936
GO_CONS_GCF_2_SPW_R5	330	-0,313	0,357	-1,085	1,869
GO_CONS_GCF_2_DIR_R4	260	-0,310	0,362	-1,141	1,951
EIGEN-6S4v2	300	3324,647	136,238	3006,658	3460,643
SGG-UGM-1	2159	-0,353	0,163	-1,004	0,013
GECO	2190	0,348	0,162	-0,988	-0,014
EIGEN-6C4	2190	-0,350	0,163	-1,011	-0,039
EGM2008	2190	-0,352	0,186	-1,017	0,013

Les tableaux III.3 et III.4 ci-dessus présentent les statistiques sur les anomalies résiduelles respectivement en utilisant les données gravimétriques et GPS/nivelés observées au sol. Les performances des modèles combinés les plus résolus (EIGEN-6C4, EGM2008, GECO) sont clairement indiquées dans ces tableaux. Ces modèles ont été mis en place en utilisant des données issues de plusieurs sources (tableau II.2). Par contre, les performances du modèle GOCE-dir5 qui contient uniquement les informations satellitaires sont très intéressantes par rapport aux autres modèles contenant les jeux de données similaires.

Afin d'identifier dans quelles bandes spectrales les modèles géopotentiels ci-dessus, délivrent des informations enrichissantes, une analyse statistique a été menée sur les modèles

géopotentiels présentant des performances intéressantes lorsque des valeurs aberrantes n'ont pas été éliminées. Il s'agit d'EIGEN-6C4, EGM2008 et de GOCE-dir5. Les analyses sont contenues dans le tableau III.5.

Tableau III.5: Statistiques sur la validation des modèles géopotentiels globaux présentant des performances intéressantes en tenant compte des valeurs aberrantes (unité : mGals).

Modèles de champ	degré/ordre	Moyenne	Ecart type	Min	Max
GOCE-dir5	300	-2,394	17,753	-14,898	20,183
EGM2008	500	-1,633	15,088	-6,675	11,117
EGM2008	1000	-0,816	10,664	-6,352	4,607
EGM2008	2190	-0,197	8,239	-1,654	7,584
EIGEN-6C4	500	-1,86	15,209	-9,926	13,079
EIGEN-6C4	1000	-1003	10,749	-9,631	6,623
EIGEN-6C4	2190	-0,385	8,25	-4,912	1,946

En inspectant les statistiques ci-dessus, il ressort qu'EIGEN-6C4 et EGM2008 présentent des anomalies qui sont pratiquement équivalentes. Il apparaît que ces modèles pris à leur résolution entière (2190) fournissent une réduction moins effective comparativement à celle obtenue lorsque ces modèles sont considérés à une résolution comprise entre 500 et 1000. Ceci indique que les modèles géopotentiels haute résolution EIGEN-6C4 et EGM2008 fournissent des informations pertinentes dans la bande spectrale comprise entre 500 et 1000. Il est donc important de développer ces modèles jusqu'aux degrés et ordre 1000 lors de la réduction des données gravimétriques puisqu'aucune amélioration significative n'est enregistrée lorsque ces modèles sont considérés à leur résolution entière. De plus, lors du calcul du géoïde gravimétrique, le modèle GOCE-dir5 pris dans sa résolution entière sera aussi utilisé.

III.3. Evaluation de la précision des MNT globaux haute résolution (30 m) disponibles sur le Cameroun

Afin d'identifier le MNT le mieux représentatif de la topographie du Cameroun, plusieurs analyses statistiques ont été effectuées sur les MNT globaux haute résolution disponibles sur le Cameroun. Ces analyses approfondies sur ces MNT se justifient par le fait que, bien qu'un géoïde de grande précision, s'obtienne en utilisant un MNT de haute précision, aucune étude de ce genre n'a jamais été engagée sur le Cameroun. Les informations topographiques interviennent à plusieurs niveaux dans ce travail de recherche : corrections

des données gravimétriques, corrections topographiques, détermination des courtes longueurs d'onde du géoïde, détermination des anomalies résiduelles utilisées dans le processus d'interpolation. Les résultats de ces analyses sont présentés dans les lignes suivantes.

III.3.1. Comparaison statistique entre les MNT étudiés

Afin d'identifier les erreurs systématiques majeures, les valeurs aberrantes dans les informations topographiques contenues dans chaque MNT, une inter-comparaison MNT-MNT a été menée (Hilton et al., 2003; Hirt et al., 2010 ; Rexer et Hirt, 2014 ; Li et al., 2016). Les statistiques de toutes les combinaisons (AW3D30-ASTER, AW3D30-SRTM 1 et SRTM 1-ASTER) sont contenues dans le tableau III.6.

Tableau III.6: Statistiques de l'inter-comparaison MNT-MNT (unité : mètre).

Comparaison	Min	Max	Moy.	Ecart Type	EQM
SRTM 1-ASTER	-277,00	191,00	3,10	17,90	18,20
AW3D30-SRTM 1	-36,00	106,00	0,10	5,30	5,30
AW3D30-ASTER	-276,00	187,00	3,30	18,20	18,50

L'inter-comparaison MNT-MNT est basée sur l'erreur moyenne de la différence entre les deux MNT puisqu'elle fournit l'information sur le biais systématique (sous-estimé lorsque l'erreur moyenne est négative ou surestimé lorsqu'elle est positive). Le tableau III.6 montre que les statistiques d'AW3D30-SRTM 1 sont très similaires avec un biais de 0,10 m et un écart type de 5,30 m par rapport à AW3D30 sur le Cameroun. De même, les combinaisons AW3D30-ASTER et SRTM 1-ASTER sont statistiquement comparables.

En ce qui concerne l'analyse visuelle, les biais systématiques, les zones à valeurs aberrantes sont indiquées à la figure (III.5).

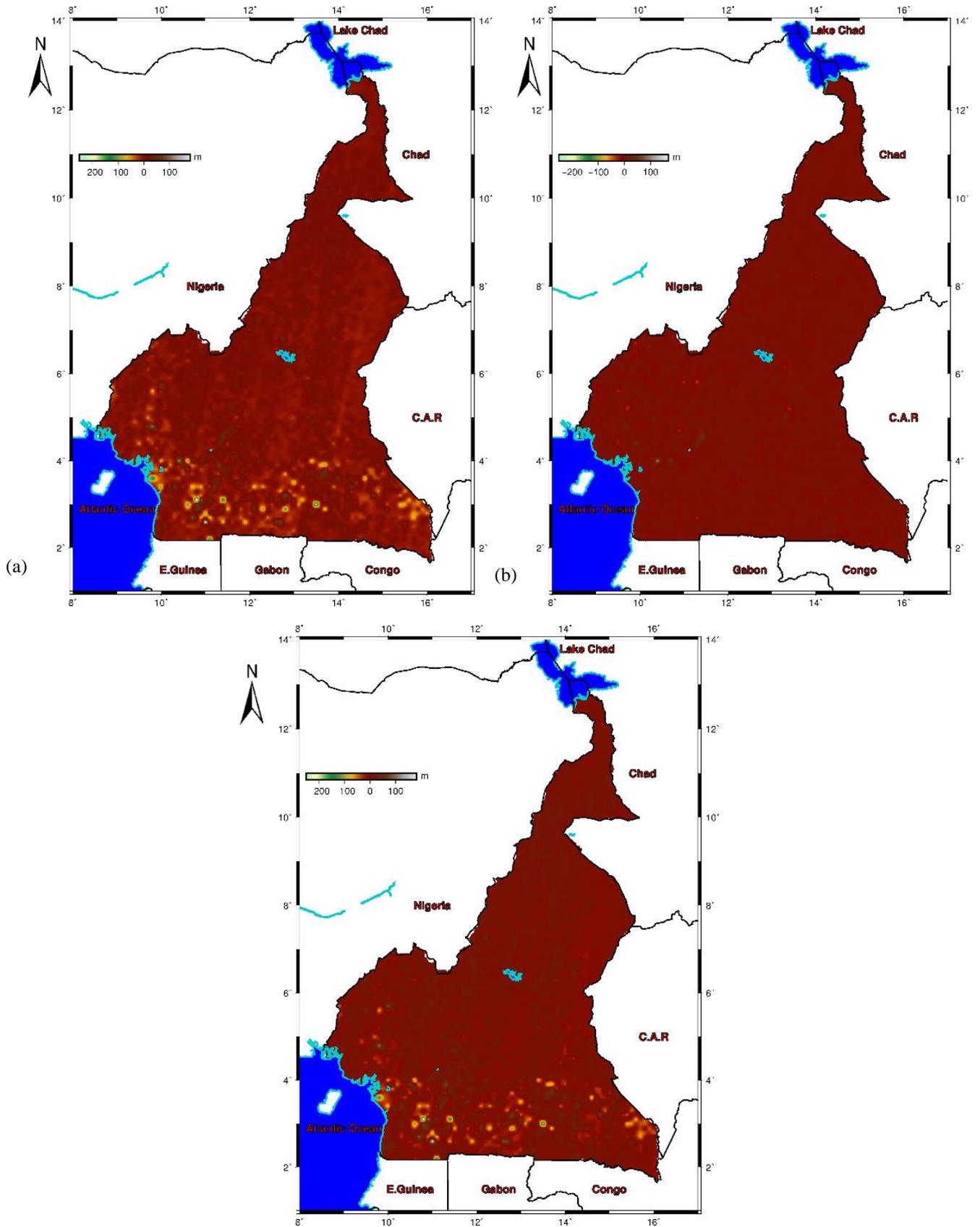


Figure III.5: Résultats de l'inter-comparaison MNT-MNT sur le Cameroun (a) AW3D30-ASTER (b) AW3D30-SRTM1 (c) SRTM1-ASTER. Les biais entre les différents MNT peuvent être observés.

Les zones présentant les valeurs aberrantes sont très prononcées dans les forêts humides situées au sud du pays (III.5 (a) et III.5 (c)). La combinaison AW3D30-SRTM 1 présente un très bon ajustement (figure III.5 (b)) qui reflète la bonne qualité de ces deux bases de données topographiques sur le Cameroun. Les résultats de ces analyses statistiques corroborent ceux obtenus par Hu et al. (2017). Les écarts significatifs ne sont pas visibles dans la partie septentrionale du pays où la topographie est relativement plate. Tous les deux MNT sont précis dans ces zones.

Pour conforter ces résultats, une évaluation de la précision verticale en utilisant les points de contrôle au sol constitués des points GPS/nivelés (figure II.4) est engagée.

III.3.2. Evaluation verticale : impact des valeurs aberrantes sur la précision des MNT

Les résultats de l'évaluation de la précision verticale en fonction des valeurs aberrantes sont contenus dans le tableau III.7. Une valeur est qualifiée d'aberrante lorsqu'elle est supérieure à trois fois la valeur de l'écart quadratique moyen (EQM) (ceci s'appelle règle de 3-sigma). Ainsi, ces valeurs aberrantes sont éliminées des données résiduelles (différence entre les altitudes issues des MNT testés et les altitudes des points GPS/nivelés) tels que recommandés par Li et al. (2013), Varga et Bašić (2015), Du et al. (2015).

En analysant les résultats contenus dans le tableau III.7, il en ressort que les valeurs aberrantes ont une grande influence sur la précision des MNT. L'écart type d'AW3D30 décroît de 19,59 m à 13,07 m après l'élimination des valeurs aberrantes. De même, les écarts type du SRTM 1 et d'ASTER décroissent de 19,41 m et 23,68 m à 13,25 et 17,85 m respectivement. Le résultat obtenu après l'élimination des valeurs aberrantes sur le SRTM 1 est consistant par rapport au résultat de l'étude menée par Amans et al. (2013) au Nigéria (Etat d'Ondo) qui ont trouvé un écart type de $\pm 14,48$ m pour le SRTM Ver 4.1.

Tableau III.7: Statistiques sur les erreurs verticales (différence entre les altitudes issues des MNT testés et les altitudes des points GPS/nivelés) (unité : mètre).

Statistiques	Avant l'élimination des valeurs aberrantes					Après l'élimination des valeurs aberrantes				
	Min	Max	Moy.	EQM	Ecart Type	Min	Max	Moy.	EQM	Ecart Type
SRTM 1-GPS	-159,00	180,00	-0,18	19,39	19,41	-58,00	45,00	0,54	13,25	13,25
AW3D30-GPS	-174,36	189,48	-0,72	19,58	19,59	-57,09	42,87	-0,10	13,06	13,07
ASTER-GPS	-175,36	230,48	-6,27	24,47	23,68	-71,72	62,70	-6,16	18,87	17,85

Les précisions de trois MNT globaux testés en termes d'écart type (13,07 m, 13,25 m et 17,85 m respectivement pour AW3D30, SRTM 1 et ASTER GDEM2) sont légèrement au-dessus des précisions annoncées par les rapports de validations de ces MNT par les différentes agences (AW3D30 (5 m, Takaku et al., 2014); SRTM (erreur LE90 de 16 m correspondant à un écart type de ~ 10 m, Rodriguez et al., 2006) et ASTER GDEM2 (8,86 m, ASTER GDEM Validation Team, 2011)). Ces limites de performance peuvent être attribuées aux caractéristiques hétérogènes de la zone d'étude (les zones montagneuses au relief très accidenté, les forêts humides au sud Cameroun, les occupations du sol, etc...). Les effets supplémentaires des erreurs systématiques qui résultent du mouvement de tangage et des paramètres d'orientation de l'engin spatial lors de la prise de vues aériennes associés aux bruits et aux tavelures dans les images (Rodriguez et al., 2006) pourraient expliquer ces limites de performances. En outre, l'écart inattendu de la précision AW3D30 par rapport aux spécifications officielles (5 m, Takaku et al., 2014) pourrait être expliqué par le fait que les altitudes du MNT AW3D30 sont les altitudes de la canopée dépourvues du retrait des altitudes des arbres et autres édifices (Hu et al., 2017) particulièrement dans une région comme le Cameroun où près de 60% du territoire national sont dominés par le couvert végétal. De même, le MNT AW3D30 est obtenu à partir du processus de ré-échantillonnage d'une maille de 5 m à une grille de 30 m de résolution qui a une influence remarquable sur la qualité du MNT final et surtout dans les terrains à forte pente comme au Cameroun.

Il ressort que par rapport aux autres MNT testés, l'écart type de SRTM 1 (13,25 m) se rapproche beaucoup plus de la précision spécifiée par le rapport de validation de la mission SRTM (erreur LE90 de 16 m correspondant à un écart type de ~ 10 m, Rodriguez et al., 2006). Ceci indique que SRTM 1 est plus représentatif de la topographie externe du Cameroun par rapport aux autres MNT testés.

III.3.3. Distribution des erreurs et estimateurs robustes de précision

Les statistiques obtenues ci-dessus, supposent que les erreurs verticales (différence entre les altitudes issues des MNT testés et les altitudes des points GPS/nivelés) obéissent à une distribution normale. Afin d'analyser la distribution des erreurs dans chaque MNT global, les tests de normalité ont été effectués. La figure III.6 montre la distribution des erreurs dans les MNT AW3D30, SRTM 1 et ASTER GDEM 2 sur le Cameroun en utilisant les diagrammes Q-Q. Ces diagrammes présentent une fonction de type sigmoïde avec une forte déviation par rapport à la ligne principale pour tous les MNT testés. Ces courbes indiquent que le test de normalité rejette l'hypothèse de distribution normale pour les erreurs verticales des MNT

testés. Ces conclusions ont été formulées dans plusieurs études (Höhle et Höhle, 2009 ; Athmania et Achour, 2014 ; Varga et Bašić, 2015). Ainsi, les analyses supplémentaires utilisant les estimateurs plus robustes de précision ont été effectuées afin d’avoir une idée claire sur la précision des MNT.

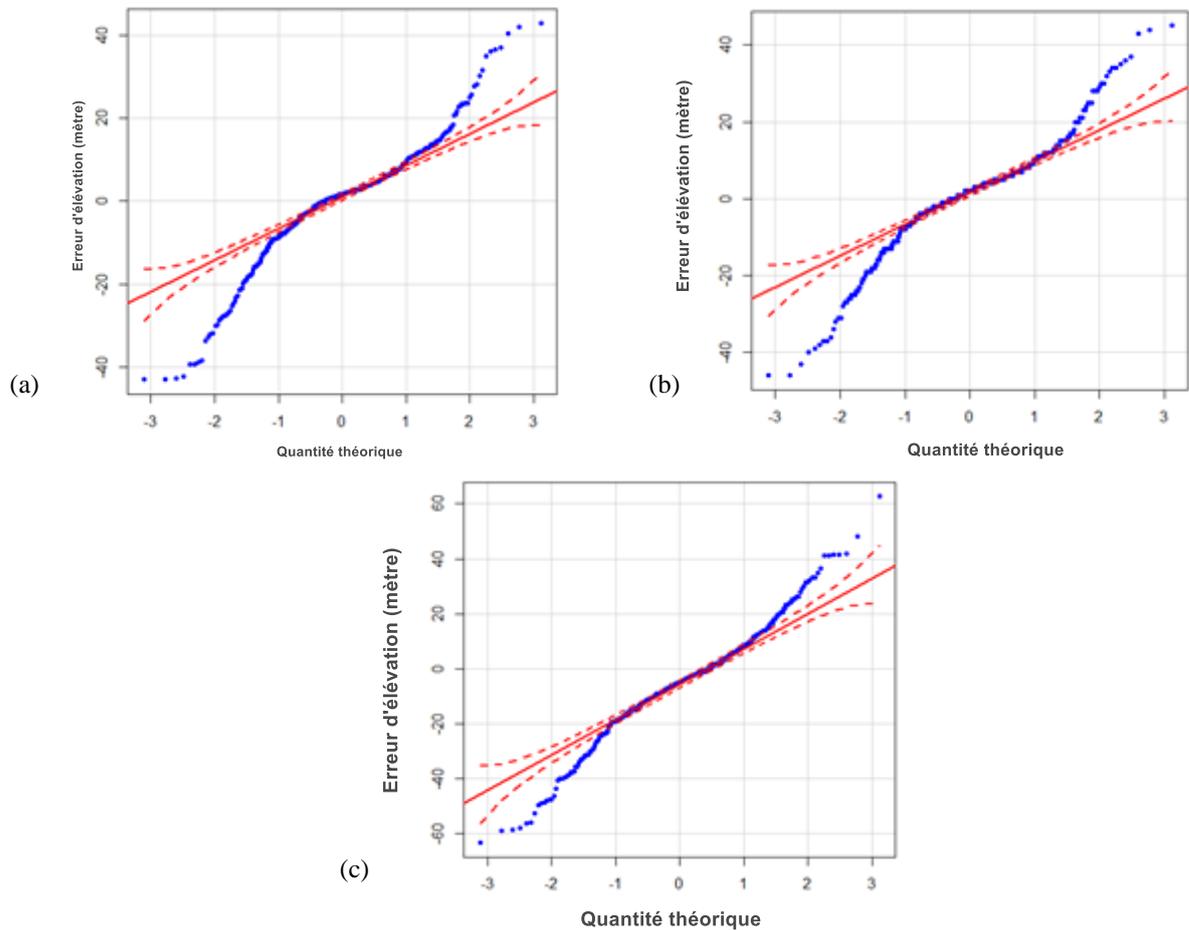


Figure III.6: Les diagrammes Q-Q sur le territoire camerounais mettant en exergue la distribution des erreurs d’élévation (verticales) dans les MNT (a) AW3D30 (b) SRTM 1 (c) ASTER GDEM 2. Les lignes et les pointillés en rouge représentent respectivement la distribution normale théorique et l’intervalle de confiance à 95%.

Les résultats de l’analyse additionnelle sont contenus dans le tableau III.8. Ces résultats montrent que pour ASTER GDEM 2, la médiane est de -5,05 m, justifiant ainsi l’existence des biais systématiques négatifs dans les informations topographiques de ce MNT. Les valeurs de la médiane, du NMAD et de 68,3% quantile traduisent la bonne qualité de SRTM 1 et AW3D30 sur le Cameroun.

Tableau III.8: Statistiques sur les erreurs verticales en utilisant les estimateurs statistiques robustes (unité : mètre).

MNT	Médiane	NMAD	68,3% quantile	95% quantile
SRTM 1-GPS	2	7,41	5	20
AW3D30-GPS	1,64	7,75	4,13	17,33
ASTER-GPS	-5,05	13,3	0,23	23,27

L'écart médian absolu normalisé noté (NMAD) est proportionnel à la médiane de la différence absolue entre l'erreur verticale et l'erreur moyenne. Il est considéré comme l'écart type mais plus résilient aux valeurs aberrantes dans la base de données (Höhle et Höhle, 2009).

Pour une analyse approfondie de la performance des MNT globaux haute résolution testés sur le Cameroun, l'influence de la précision verticale par rapport à la rugosité de la topographie et par rapport aux différents types de couvert végétal sur le Cameroun a aussi été menée.

Après toutes les analyses effectuées, il ressort que SRTM 1 et AW3D30 représentent mieux la topographie sur le Cameroun.

Les résultats de ces analyses ont fait l'objet d'un article déjà publié dans une revue sous le titre : « *Vertical Accuracy Evaluation of freely available latest high-resolution (30 m) Global Digital Elevation Models over Cameroon (Central Africa) with GPS/leveling ground control points* » (Yap et al., 2018).

Pour les différentes corrections topographiques à effectuer dans ce travail, SRTM 1 a été retenu dans la zone comprise entre les longitudes $4^{\circ} E \leq \lambda \leq 20^{\circ} E$ et les latitudes $-3^{\circ} N \leq \phi \leq 18^{\circ} N$. Cette zone est plus large que la zone où le géoïde est attendu, ceci pour éviter les effets de bord lors du calcul de terrain résiduel. Le choix porté sur SRTM 1 se justifie par le fait que la mission SRTM dispose des informations topographiques en mer constituées des données bathymétriques alors qu'AW3D30 n'en dispose pas. Ceci permet ainsi de créer un MNT continu sur le continent et en mer à base des données SRTM et éviter la discontinuité des informations topographiques près des côtes. Pour avoir le MNT final (figure III.7) la grille bathymétrique de 15 minutes de résolution issue du modèle SRTM_15PLUS a été ré-échantillonnée à une résolution d'une seconde d'arc puis a été associée au SRTM 1 de résolution une seconde d'arc (~ 30 m) disponible sur la terre ferme.

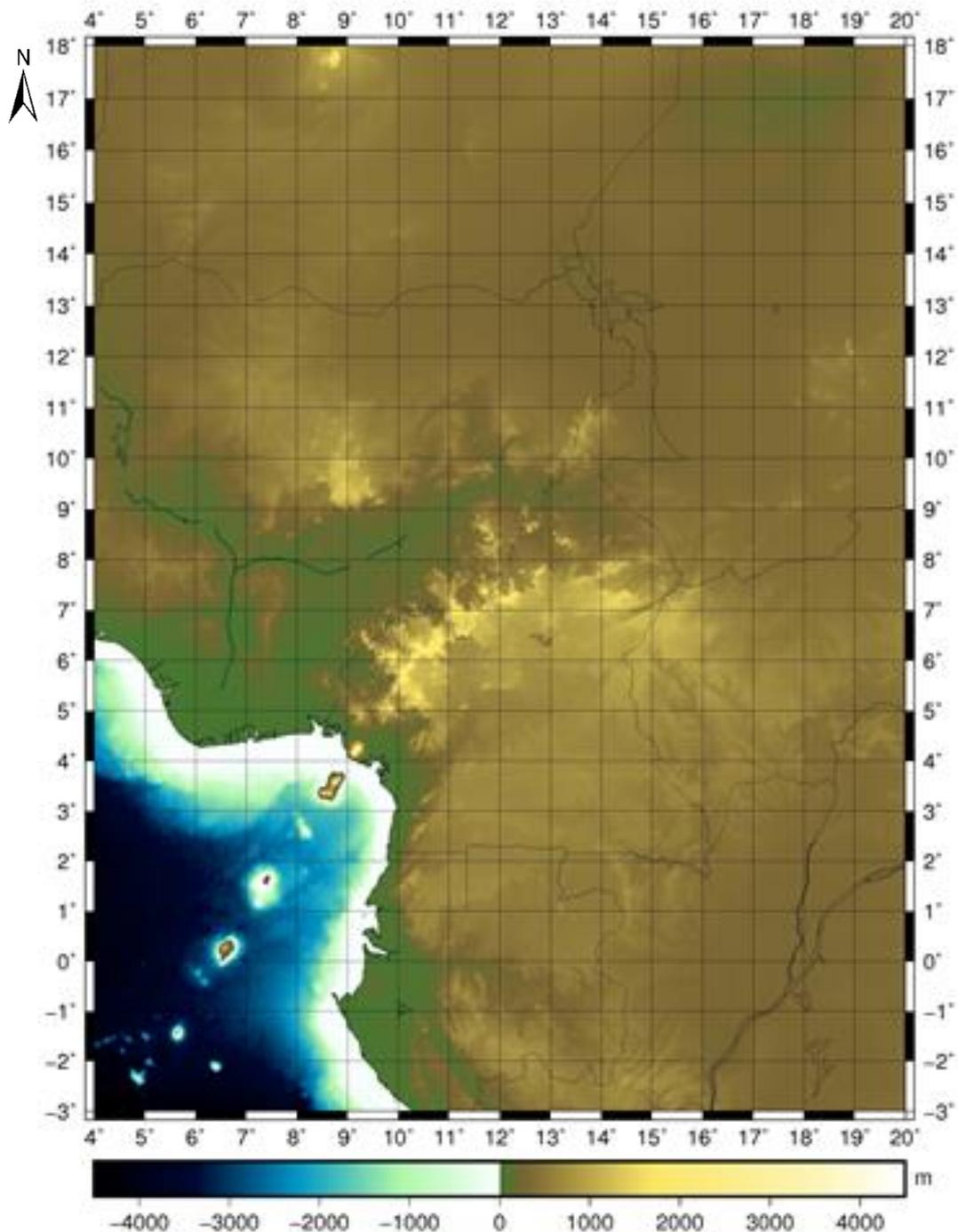


Figure III.7: *Modèle Numérique de Terrain de résolution 1" adopté pour les différentes corrections topographiques obtenu en associant le SRTM 1 et les données bathymétriques SRTM_15PLUS.*

III.4. Validation du pas le plus indiqué pour le géoïde résiduel du Cameroun

Afin de calculer convenablement le géoïde résiduel, on doit définir le MNT de référence qui tient compte des effets du modèle géopotential global. Ceci a été obtenu par filtrage du MNT haute résolution en utilisant une fenêtre glissante dont la taille est à déterminer. La taille de cette fenêtre correspond au pas du géoïde résiduel. La taille la mieux indiquée a été estimée en

testant plusieurs tailles de fenêtre (4'x4' ; 6'x6' ; 8'x8' ; 10'x10' ; 12'x12' ; 14'x14') et choisir celle qui présente les meilleures performances sur les anomalies gravimétriques résiduelles c'est-à-dire la taille de la fenêtre qui minimise la moyenne et l'écart type des anomalies résiduelles. En adoptant cette approche et en réduisant les données gravimétriques à partir des modèles de champ haute résolution EGM2008 et EIGEN-6C4, on obtient le MNT de référence par filtrage du MNT haute résolution en utilisant une fenêtre glissante de taille 6'x6'. Lorsque le modèle de champ GOCE-dir5 est considéré, cette taille est de 28'x28'.

III.5. Calcul du géoïde gravimétrique du Cameroun par la collocation rapide

La technique de retrait-restauration couplée à la collocation rapide est la technique adoptée dans le cadre du calcul du nouveau modèle de géoïde gravimétrique du Cameroun. Dans un premier temps, un modèle de quasi-géoïde est déterminé, les anomalies d'altitudes ζ qui en découlent sont converties en ondulations du géoïde N en utilisant la grille d'anomalies de Bouguer, grâce à la relation (2.44). Pour parvenir au quasi-géoïde, les étapes suivantes ont été suivies.

III.5.1. Détermination de la correction de terrain

Il s'agit pour chaque point du fichier des données gravimétriques, d'éliminer l'influence des masses topographiques autour de ce point en utilisant le programme 'TC' (Forsberg et Tscherning, 2008). La méthode utilisée dans le cadre de cette correction est le modèle du terrain résiduel. A partir du MNT fin (SRTM 1 arc-seconde), nous générons un MNT à champ lointain et un MNT de référence obtenu en faisant la moyenne des altitudes du MNT fin. Le calcul s'effectue par une intégration numérique en utilisant les formules de l'attraction gravitationnelle des prismes droits pour représenter le terrain dans la zone proche et des formules approchées dans la zone lointaine. De façon opérationnelle, on dispose à l'entrée du programme 'TC' de trois fichiers (le fichier contenant les positions des données gravimétriques (code, φ° , λ° , H(m), Δg^{FA}), le fichier contenant le MNT détaillé au format.grd (SRTM1), le fichier contenant le MNT de référence obtenu en faisant la moyenne sur le MNT détaillé. Plusieurs sous-programmes écrits en langage Fortran 95 sont utilisés pour vérifier et sélectionner les données gravimétriques dans la fenêtre ouverte appelée zonedat.f, pour sélectionner le MNT détaillé et le MNT de référence appelés respectivement zonebin_sec.f et zonegrd.f. Puisque le calcul se fait par bloc, on les met ensemble pour faire la différence entre le MNT de référence et la surface topographique et calculer par la suite l'effet gravimétrique

sur cette différence en chaque point, qui sera converti plus tard en ondulation du géoïde. Le rayon d'intégration de la topographie est fixé à 100 km.

La carte des corrections de terrain est indiquée sur la figure III.8 avec les statistiques descriptives des effets de terrain au tableau III.9.

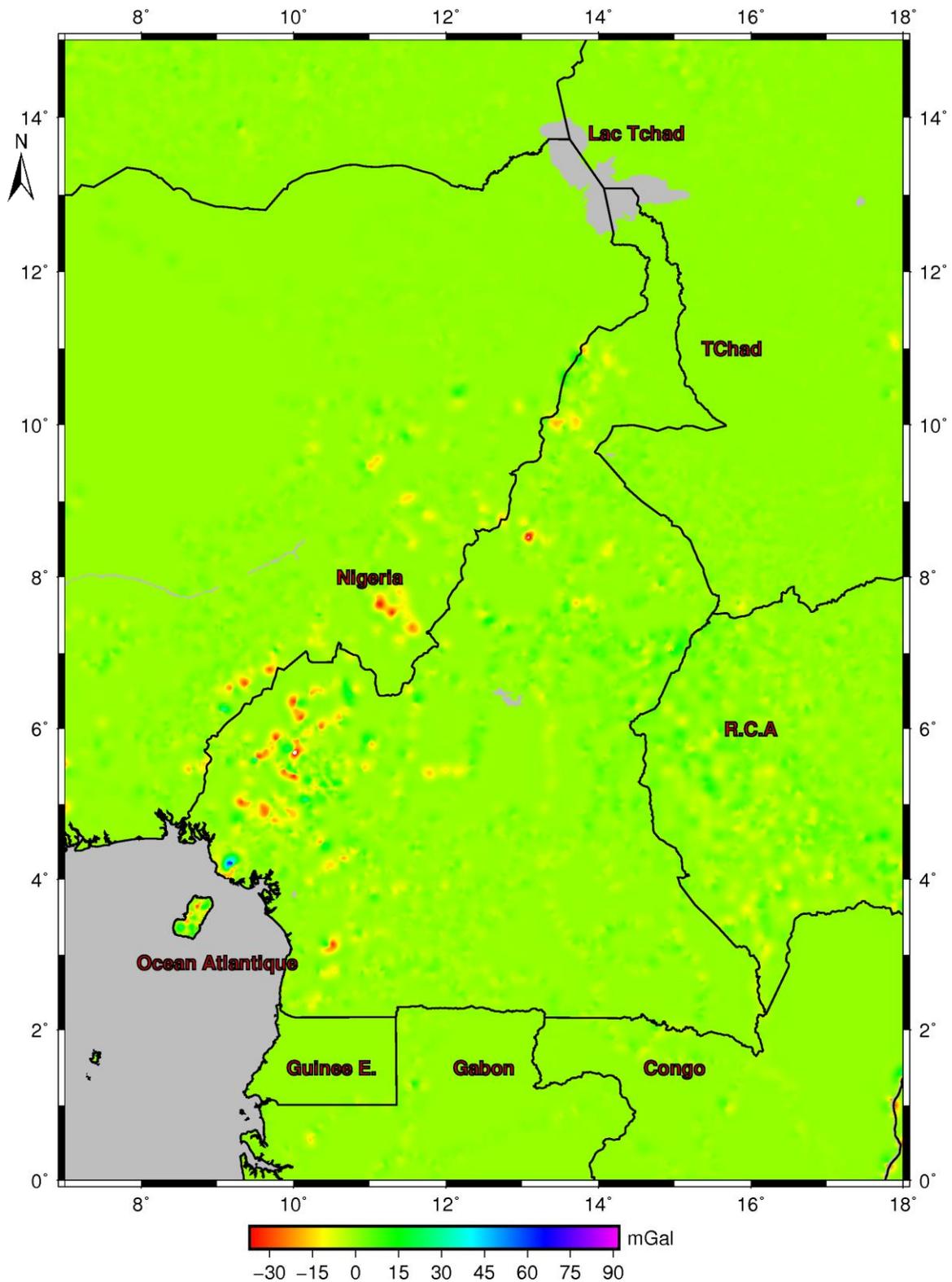


Figure III.8: Carte des variations des effets de terrain sur les stations de mesure gravimétrique sur le Cameroun.

La correction de terrain par la méthode de terrain résiduel peut surprendre par son amplitude allant de -36 mGal à 90 mGal autour du mont Cameroun et son signe positif ou négatif contrairement à la correction de terrain de Bouguer qui est toujours de même signe et d'amplitude plus faible. C'est une correction de terrain de nature différente destinée au calcul des modèles de géoïde gravimétrique. Elle vise à enlever les hautes fréquences telles qu'elles sont vues par le satellite et modélisées dans les modèles globaux. Il faut la comprendre comme une correction de l'attraction du terrain résiduel en altitude prolongée ensuite harmoniquement au niveau du sol.

Tableau III.9: Statistiques sur les corrections de terrain (unité : mGal).

Unité (mGal)	Min	Max	Moy.	ECT
TC	-36,4	91,042	-0,44	3,347

III.5.2. Evaluation de la contribution des grandes longueurs d'onde

Il s'agit de calculer en chaque point du fichier de données gravimétriques, l'anomalie de la pesanteur Δg_{reg} issue du modèle géopotentiel global. Cette anomalie correspond à la contribution de grandes longueurs d'onde des anomalies de la pesanteur du Cameroun et ses environs, obtenue par la relation (2.9). Les variations spatiales des anomalies gravimétriques de trois modèles géopotentiels (EGM2008, EIGEN-6C4 et GOCE-dir5) retenus pour le calcul de différents modèles de géoïde sur le Cameroun sont représentées à la figure III.9 et les statistiques qui y sont associées dans le tableau III.10.

Tableau III.10: Statistiques sur les anomalies gravimétriques de trois modèles géopotentiels utilisés (unité : mGal).

Statistique	Δg (obs)	Δg (EGM2008)	Δg (EIGEN-6C4)	Δg (GOCE-DIR5)
Min	-85,395	-86,798	-88,002	-60,065
Max	422,680	278,380	269,551	69,025
Moy.	1,478	1,226	1,237	0,561
Ecart Type	24,813	24,415	24,218	16,937

Il ressort du tableau III.10 ci-dessus, une forte corrélation entre les anomalies gravimétriques observées Δg (obs) et celles issues des modèles géopotentiels EGM2008 et EIGEN-6C4. Cette forte corrélation est perceptible sur les figures montrant les variations spatiales de ces anomalies (figure III.9) où les formations géologiques majeures liées à la LVC y sont visibles.

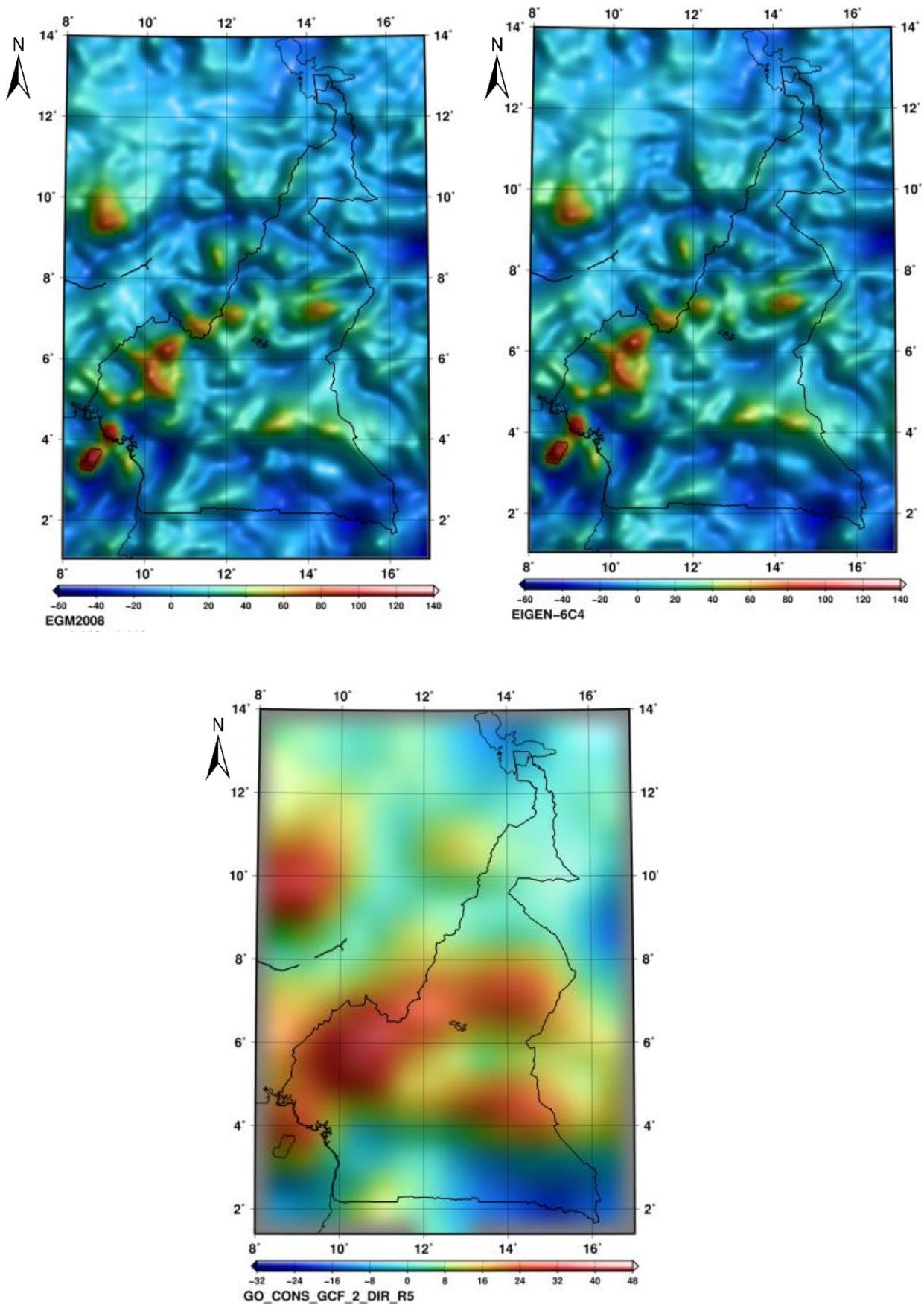


Figure III.9: Variations spatiales des anomalies des modèles géopotentiels retenus pour le calcul de différents modèles de géoïde sur le Cameroun.

La corrélation observée ci-dessus entre EGM2008 et EIGEN-6C4 se justifie par le fait que ces modèles géopotentiels tous deux de haute résolution sont susceptibles de mettre en évidence les hétérogénéités de près de 5 km d'extension. Par contre, les variations spatiales du modèle géopotentiel GOCE-dir5 ne mettent pas en exergue les structures géologiques de manière détaillée comme avec les autres modèles de champ. Ceci est visible au niveau des statistiques entre les anomalies gravimétriques observées $\Delta g(\text{obs})$ et celles issues de ce modèle (tableau III.10 ci-dessus).

III.5.3. Calcul et interpolation des anomalies gravimétriques résiduelles

La composante résiduelle du géoïde ou du quasi-géoïde est estimée en utilisant la collocation rapide (Bottoni et Barzaghi, 1993) à partir des anomalies gravimétriques résiduelles. Ces anomalies résiduelles s'obtiennent par le retrait de la contribution des grandes longueurs d'onde et de la correction de terrain sur l'anomalie à l'air libre en chaque point de mesure gravimétrique. L'utilisation du modèle EIGEN-6C4 permet d'obtenir la carte indiquant l'anomalie résiduelle en chaque station gravimétrique (figure III.10).

Afin de faciliter l'application de la technique de collocation rapide, les anomalies résiduelles doivent être dans une grille géographique régulière. Ainsi, les données gravimétriques réduites en chaque point du fichier de données gravimétriques ont été transformées, par interpolation en une grille régulière en utilisant le programme GEOGRID du progiciel GRAVSOFIT. La méthode d'interpolation utilisée est le krigeage. Les statistiques des données gravimétriques non réduites dans la zone de calcul sont présentées dans le tableau III.11.

Tableau III.11: Statistiques sur les données gravimétriques utilisées dans la zone de calcul.

$\Delta g(\text{obs})$	Données gravimétriques (mGals)
N	43469
Min	-85,395
Max	422,680
Moy.	1,478
Ecart Type	24,813

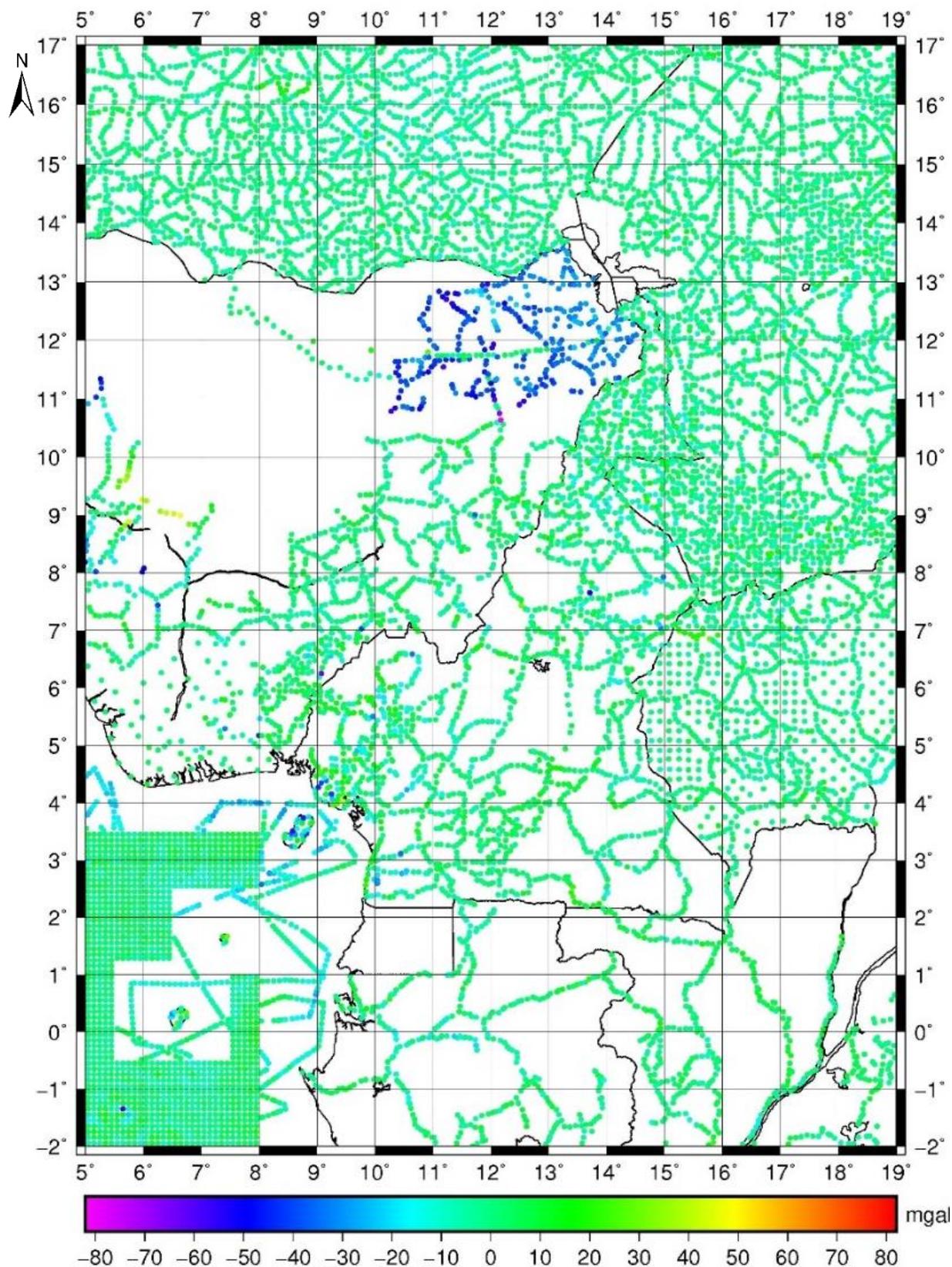


Figure III.10: Carte indiquant l'anomalie résiduelle en chaque station gravimétrique lorsque le modèle géopotential EIGEN est utilisé pour l'extraction des grandes longueurs d'onde.

Les valeurs d'anomalies gravimétriques résiduelles obtenues dans la phase de retrait aux points du fichier de données gravimétriques, pour les modèles géopotentiels retenus dans la zone de calcul, présentent les statistiques contenues dans le tableau III.12 suivant :

Tableau III.12: Statistiques sur les anomalies résiduelles totales $\Delta g_r = \Delta g_{obs} - \Delta g_{GGM} - \Delta g_{RTC}$.

	<i>degré/ordre</i>	<i>Moy.</i>	<i>Ecart Type</i>	<i>Min.</i>	<i>Max.</i>
Δg_r (GOCE-dir5)	300	0,706	11,011	-54,201	85,904
Δg_r (EGM2008)	1000	0,014	4,903	-19,427	19,45
Δg_r (EIGEN-6C4)	1000	0,061	5,143	-23,778	29,233

Il apparaît qu'en éliminant les contributions de grande longueur d'onde et de la topographie, on obtient un lissage remarquable des données résiduelles. A la phase de retrait, les deux modèles géopotentiels haute résolution (EIGEN-6C4 et EGM2008) présentent pratiquement les mêmes résultats. Un résultat significatif est aussi obtenu en utilisant le modèle GOCE-dir5 qui contient uniquement les informations satellitaires puisque l'écart type des anomalies résiduelles y afférentes est seulement deux fois supérieur à celui des modèles géopotentiels haute résolution. Ceci pourrait être expliqué par le fait que, dans la zone d'étude, les modèles géopotentiels haute résolution souffrent d'une couverture de données gravimétriques de qualité puisque ces modèles sont obtenus par la combinaison des observations satellitaires et des anomalies de gravité terrestres issues du "remplissage" (fill-in, Pavlis et al., 2008).

III.5.4. Calcul des fonctions de covariance empirique et des modèles analytiques des anomalies gravimétriques résiduelles

Les différentes grilles d'anomalies résiduelles obtenues en utilisant les modèles géopotentiels EGM2008, EIGEN-6C4 et GOCE-dir5 ont été utilisées dans l'évaluation des différents quasi-géoïdes résiduels à partir de la collocation rapide (Bottoni et Barzaghi, 1993). Le point clé pour l'application de cette approche est l'estimation de la fonction de covariance des données gravimétriques résiduelles. La figure III.11 présente les fonctions de covariance empirique associées aux modèles géopotentiels EGM2008, EIGEN-6C4 et GOCE-DIR5. Elles sont calculées en utilisant le programme EMPCOV du progiciel GRAVSOFT.

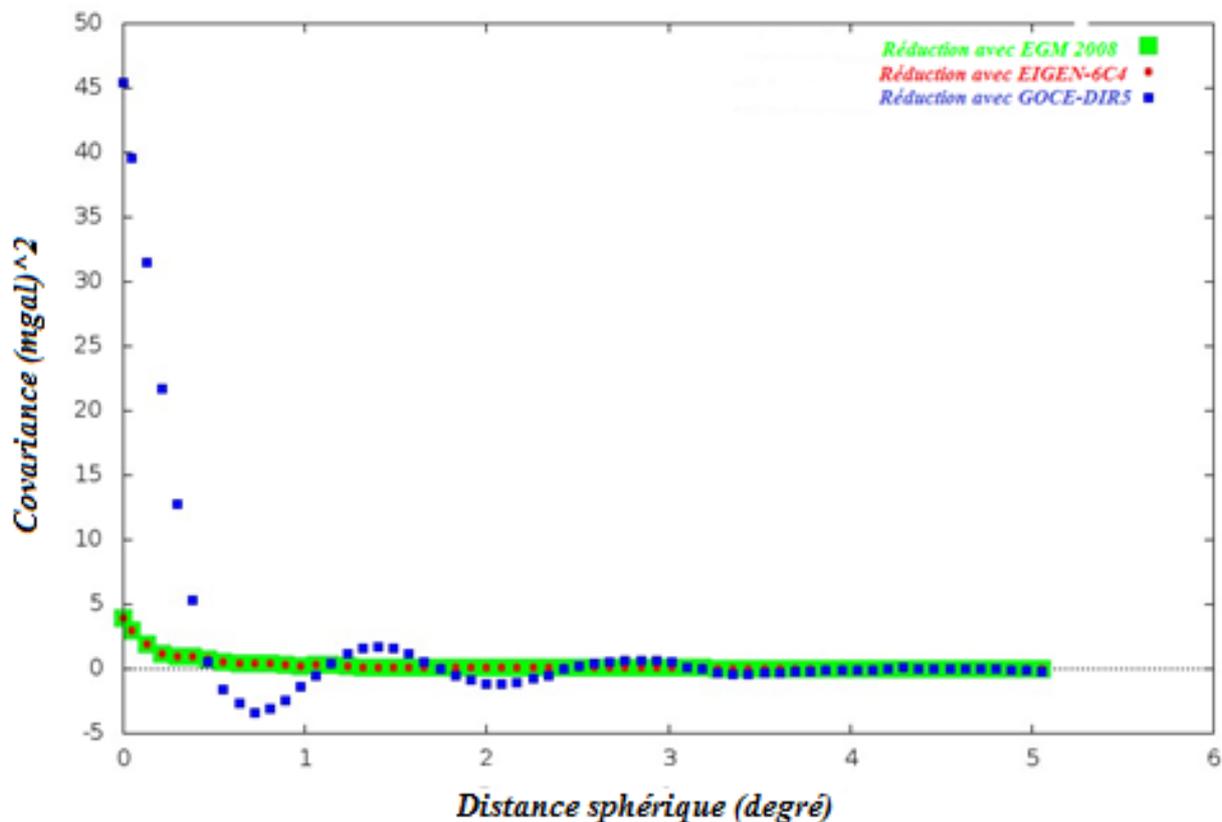


Figure III.11: Fonctions de covariance empirique associées aux données gravimétriques résiduelles correspondantes aux modèles géopotentiels EGM2008, EIGEN-6C4 et GOCE-DIR5.

Ces fonctions de covariances reflètent parfaitement les différents contenus fréquentiels des données gravimétriques résiduelles. Les fonctions de covariance empirique de données résiduelles obtenues en éliminant les modèles géopotentiels haute fréquence (EGM2008 et EIGEN-6C4) sont très similaires. De plus, elles ont de très courtes distances de corrélation ξ (valeur de la distance sphérique pour laquelle la fonction de covariance est égale à la moitié de sa valeur à l'origine) et ont pratiquement les mêmes valeurs à l'origine. La fonction de covariance empirique des anomalies résiduelles obtenues à partir du modèle satellitaire GOCE-DIR5, a une longue distance de corrélation significative et une large valeur à l'origine, qui reflètent les courtes fréquences contenues dans ces anomalies résiduelles. Cependant, toutes les fonctions de covariance tendent vers zéro lorsque la distance sphérique croît, indiquant ainsi l'absence de biais et de tilts dans les données résiduelles.

Les fonctions de covariances des anomalies résiduelles ont ensuite été modélisées en utilisant les modèles bien connus proposés par Tscherning et Rapp (1974) et affinés par Knudsen (1987). Ces modèles sont présentés au chapitre 2. Ils sont ensuite ajustés par rapport aux différentes fonctions de covariance empiriques à travers l'opérateur de collocation.

Les meilleurs modèles ajustés à partir des valeurs empiriques sont présentés à la figure III.12.

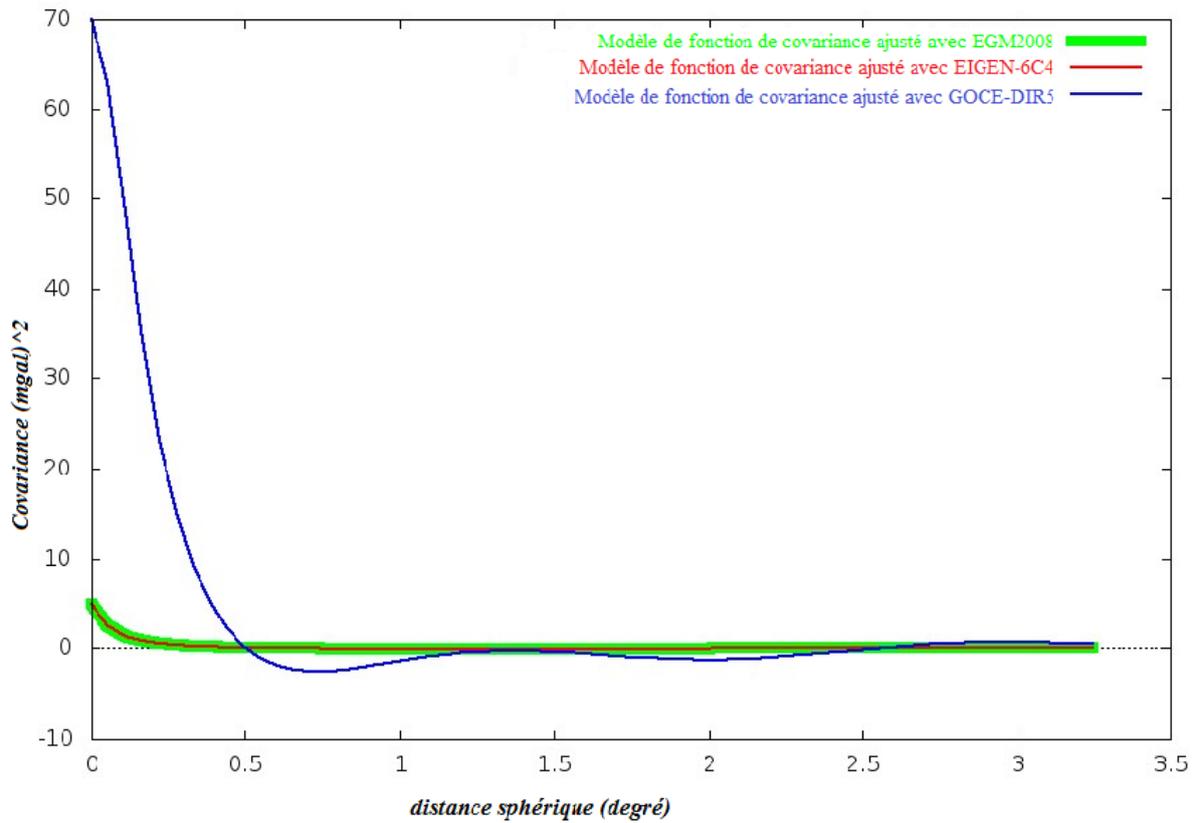


Figure III.12: Modèles de fonctions de covariance ajustés associés aux données gravimétriques résiduelles correspondant aux modèles géopotentiels EGM2008, EIGEN-6C4 et GOCE-DIR5.

Les modèles interpolés, estimés en utilisant le programme COVFIT16 du progiciel GRAVSOFIT, ajustent très bien les valeurs empiriques au regard de la structure de corrélation présentée par les fonctions de covariance empirique.

III.5.5. Calcul du quasi-géoïde résiduel par la collocation rapide

Dans cette section, le quasi-géoïde résiduel est évalué par la méthode de collocation rapide en utilisant l'anomalie résiduelle obtenue. Il a été estimé en utilisant le programme de collocation rapide fastcolc.f qui permet de déterminer la composante résiduelle de l'anomalie d'altitude ζ_r . Cette composante est donnée par :

$$Z_r = C_{z,Dg_r} [C_{Dg_r,Dg_r} + S_u^2 I]^{-1} (Dg_r + u) \quad (3.1)$$

où C_{z,Dg_r} est une fonction de covariance croisée entre Z_r et l'anomalie résiduelle Dg_r . C_{Dg_r,Dg_r} est la fonction d'auto-covariance de Dg_r et v est le bruit en terme de gravité et S_u^2 est sa variance

(Sansò, 2013b). Cette composante résiduelle de l'anomalie d'altitude ζ_r en utilisant le modèle EIGEN-6C4 est représentée à la figure III.13.

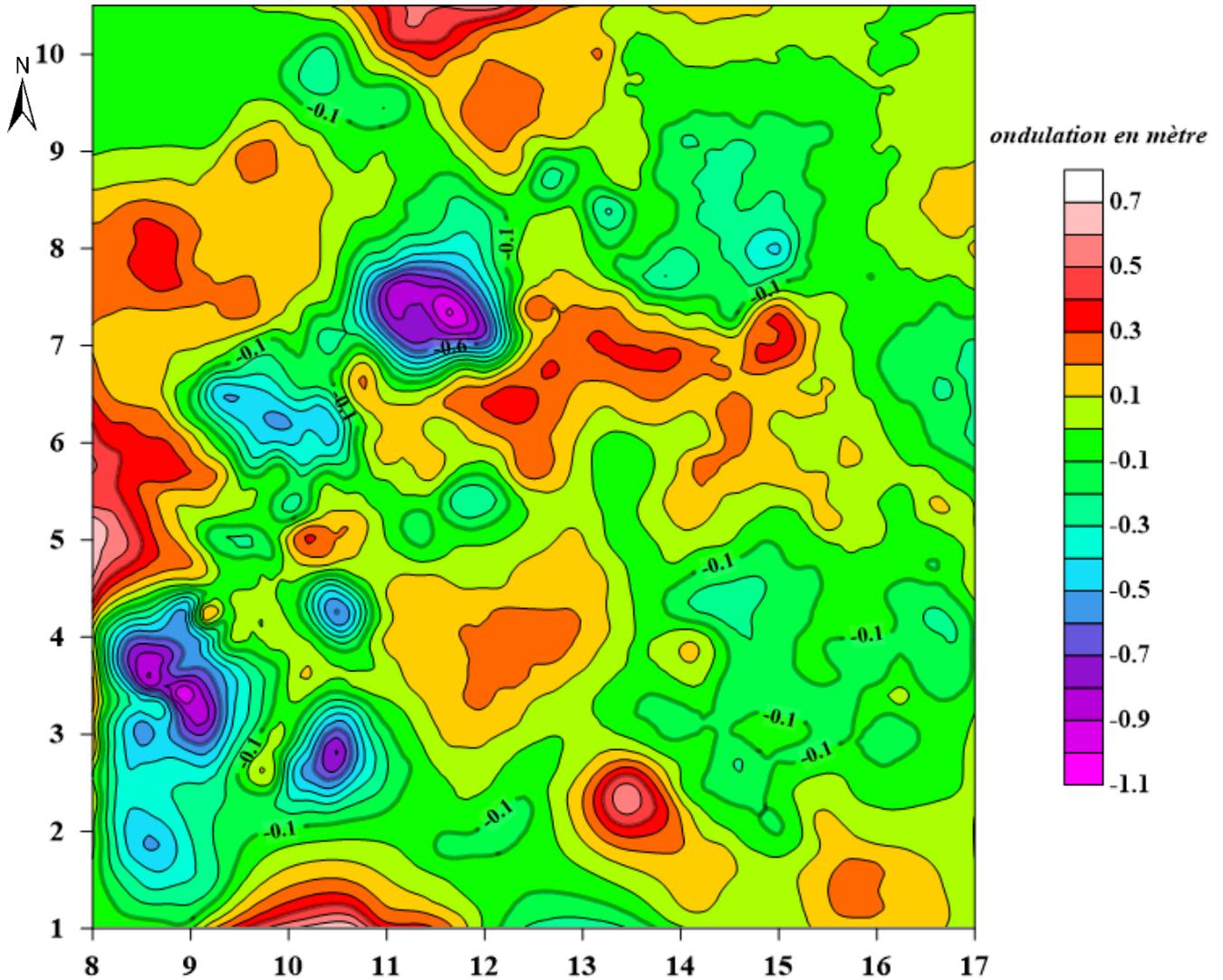


Figure III.13: Composante résiduelle de l'anomalie d'altitude ζ_r associée au modèle géopotiel EIGEN-6C4.

III.5.6. Détermination du quasi-géoïde gravimétrique

Après avoir déterminé le quasi-géoïde résiduel ζ_r , on procède par la suite à la restauration des contributions du modèle géopotiel et de la topographie préalablement éliminées dans la phase de retrait pour avoir le quasi-géoïde gravimétrique. Pour y parvenir, les contributions des grandes longueurs d'onde des modèles EIGEN et EGM2008 jusqu'au degré 1000 et du modèle GOCE-DIR5 jusqu'au degré 230 ont été déterminées. Elles ont été calculées en utilisant le programme modosup_EGM.f, en évaluant cette fois-ci l'effet sur l'anomalie d'altitude. Dès lors que ces contributions sont évaluées, on les additionne en utilisant le

programme sum.f pour obtenir la composante totale de l'anomalie d'altitude ζ_T . Celle-ci contient ainsi la contribution des grandes longueurs d'onde issues des modèles de champ ζ_{GGM} , la contribution de moyenne longueur d'onde à partir des données gravimétriques ζ_r et la contribution des courtes longueurs d'onde issues de la topographie ζ_{RTC} .

$$Z_T(P) = Z_{GGM}(P) + Z_{RTC}(P) + Z_r(P)$$

Pour terminer, les différentes anomalies d'altitudes associées au modèle combiné haute résolution EIGEN-6C4 et au modèle satellitaire GOCE-dir5 retenus ont été calculées.

Les solutions basées sur ces modèles géopotentiels sont représentées à la figure III.14 (a) et III.14 (b) respectivement pour GOCE-dir5 et EIGEN-6C4.

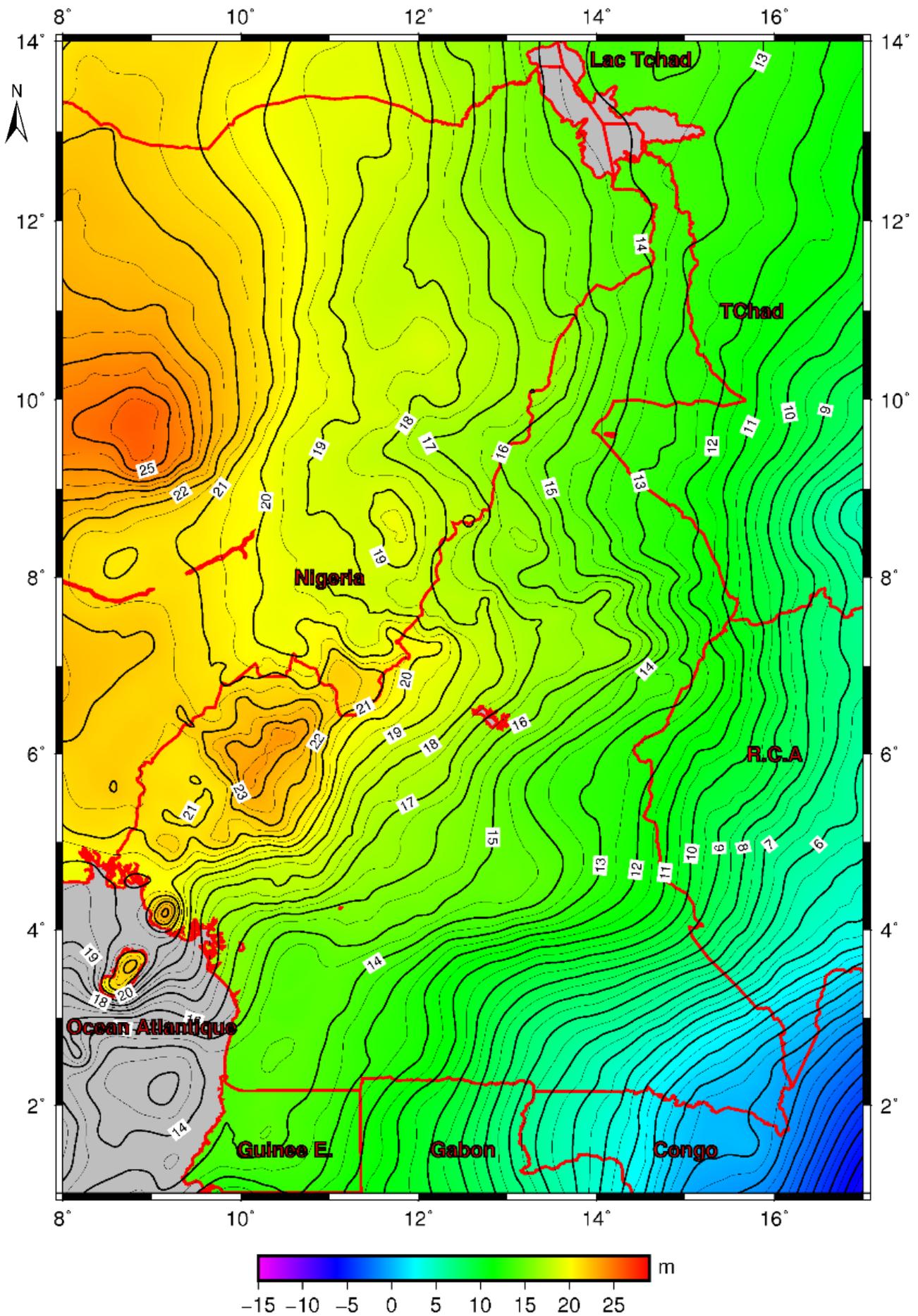


Figure III.14 (a): Quasi-géoïde sur le Cameroun en utilisant le modèle global GOCE-DIR5. Interligne (0,5 m).

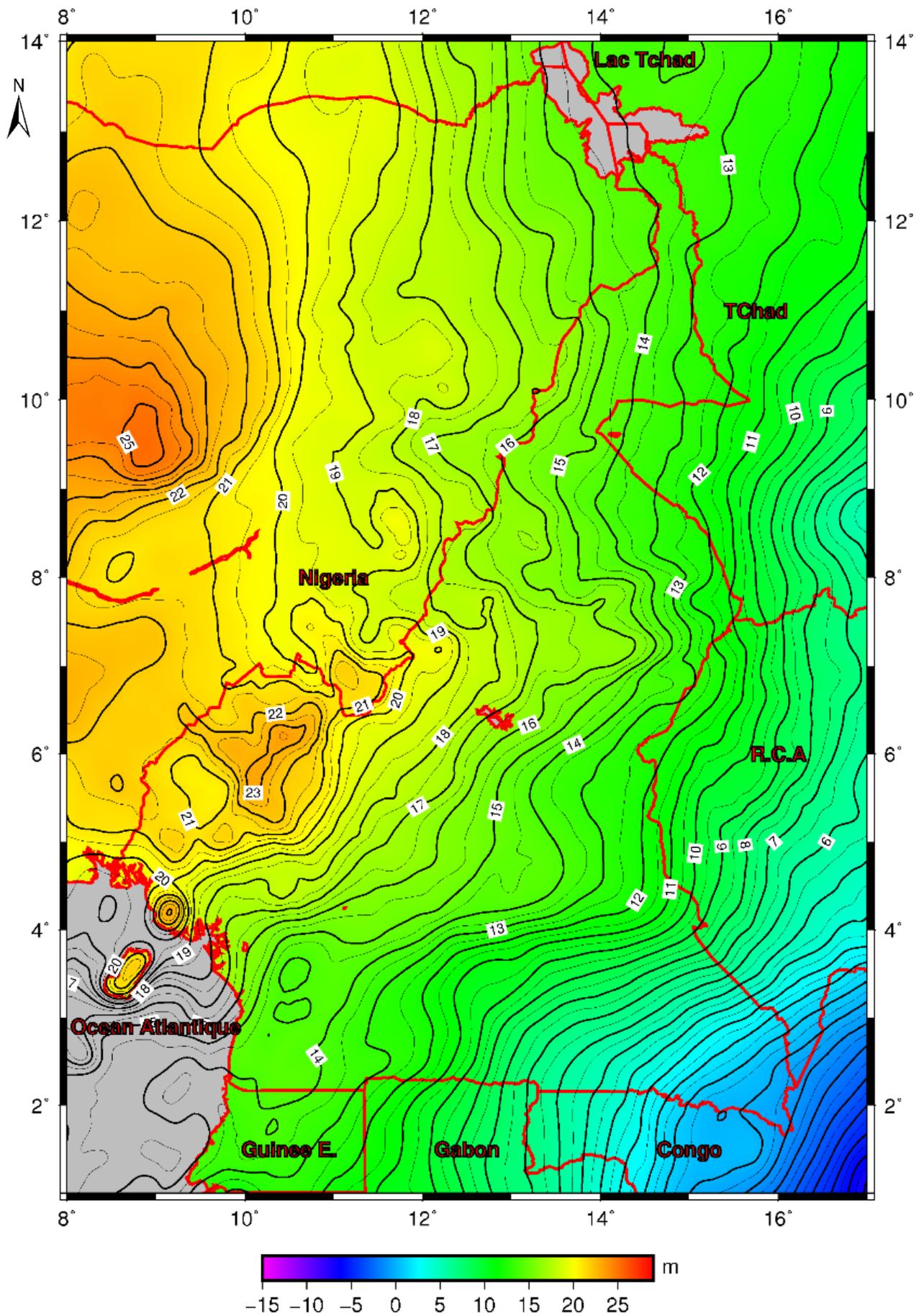


Figure III.14 (b): Quasi-géoïde sur le Cameroun en utilisant le modèle global EIGEN-6C4. Interligne (0,5 m).

Les statistiques associées aux deux quasi-géoïdes sont présentées dans le tableau III.13 suivant :

Tableau III.13: Statistiques sur les quasi-géoïdes gravimétriques à partir GOCE-DIR5 et EIGEN-6C4 (Unité : m).

Statistique	ζ (EIGEN-6C4)	ζ (GOCE-DIR5)
Min	-7,194	-7,069
Max	25,336	25,934
Moy.	14,743	14,758
Ecart Type	5,898	5,912

Les anomalies d'altitude issues de deux quasi-géoïdes calculés sur le Cameroun à partir des modèles globaux GOCE-DIR5 et EIGEN-6C4 reflètent rigoureusement la géomorphologie du Cameroun. Les valeurs maximales de ces anomalies sont associées aux formations majeures de la LVC identifiables sur la figure III.14 (a) et III.14 (b). De même, le plateau de l'Adamaoua est caractérisé par les anomalies d'altitudes ζ_T dont la valeur moyenne est située autour de 14 m. Pour mieux identifier les grands ensembles géologiques sur le Cameroun, il faut convertir les quasi-géoïdes gravimétriques en géoïdes gravimétriques bien que l'écart entre un quasi-géoïde et un géoïde soit inférieur à 1 cm sur les zones plates et quelques centimètres sur les chaînes de montagne.

III.5.7. Conversion du quasi-géoïde en géoïde

Tel qu'annoncé plus haut, les iso-valeurs d'anomalies d'altitude ne laissent pas apparaître beaucoup d'informations d'ordre géologique. Ainsi, ni la forme, ni la direction de ces iso-valeurs ne semblent faciles à interpréter. Il faut donc convertir les quasi-géoïdes gravimétriques en géoïdes gravimétriques.

D'après Heiskanen et Moritz (1967), l'anomalie d'altitude ζ est liée à l'ondulation du géoïde N par :

$$H_{(M)}^{(N)} - H_{(M)}^{(0)} = N - \zeta = \frac{\tilde{g} - \tilde{\gamma}}{\tilde{\gamma}} H_{(M)}^{(0)} = \frac{\Delta g_B}{\tilde{\gamma}} H_{(M)}^{(0)} \quad (3.3)$$

où $H_{(M)}^{(0)}$ est l'altitude orthométrique, $H_{(M)}^{(N)}$ l'altitude normale, $\tilde{\gamma}$ la valeur de la pesanteur normale et Δg_B la valeur de l'anomalie de Bouguer simple.

Pour déterminer le géoïde à partir du quasi-géoïde, on élabore la grille du MNT, la grille d'anomalies de Bouguer à partir des données gravimétriques collectées sur le terrain, ayant

toutes deux le même pas que le quasi-géoïde (5 minutes) puis on détermine l'écart $N-\zeta$. On peut ainsi ajouter cet écart à la grille du quasi-géoïde pour avoir le géoïde recherché. Deux sous-programmes du progiciel GRAVSOFIT ont été utilisés. Il s'agit du GEOGRID pour créer les grilles, GCOMB pour les opérations entre les grilles.

Les statistiques sur les d'anomalies de Bouguer sont présentées dans le tableau III.14 suivant :

Tableau III.14: Statistiques sur les anomalies de Bouguer (Unité : mGal).

Statistique	Anomalies de Bouguer
Min	-125,587
Max	253,399
Moy.	-26,841
Ecart Type	34,490

Les variations des anomalies de Bouguer sont représentées sur la figure III.15 suivante :

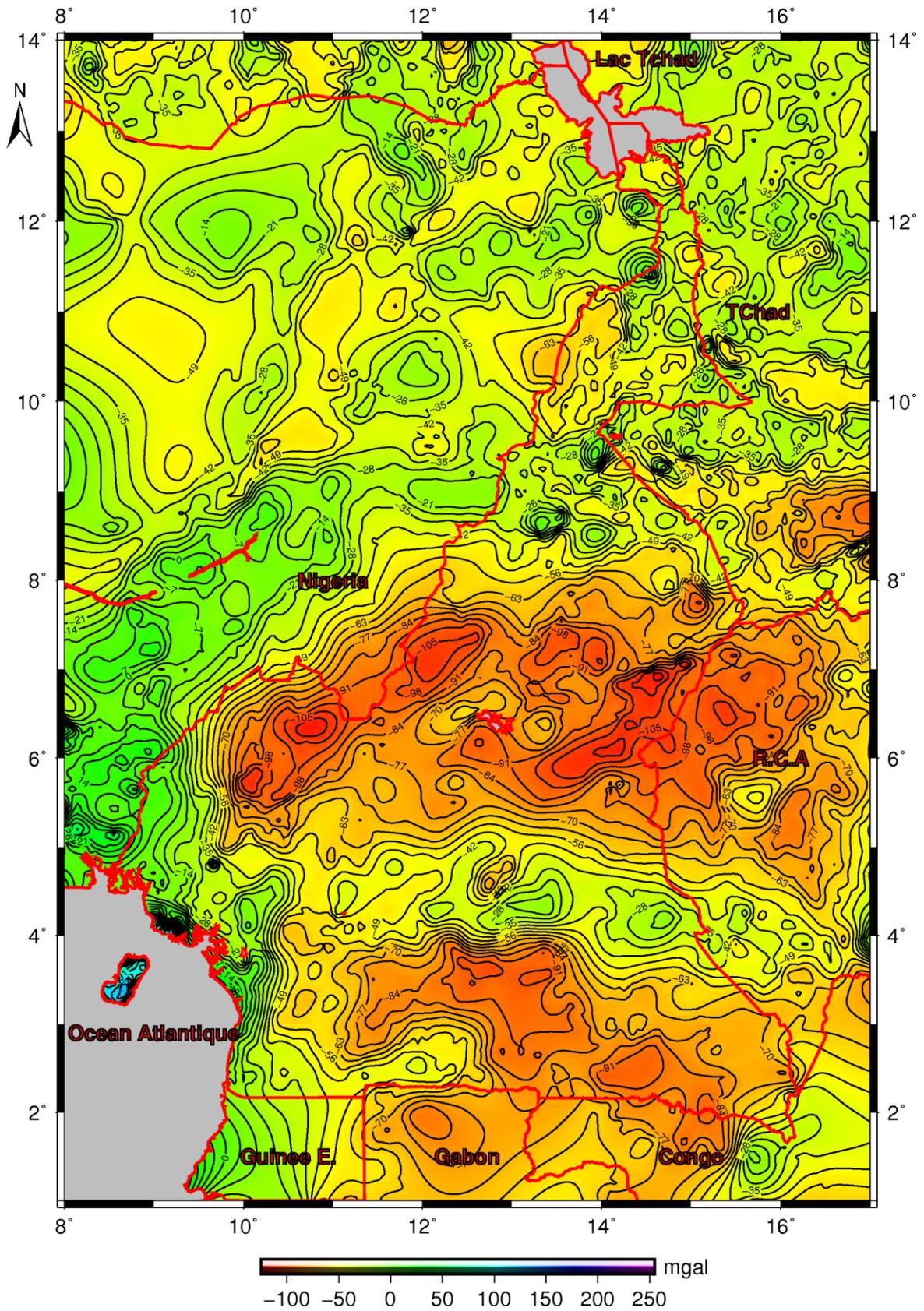


Figure III.15: Variations des anomalies de Bouguer sur le Cameroun et ses environs. Interligne (7 mGal).

Sur la figure III.15, les variations de la pesanteur semblent lentes et régulières. Ces variations sont dominées par les valeurs négatives de l'anomalie de Bouguer. Les valeurs minimales de l'ordre de -126 mGal sont observables autour des massifs volcaniques, le plateau de l'Adamaoua et certains endroits dans le domaine sud du pays. Ces valeurs corrélerent bien avec les régions d'altitude élevée comme à l'Ouest et dans l'Adamaoua, ce qui n'est pas le cas au sud du pays où l'altitude moyenne ne dépasse pas 1000 m. Les valeurs relativement positives des anomalies de Bouguer se retrouvent le long du fossé et les bassins de la Benoué et du Tchad. Les contours d'iso-valeurs d'anomalies de Bouguer sont orientés sensiblement suivant la direction E-W dans la partie centrale du Cameroun. La partie nord est caractérisée par des anomalies allongées suivant des directions dominantes WSW-ENE à SW-NE parallèles au Cisaillement Centre Camerounais et une direction secondaire WNW-ESE.

Connaissant la grille du MNT, la grille d'anomalies de Bouguer, on détermine la grille des écarts $N-\zeta$ donnée à la figure III.16.

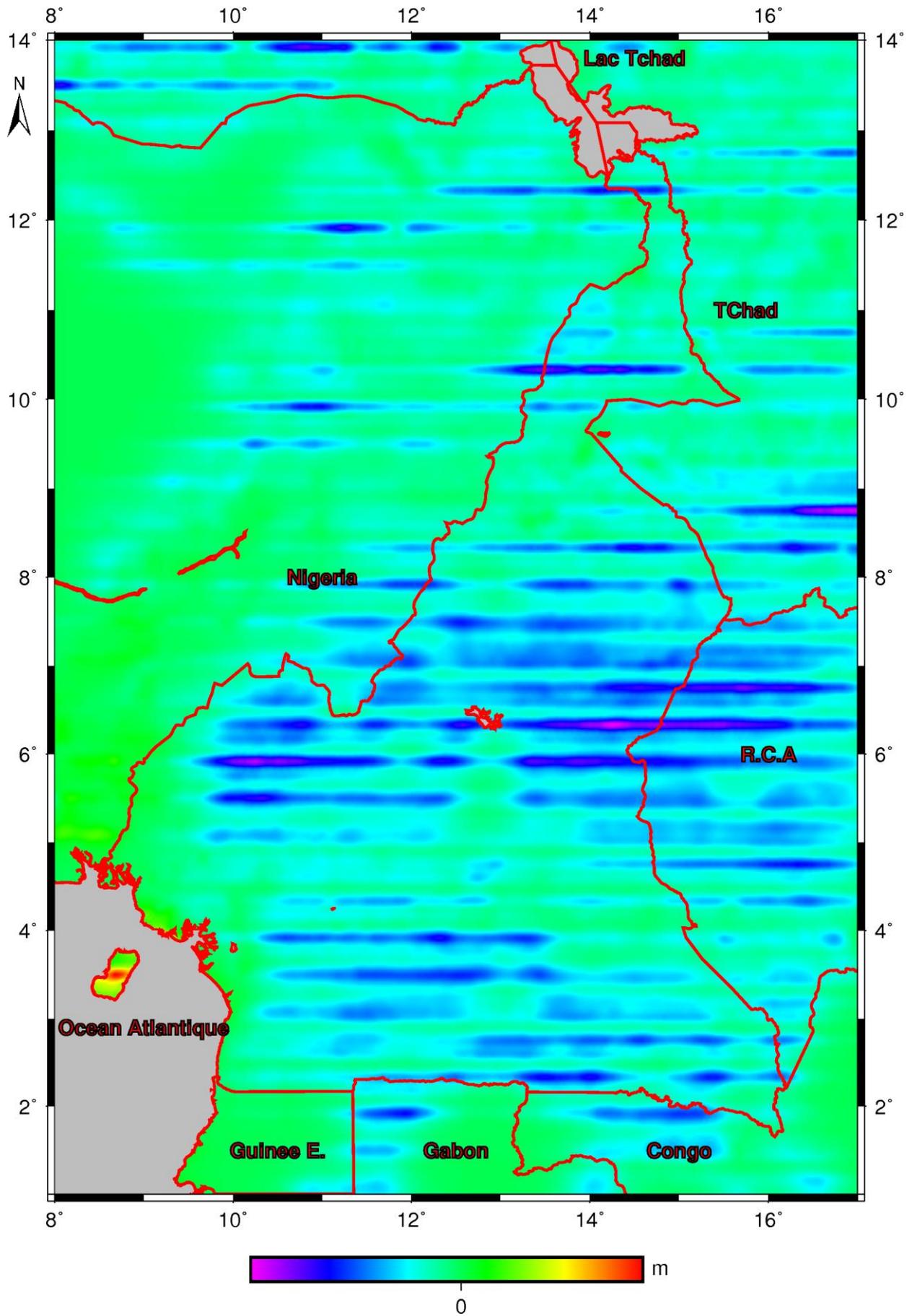


Figure III.16: Grille des écarts $N-\zeta$ utilisée pour la conversion du quasi-géoïde en géoïde.

L'observation de la grille des écarts $N-\zeta$ indique les biais beaucoup plus dans les régions d'altitude élevée (Ouest Cameroun et plateau de l'Adamaoua) et à quelques endroits dans la zone forestière du Cameroun. Les statistiques associées à cette grille des écarts sont contenues dans le tableau III.15 suivant.

Tableau III.15: Statistiques sur les écarts $N-\zeta$ (m).

Statistique	Ecart $N-\zeta$
Min	-0,102
Max	0,087
Moy.	-0,017
Ecart Type	0,014

Le tableau III.15 montre que les valeurs de la grille $N-\zeta$ sont très faibles dont la moyenne est d'environ -0,017 m.

A partir de cette grille, on peut ainsi déterminer les modèles de géoïde gravimétrique associés aux modèles globaux EIGEN-6C4 et GOCE-DIR5 sur le Cameroun.

III.5.8. Détermination du modèle de géoïde gravimétrique CGM18

Les quasi-géoïdes associés aux modèles EIGEN-6C4 et GOCE-dir5 représentés à la figure III.14 (a) et III.14 (b) sont transformés en géoïdes gravimétriques. Les contours d'iso-valeurs de ces géoïdes sont représentés à la figure (III.17) lorsque le modèle global GOCE-DIR5 est utilisé et à la figure (III.18) lorsque le modèle global EIGEN-6C4 est utilisé. Les statistiques associées aux deux différents modèles de géoïde sur le Cameroun sont présentées dans le tableau III.16 suivant :

Tableau III.16: Statistiques sur les géoïdes gravimétriques sur le Cameroun à partir GOCE-DIR5 et EIGEN-6C4 (Unité : m).

Statistique	N (EIGEN-6C4)	N (GOCE-DIR5)
Min	-7,198	-7,071
Max	25,333	25,934
Moy.	14,726	14,741
Ecart Type	5,901	5,915

Les écarts entre les paramètres statistiques des quasi-géoïdes et des géoïdes sont très faibles.

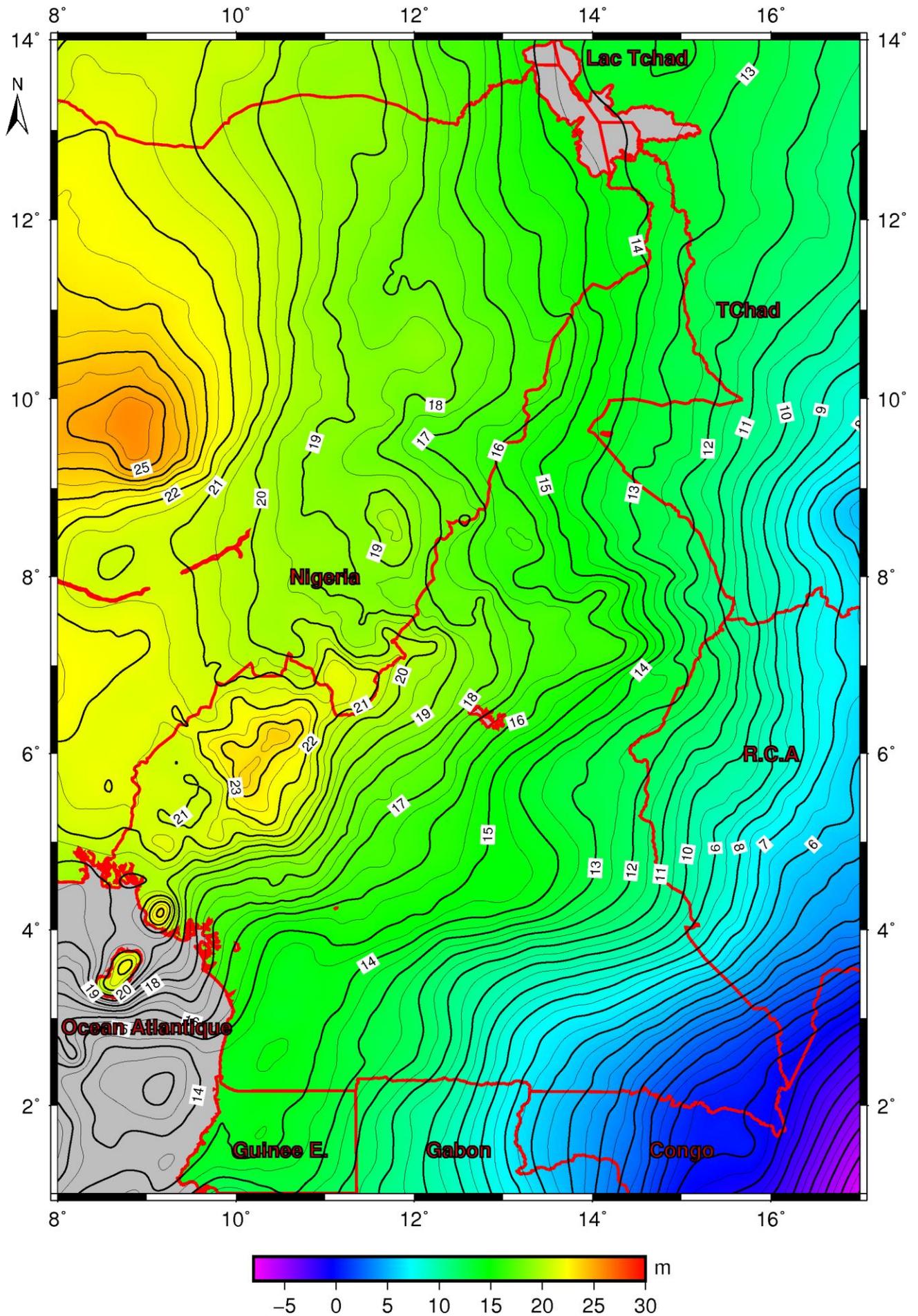


Figure III.17: Géoïde du Cameroun en utilisant le modèle global GOCE-DIR5. Interligne (0,5 m).

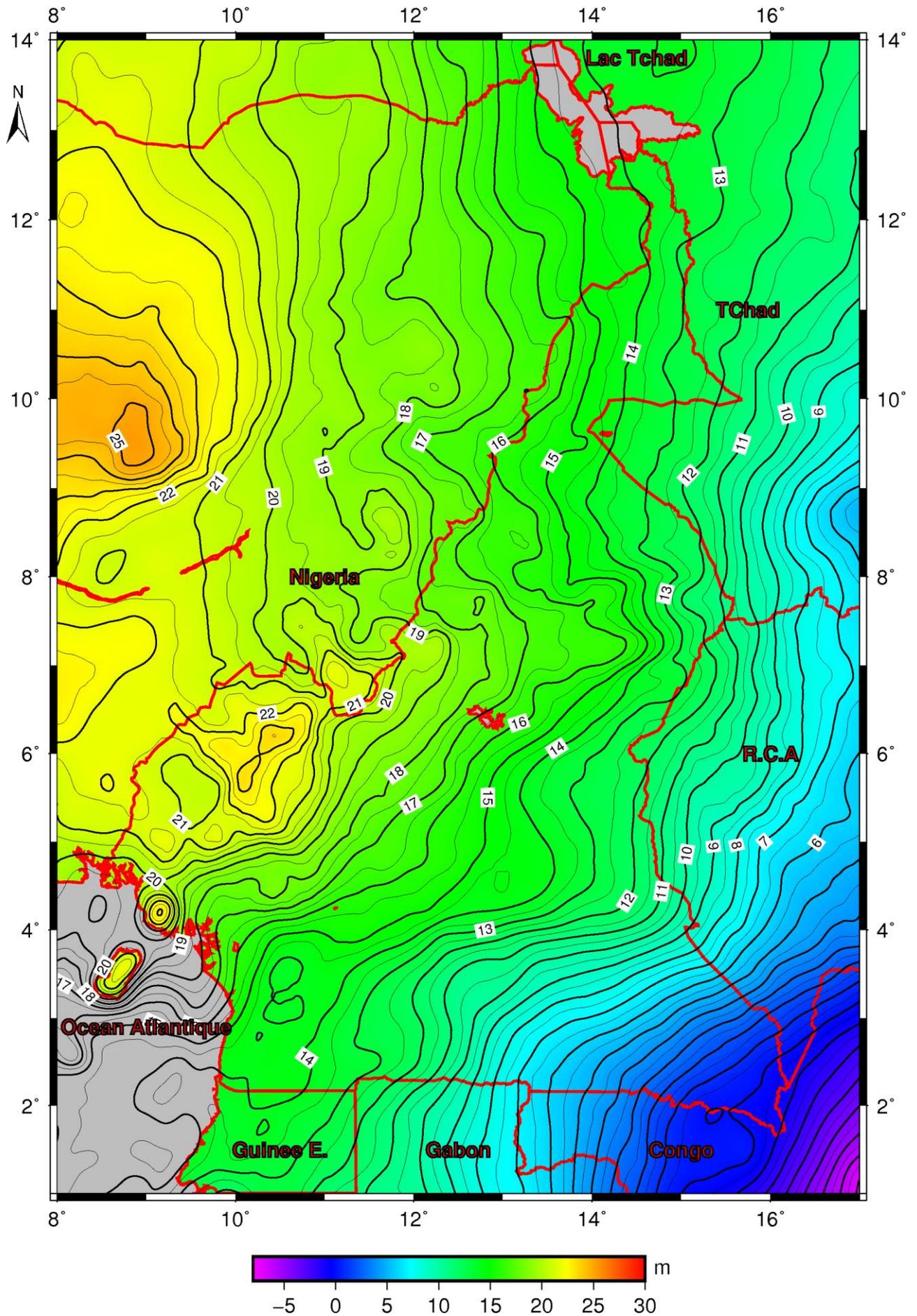


Figure III.18: Géoïde du Cameroun en utilisant le modèle global EIGEN-6C4. Interligne (0,5 m).

III.6. Evaluation du géoïde gravimétrique du Cameroun

Afin d'évaluer la précision de deux modèles de géoïde gravimétrique déterminés sur le Cameroun, leurs ondulations ont été comparées aux ondulations issues de cent-trente-cinq (135) points GPS/nivelés disponibles sur l'étendue du territoire national (figure III.19). En chacun de ces points GPS/nivelés, la hauteur ellipsoïdale h et l'altitude orthométrique sont connues, donc l'ondulation en ce point donnée par $NGPS/nivelé = h - H$ peut être calculée.

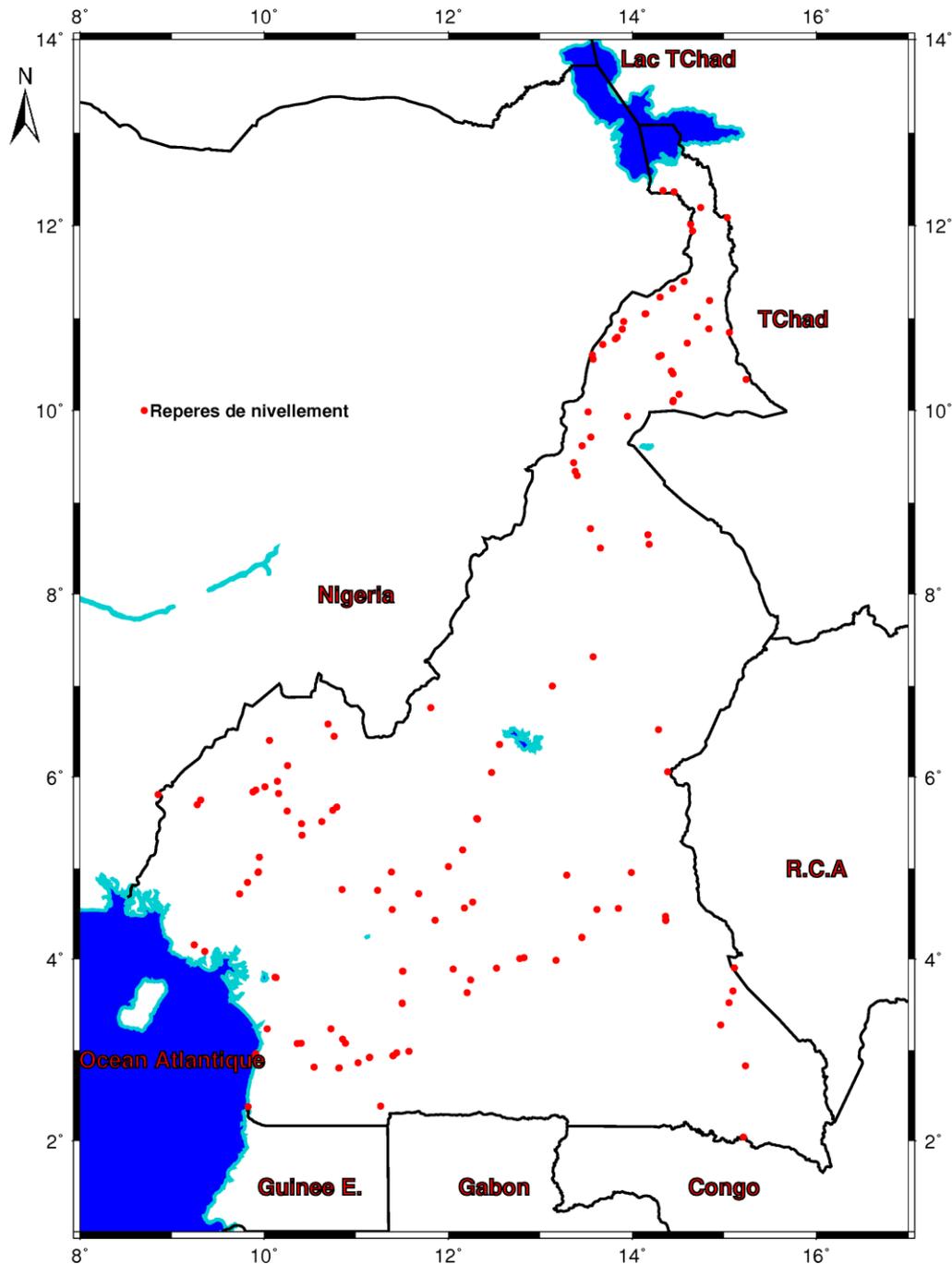


Figure III.19: Distribution des points GPS/nivelés utilisés pour l'évaluation des modèles de géoïde gravimétrique sur le Cameroun.

Ainsi, les valeurs de $N_{GPS/nivelé}$ peuvent être comparées à celles issues des modèles de géoïde gravimétrique pour déterminer leur précision. Cependant, la référence des altitudes orthométriques issues des points GPS/nivelés ne coïncide pas à celle des modèles de géoïde qui est en principe un système de référence global ; il existe donc un décalage entre les deux systèmes de référence. Pour mener à bien cette comparaison, il faut au préalable déterminer ce décalage pour réduire les données au même système de référence. Ce décalage peut atteindre 1 à 2 m en fonction de la topographie (Forsberg et Tscherning, 2008). La principale raison de ce décalage réside dans la détermination du point zéro utilisé comme référence lors des opérations de nivellement sur le terrain. En effet, le point zéro se réfère au niveau moyen de la mer à l'échelle locale qui est différent du niveau zéro du datum vertical global dû à la topographie du fond marin (Forsberg et Tscherning, 2008).

III.6.1. Ajustement du géoïde gravimétrique sur les points de contrôle GPS/nivelés

L'objectif ici est de modéliser le décalage entre le système de référence des points GPS/nivelés et celui des modèles de géoïde gravimétrique. Ainsi, la formule suivante qui tient compte du décalage de deux systèmes de référence en termes d'ondulations du géoïde a été utilisée dans ce travail (Heiskanen et Moritz, 1990):

$$\begin{aligned}
 N_{grav} &= N_{GPS/nivelé} + \Delta N(\theta, \lambda) \\
 &= N_{GPS/nivelé} + dx \sin \theta \cos \lambda + dy \sin \theta \sin \lambda + dz \cos \theta \\
 \theta &= \pi/2 - \varphi
 \end{aligned}
 \tag{3.4}$$

(dx, dy, dz) sont les composantes du vecteur translation entre le système de référence des points GPS/nivelés et celui des modèles de géoïde gravimétrique. Ces composantes sont déterminées à partir de l'ajustement par moindres carrés en utilisant l'équation ci-dessus.

Avec l'avènement du GPS (Global Positioning System), le nivellement géométrique, très onéreux et long, est en train d'être remplacé progressivement dans plusieurs pays par le nivellement par GPS. Pour que ce dernier soit efficace sur le terrain, il faut rattacher le modèle de géoïde gravimétrique au système de référence local. Ceci se fait facilement en utilisant l'interpolation par collocation à partir du module GEOGRID du progiciel GRAVSOFT. Plusieurs autres modules de GRAVSOFT sont utilisés. Il s'agit du GEOIP pour déterminer la différence entre les ondulations géométriques issues des points GPS/nivelés et les ondulations issues des modèles de géoïde gravimétrique. Par la suite, ces différences entre les ondulations géoïdales sont interpolées sous forme d'une grille régulière en utilisant le

programme GEOGRID. Cette grille de différence est additionnée à la grille du géoïde pour avoir la grille du géoïde ajustée.

III.6.2. Précision absolue du modèle de géoïde gravimétrique

Après la correction du décalage des systèmes de référence, il importe de déterminer la précision absolue de différentes versions du géoïde gravimétrique sur le Cameroun à partir des données indépendantes. Ainsi, une comparaison statistique des écarts d'ondulations ($N_{GPS/nivelé} - N_{géoïde}$) locales entre les ondulations issues des points GPS/nivelés et celles issues de différentes versions du géoïde gravimétrique est faite sur tout le territoire national. Les résultats de cette analyse statistique sont contenus dans le tableau III.17 suivant :

Tableau III.17: Statistiques sur les écarts d'ondulations ($N_{GPS/nivelé} - N_{géoïde}$) de différentes versions du géoïde gravimétrique du Cameroun (Unité : m).

Statistique	Ecart Type	Min	Max	Moy.
GOCE-dir5	0,180	-0,570	0,387	0,000
EIGEN-6C4	0,123	-0,311	0,314	0,000
EIGEN-6C4/2190	0,120	-0,340	0,318	0,000

Après avoir éliminé les inconsistances liées aux différents systèmes, les analyses statistiques contenues dans le tableau III.17 indiquent que le modèle de géoïde gravimétrique obtenu en utilisant le modèle global EIGEN-6C4 présente les meilleurs résultats. Ces résultats sont pratiquement les mêmes en solution locale (lorsque le modèle est tronqué jusqu' au degré et ordre 1000) qu'en toute résolution (2190). Cependant, il convient de souligner que la gamme des écarts d'ondulations est plus petite lorsque la solution locale est considérée. L'autre résultat important est celui obtenu à partir du modèle géopotential satellitaire GOCE-dir5 (modèle élaboré à partir des seules données satellitaires) de degré et d'ordre 300. Bien que les statistiques des écarts d'ondulations de ce modèle par rapport aux points GPS/nivelés soient médiocres, l'écart type n'est pas dramatiquement large comparé à ceux des autres modèles. Au regard des analyses qui précèdent, **il ressort que le modèle de géoïde gravimétrique du Cameroun CGM18 correspond à celui déterminé à partir du modèle global EIGEN-6C4** dans sa solution locale. Pour améliorer ces résultats, les mesures gravimétriques terrestres doivent être densifiées dans les zones où les signatures gravimétriques haute fréquence sont nécessaires comme par exemple les chaînes de montagne.

III.6.3. Comparaison du CGM18 avec les autres modèles de géoïde existants

L'un des points les plus cruciaux lors de la détermination d'un modèle de géoïde est sa précision, sa fiabilité par rapport aux autres modèles de géoïde existants dans la zone d'étude. Afin d'étudier la qualité du CGM18, plusieurs modèles de géoïde régionaux ou locaux existants sur le Cameroun ont été considérés et une analyse statistique a été réalisée entre ces modèles et le CGM18. Au rang de ces modèles considérés, on note :

- ✓ Cameroon Geoid Model 2005 (CGM2005),
- ✓ Cameroon Geoid Model 2011 (CGM11),
- ✓ African Geoid Project 2006 (AGP2006).

Les caractéristiques ainsi que les limites de ces modèles ont été données au chapitre 1.

Dans ce paragraphe, nous allons confronter les performances absolues du CGM18 à celles des modèles ci-dessus et faire une inter-comparaison entre les grilles de ces modèles à celle de CGM18.

- **Comparaison des performances absolues du CGM18 à celles des autres modèles**

Cette comparaison consiste à effectuer une comparaison statistique des écarts d'ondulations ($N_{GPS/nivelé} - N_{géoïde}$) locales entre les ondulations issues des points GPS/nivelés et celles issues des modèles de géoïde existants sur le Cameroun. Les résultats de cette analyse statistique sont indiqués dans le tableau III.18.

Tableau III.18: Comparaison statistique des écarts d'ondulations ($N_{GPS/nivelé} - N_{géoïde}$) entre les points GPS/nivelés et les modèles de géoïde existants sur le Cameroun (Unité : m).

	CGM18	CGM05	CGM11	AGP2006
Moy	-0,000	-0,973	-0,553	-0,906
Ecart Type	0,123	1,353	0,982	1,056
Min	-0,311	-6,395	-6,415	-7,044
Max	0,314	1,326	1,152	0,88

Les résultats contenus dans le tableau III.18 ci-dessus indiquent que le géoïde gravimétrique que nous venons de déterminer dont le modèle de référence est EIGEN-6C4 (CGM18), présente le meilleur écart-type des écarts d'ondulations égal à 12 cm. Les écarts d'ondulations de plus de 1 m d'écart-type sont observés avec les modèles de géoïde AGP2006 et CGM05. Carne (2012) a d'ailleurs soutenu qu'AGP2006 est redondant au CGM05 sur le Cameroun.

- **Comparaison relative du CGM18 avec d'autres modèles de géoïde existants**

Afin d'identifier les erreurs systématiques majeures, les zones de variation très importante des ondulations géoïdales, une inter-comparaison de différents modèles de géoïde pris deux à deux a été menée. Ces modèles de géoïde se présentent sous forme de grilles de pas de cinq

minutes (5') identiques en longitude et latitude. Les statistiques de toutes les combinaisons (CGM18-CGM05, CGM18-CGM11, CGM18-AGP2006) sont contenues dans le tableau III.19.

Tableau III.19: Statistique sur les écarts obtenus entre les différentes grilles de géoïde existant sur le Cameroun et la grille du CGM18 (m).

Statistique	CGM18-CGM05	CGM18-CGM11	CGM18-AGP2006
Moy	-0,209	0,335	0,111
Ecart Type	0,660	0,215	0,469
Min	-6,036	-0,650	-1,559
Max	1,665	1,118	1,410

Le tableau III.19 montre que les statistiques du modèle CGM11 se rapprochent de celles du modèle CGM18 comparativement aux autres modèles CGM05 et AGP2006. Il présente un biais de 0,335 m et un écart-type de 0,215 m par rapport à CGM18 sur le Cameroun. Cependant, le modèle CGM05 présente une valeur minimale atteignant 6 m. Pour mieux comprendre les causes de ces variations, une analyse visuelle s'avère importante. Ainsi, les variations des écarts d'ondulation entre les modèles de géoïde existant sur le Cameroun et le modèle CGM18 sont représentées par les figures III.20, III.21 et III.22 respectivement pour les combinaisons CGM18-CGM11, CGM18-CGM05 et CGM18-AGP2006.

Il ressort de l'analyse visuelle que la combinaison CGM18-CGM11 présente un bon ajustement même si les écarts d'ordre 1 m peuvent être identifiés sur le plateau de l'Adamaoua, à l'Ouest et surtout du côté du Nigéria. De même, les biais d'ordre de 0,5 m sont aussi observés dans la partie sud de la zone d'investigation. Il convient de rappeler que CGM11 n'est pas un modèle de géoïde dans son acception rigoureuse (Carme, 2012). Il a été obtenu par adaptation du modèle global EGM2008 sur un réseau de 130 points GPS nivelés répartis sur l'ensemble du territoire (figure III.19). Ainsi, on peut comprendre ces écarts qui s'observent dans les zones très pauvres en points GPS/nivelés comme le plateau de l'Adamaoua, la partie sud de la zone d'étude et la partie ouest du côté du Nigéria.

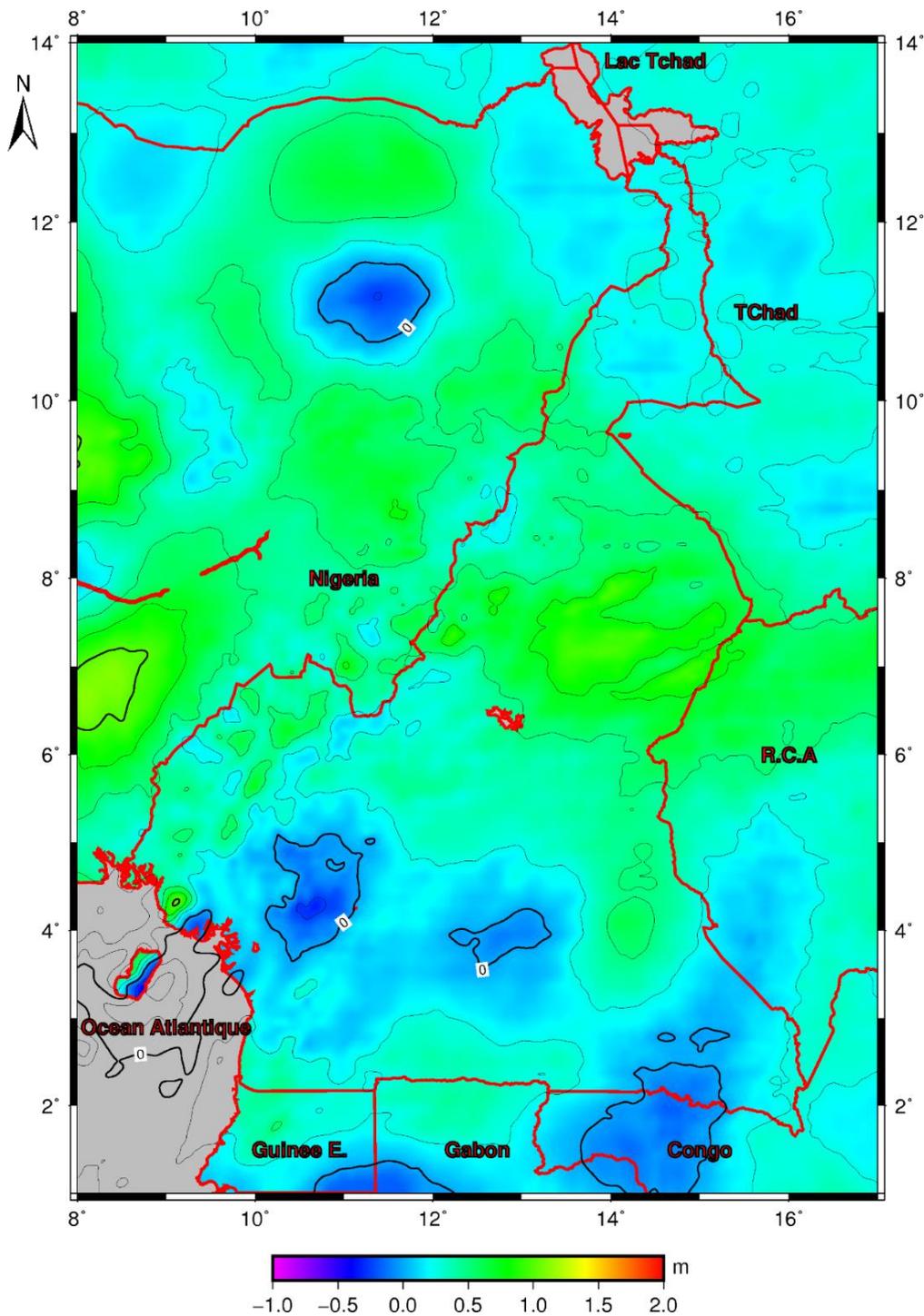


Figure III.20: Carte des écarts d'ondulation entre les modèles de géoïde CGM18 et CGM11. Interligne (0,25 m).

En ce qui concerne la combinaison CGM18-CGM05, les écarts significatifs sont visibles le long de la LVC et dans la zone forestière située dans la partie sud de la zone d'étude (figure III.21). Le traitement topographique serait la cause principale de ces décalages surtout que la valeur minimale d'ordre de 6 m est observée sur l'un des massifs de la LVC. Il est à noter que le modèle CGM05 a été élaboré en utilisant le MNT Globe de résolution $1 \times 1 \text{ km}^2$ sensible à la canopée forestière alors que CGM18 a été déterminé en utilisant le SRTM de 30 m de résolution très intéressant en zone forestière. De même, le modèle géopotential global qui a

servi de référence au CGM05 a été élaboré en utilisant les données de la mission satellitaire GRACE tandis que la référence de CGM18 s'appuie sur les données de la dernière mission satellitaire GOCE. Ainsi, les différences entre ces modèles de référence pourraient expliquer les écarts d'ondulations entre CGM18 et CGM05.

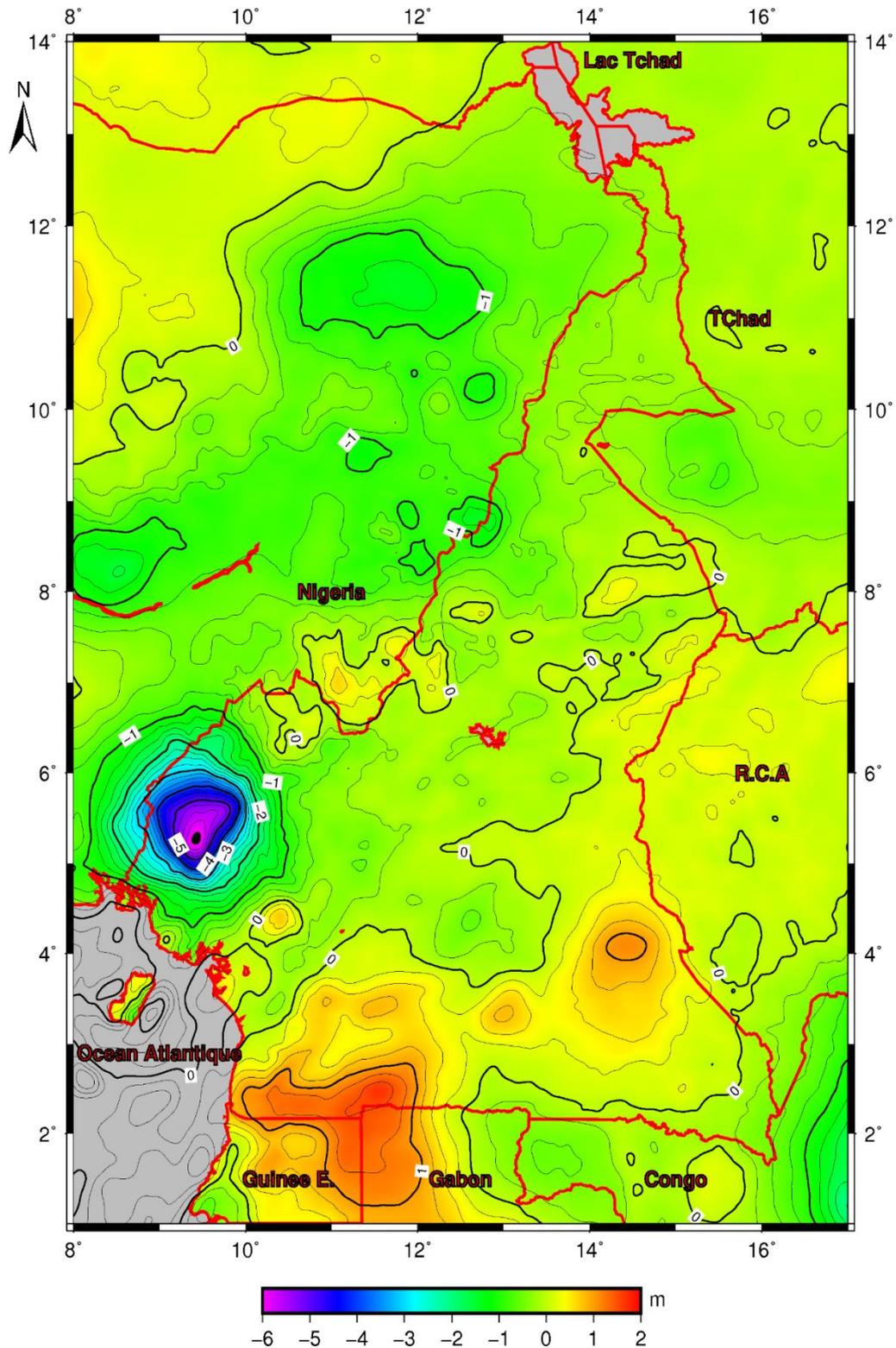


Figure III.21: Carte des écarts d'ondulation entre les modèles de géoïde CGM18 et CGM05. Interligne (0,25 m).

S'agissant de la combinaison CGM18-AGP2006 (figure III.22), les iso-valeurs des écarts d'ondulations entre CGM18 et AGP2006 présentent des variations lentes et comprises entre 0 et -0,5 m dans la moitié sud de la zone d'investigation. Des variations positives de plus d'un mètre d'écart sont observables dans la moitié nord de la zone d'étude surtout du côté du Nigéria. Le modèle AGP2006 a été mis en place en utilisant EGM2006 comme modèle de référence et le SRTM de résolution 30" (~1 km) pour le traitement topographique. Les différences observées entre les deux modèles de géoïde pourraient être dues aux différences de données (modèle géopotential global, MNT, données gravimétriques terrestres, données altimétriques) utilisées dans leurs calculs.

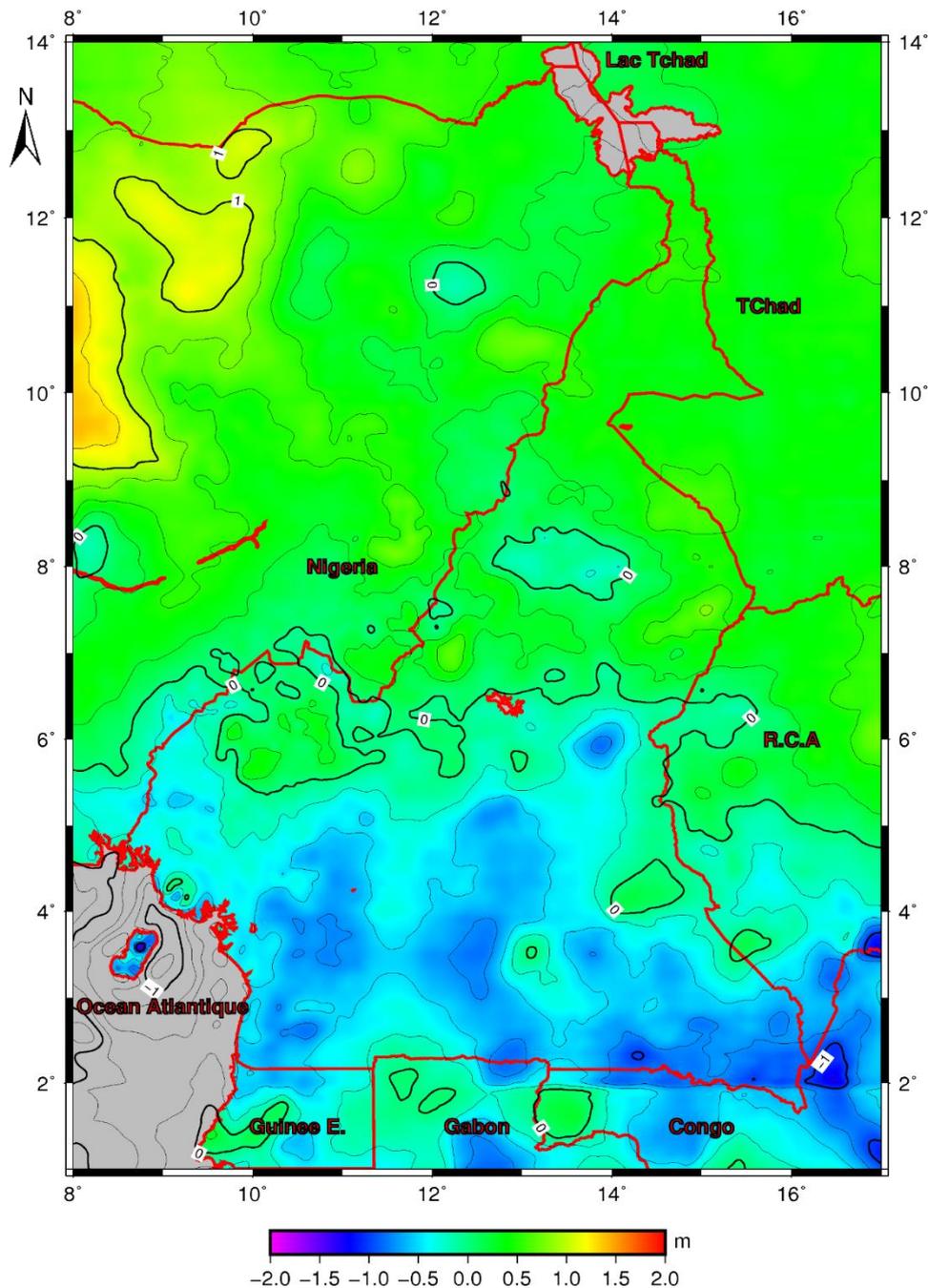


Figure III.22: Carte des écarts d'ondulation entre les modèles de géoïde CGM18 et AGP2006. Interligne (0,25 m).

Il ressort des analyses effectuées que, CGM18 présente des performances largement au-delà de celles des autres modèles de géoïde existants sur le Cameroun. Sa précision absolue est de 12 cm lorsque les inconsistances liées aux différents systèmes de référence ont été éliminées. Ce modèle a été mis en place en utilisant les données de la nouvelle mission satellitaire GOCE, les données gravimétriques terrestres récemment collectées par l'INC, le MNT de haute résolution SRTM et les nouvelles méthodes de traitement de données. Par ailleurs, de tous les autres modèles de géoïde existants sur le Cameroun, CGM11 qui n'est qu'une surface de correction et non un modèle de géoïde apparaît précis même si sa précision évaluée par rapport aux points GPS/nivelés répartis sur le Cameroun (0,982 m) est très inférieure à celle de CGM18.

Après avoir déterminé le géoïde gravimétrique de précision, une attention a été portée sur l'ajustement d'un ellipsoïde local sur le Cameroun. L'importance d'un ellipsoïde local bien ajusté dans un pays n'est plus à démontrer puisqu'il sert de référence aux mesures des hauteurs ellipsoïdales. Pour déterminer l'altitude orthométrique en un point à partir d'un modèle de géoïde local, il faut disposer d'un ellipsoïde qui s'adapte mieux à celui-ci. L'ellipsoïde étant la référence de la hauteur ellipsoïdale h , elle est liée à l'altitude orthométrique H par $h = H + N$, où N est l'ondulation du géoïde en ce point.

III.7. Ajustement de la forme mathématique de la terre sur le Cameroun

Ici, nous ajustons les paramètres de l'ellipsoïde mondial WGS84 sur le Cameroun afin qu'il prenne en compte les spécificités topographiques locales du pays. L'ellipsoïde WGS84 est une représentation mathématique du géoïde qui tient compte de la forme générale de la terre et associé au système de référence géodésique WGS84. Ses paramètres sont donnés dans le tableau III.20. L'objectif à terme est de mettre à la disposition des utilisateurs des systèmes de référence nécessaires pour avoir des valeurs de positionnement plus précises au Cameroun.

Tableau III.20: Paramètres des ellipsoïdes WGS84 et GRS80.

Paramètre	WGS84	GRS80
Demi-grand axe (a)	6 378 137,0000 m	6 378 137,0000 m
Demi-petit axe (b)	6 356 752,3142 m	6 356 752,3141 m
Aplatissement (f)	1/298,257223563	1/298,257222101

Les données utilisées pour cet ajustement sont constituées des points GPS du Réseau Géodésique du Cameroun (RGC). La structure du RGC est constituée de 25 points de référence, 510 points de base et 20 points auxiliaires observés au GPS (figure III.23).

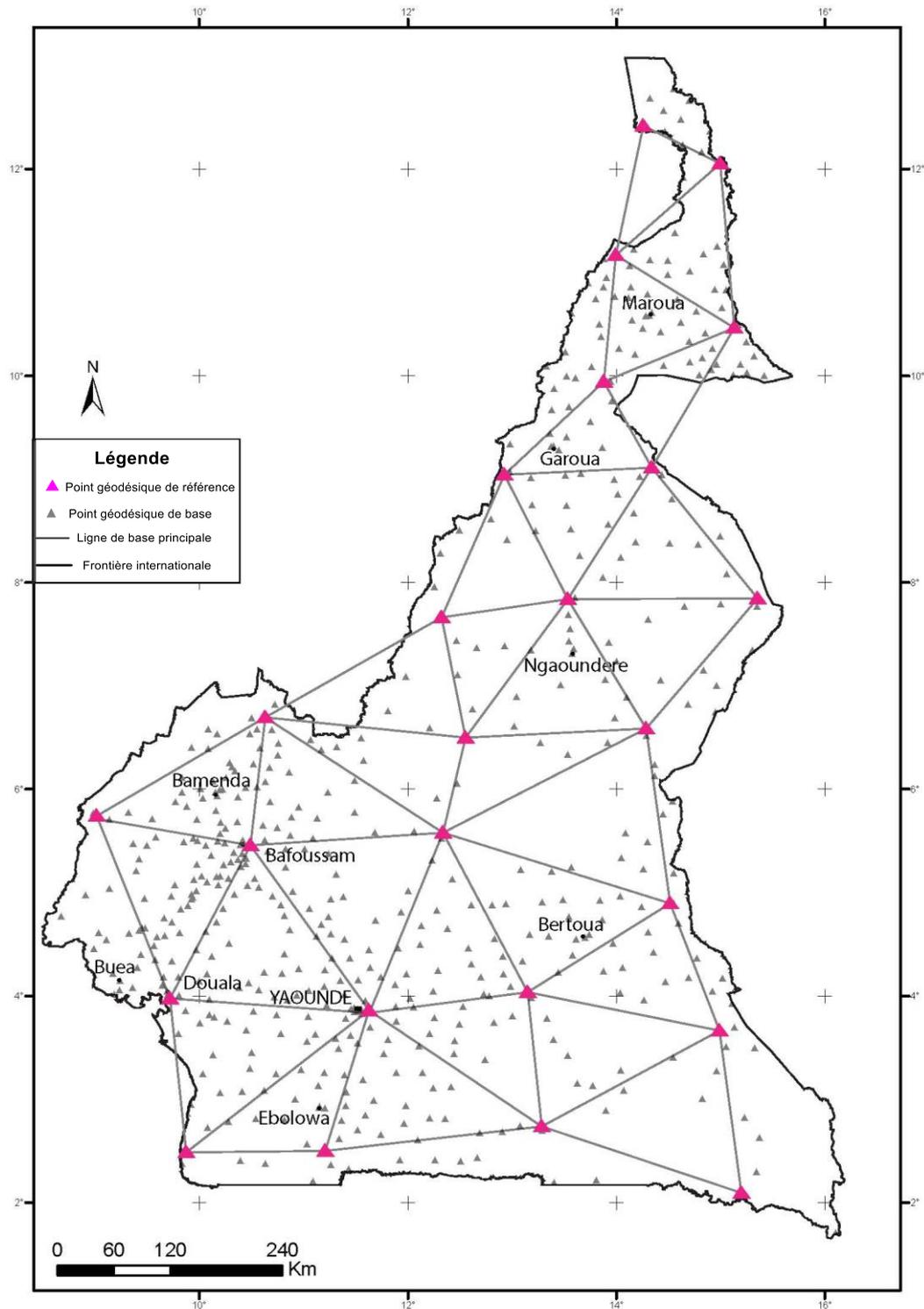


Figure III.23: Distribution des points GPS utilisés pour l'ajustement de l'ellipsoïde WGS84 sur le Cameroun.

Les points GPS utilisés sont déterminés par rapport à l'ellipsoïde WGS 84 avec pour origine, le centre des masses de la terre et les paramètres indiqués dans le tableau III.20. La méthodologie déployée ici est présentée au chapitre 2.

III.7.1. Corrélation entre l'ellipsoïde WGS84 et le géoïde gravimétrique

Nous analysons ici les variations d'écart entre l'ellipsoïde WGS84 et le géoïde gravimétrique sur le Cameroun avant les opérations d'ajustement. A partir des hauteurs ellipsoïdales des points du RGC et connaissant les ondulations géoïdales en ces points, on peut déterminer les variations des écarts entre l'ellipsoïde WGS84 et le géoïde gravimétrique. Ces variations sont données sur la figure (III.24).

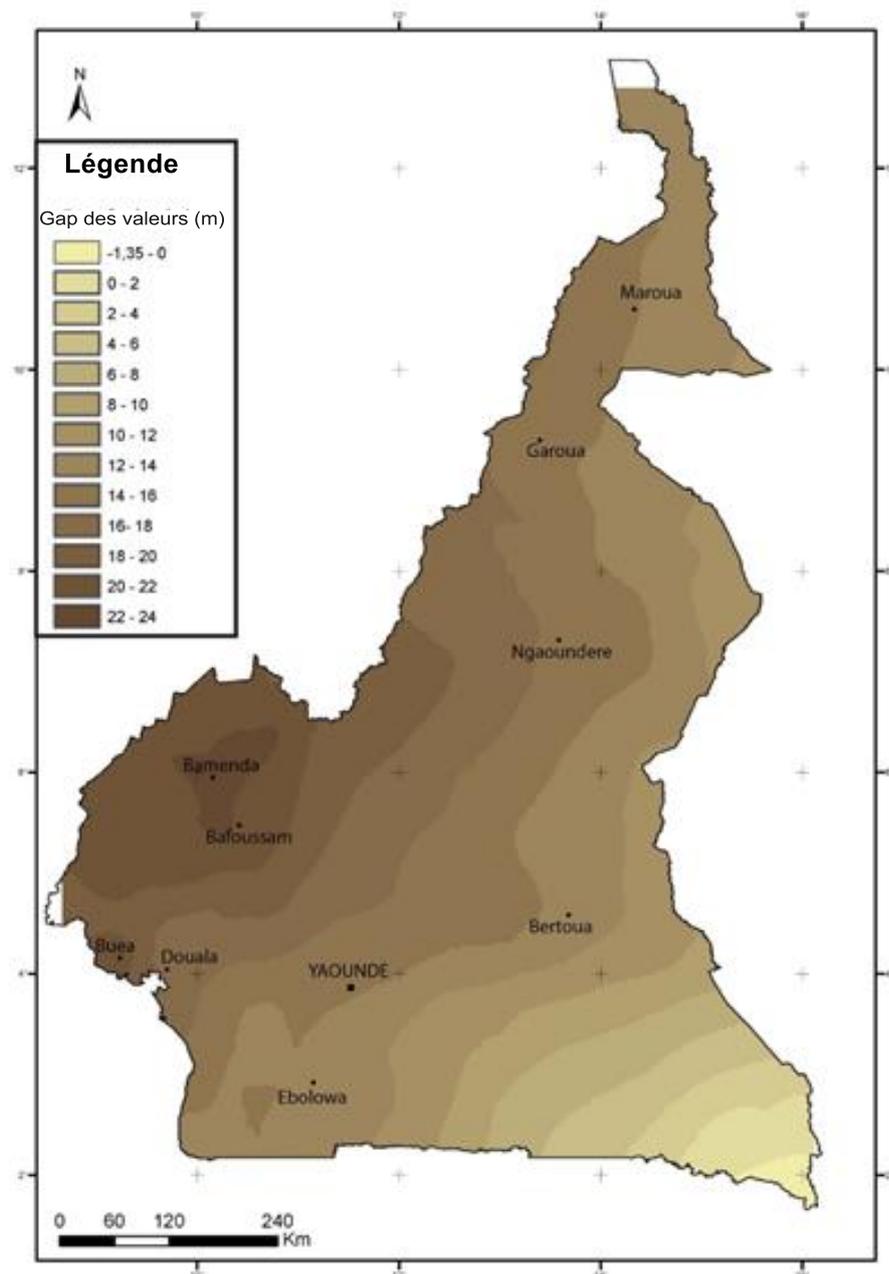


Figure III.24: Carte des résidus entre l'ellipsoïde local obtenu à partir de l'ellipsoïde mondial WGS84 et le géoïde sur le Cameroun.

Il ressort de la figure (III.24) que les écarts évoluent de -1,35 à 24 m du sud-est au nord-ouest de la carte. Les valeurs maximales de ces écarts s'observent le long de la LVC et beaucoup plus à Bafoussam et à Bamenda.

III.7.2. Détermination des paramètres d'ajustement de l'ellipsoïde WGS84 sur le Cameroun

En appliquant la formule de Molodensky dans le sens des moindres carrés telle que décrite dans le chapitre 2, on obtient une équation sous la forme $AX = B$ où A est une matrice 5×5 pour un nombre de points $N_{\text{total}} = 555$. La résolution de cette équation a permis de déterminer les paramètres de l'ellipsoïde local pour le Cameroun à partir de ceux de l'ellipsoïde WGS84 avec une précision $\sigma_0 = 1,072$ m. Ces paramètres sont contenus dans le tableau III.21 suivant :

Tableau III.21: Paramètres de l'ellipsoïde local obtenus à partir de l'ellipsoïde mondial WGS84 en utilisant la méthode de Molodensky dans le sens des moindres carrés.

Paramètre	valeurs
ΔX	151,84098
ΔY	-88,13979
ΔZ	215,81083
Δf	9,59551E-05
Δa	127,98277

Les paramètres ci-dessus (tableau III.21) ont permis de réaliser la carte des résidus entre l'ellipsoïde local ajusté et le géoïde sur le Cameroun. Les variations spatiales de ces écarts sont représentées à la figure III.25. Après ajustement, le gap résiduel devient plus petit et est compris entre -2 m et 1,8 m. Les valeurs des écarts sont faibles dans les zones où les points géodésiques sont densément distribués comme à Bafoussam, Bamenda, Bertoua et Maroua.

Les récents travaux effectués par Foyang (2012) sur la même thématique prise sous un autre angle (voir chapitre 2), lui ont permis d'estimer les valeurs de ΔX , ΔY , ΔZ avec une précision de 1,679 m. Cet auteur suppose que le demi-grand axe a et le demi-petit axe b sont fixes et sont ceux de l'ellipsoïde WGS84 et par conséquent $\Delta f = \Delta a = 0$. Dans notre étude, nous allons un peu plus loin en supposant que le demi-grand axe a et le demi-petit axe b varient pour mieux ajuster le modèle du géoïde à l'ellipsoïde local. Ceci nous a permis de déterminer les valeurs de ΔX , ΔY , ΔZ , Δa , Δf avec une précision $\sigma_0 = 1,072$ m. Ces résultats améliorent considérablement ceux préalablement trouvés par cet auteur.

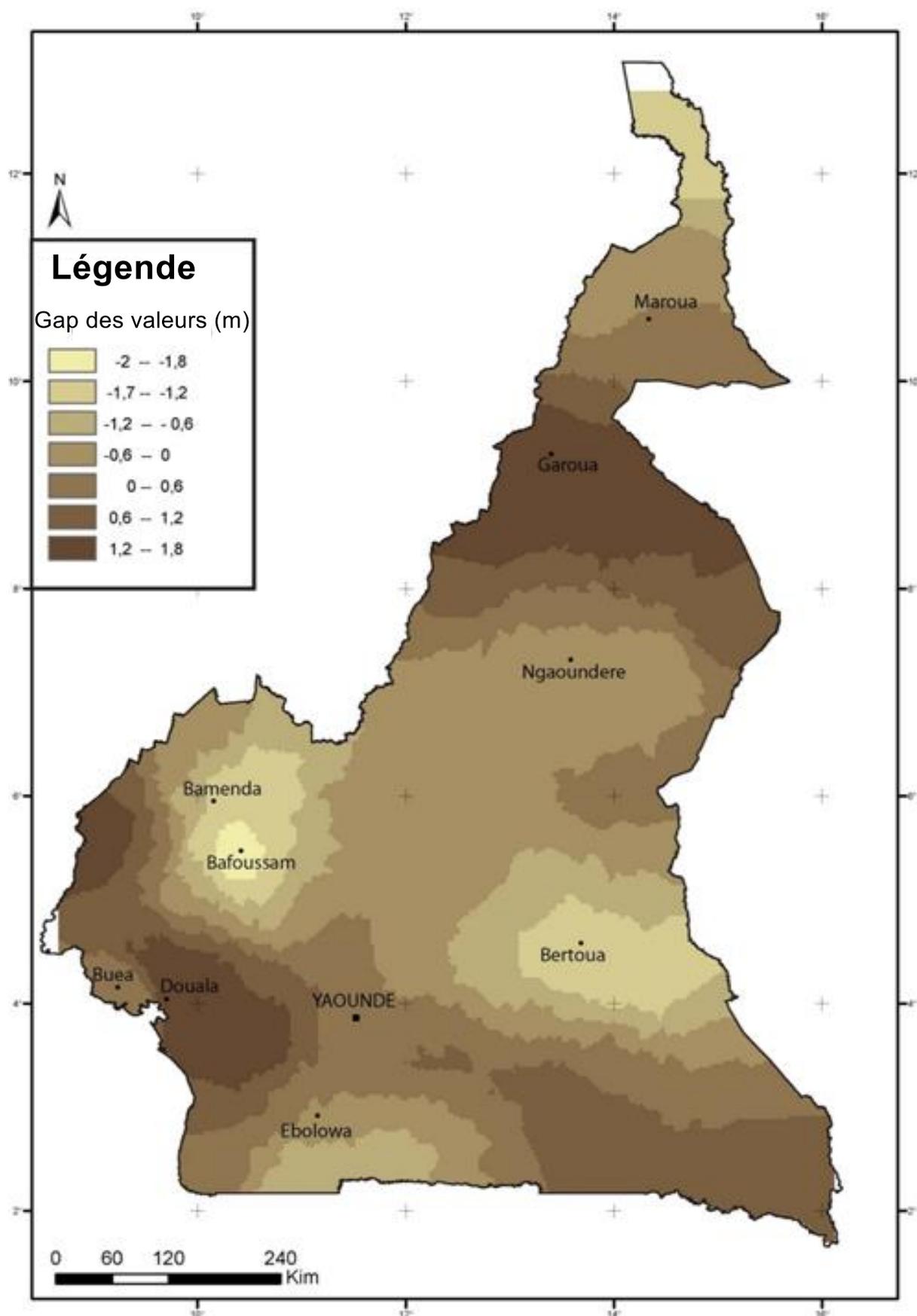


Figure III.25: Carte des résidus entre l'ellipsoïde local ajusté et le géoïde sur le Cameroun. Le demi-grand axe a et le demi-petit axe b sont supposés variables afin de mieux ajuster l'ellipsoïde local et le géoïde.

III.8. Mise en exergue des grands ensembles géologiques à partir des signatures du géoïde gravimétrique

L'implication du géoïde gravimétrique à l'étude géophysique des structures géologiques n'est plus à démontrer. La place du géoïde en géophysique a fait l'objet de plusieurs travaux à travers le monde (chapitre 1). Les premières réflexions sur cette question ont été initiées au Cameroun lors du calcul de son tout premier modèle de géoïde gravimétrique (Kamguia et al., 2008). L'un des objectifs de ces réflexions était d'évaluer la qualité de ce modèle de géoïde en identifiant les formations géologiques majeures bien connues. Il ressort de plus de ces analyses que, le géoïde gravimétrique constitue une source d'information complémentaire aux autres méthodes d'interprétation géophysique notamment la méthode gravimétrique. Ces auteurs ont suggéré d'utiliser les signaux du géoïde gravimétrique comme source des données indépendantes pour contraindre les résultats géophysiques existant sur le Cameroun. Ainsi, ces signaux sont appliqués dans la partie camerounaise de la Chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale pour mieux comprendre la lithosphère dans cette zone.

La carte des contours iso-valeurs d'ondulation géoïdale (figure III.26) sur le Cameroun et ses environs, contient des informations haute résolution qui corrèlent parfaitement avec des grands ensembles tectoniques connus (figure III.27). Les ondulations du géoïde décroissent de -6 m au sud-est de la carte à 25 m à l'ouest de la carte au niveau de la latitude 9,90°N. Les contours d'iso-valeurs sont orientés approximativement N-S dans la partie supérieure à la latitude 8°N d'orientation alternative N-S et N45°E dans la partie inférieure. Des maximas locaux d'orientation moyenne N45°E sont observables à partir du point de coordonnées (4°N, 9°E). Ces maximas sont parallèles à la LVC et sont limités par des forts gradients qui matérialisent probablement la signature du Cisaillement Centre Camerounais (CCC). Le CCC du point de vue géologique est d'orientation N60-70°E dans la zone de Tibati sur le plateau de l'Adamoua (Ngako et al., 2003 ; Njanko et al., 2006 ; Noutchogwe et al., 2006, 2010), s'incurve en N40-50°E de Fouban à Fotouni (Njiekak et al., 2008 ; Njonfang et al., 2008 ; Tcheumenak Kouemo et al., 2014). Cependant, les signaux de grande longueur d'onde contenus dans le géoïde gravimétrique ne permettent pas de mettre clairement en exergue ces formations d'origine lithosphérique (Poudjom Djomani et al., 1997) puisqu'ils seraient associés aux anomalies profondes d'origine mantélique.

Un autre maxima de forme circulaire et d'amplitude 25 m est identifié au niveau de la latitude 10°N dans le prolongement du fossé de la Benoué. Ce maxima serait lié à l'intrusion de matériaux de forte densité probablement mis en place lors de la formation de ce fossé. Par ailleurs, au niveau de la partie sud-est de la carte, on note la zone de transition des valeurs

négatives aux valeurs positives des ondulations du géoïde marquée par un gradient horizontal relativement important. Cette zone de transition marquerait la limite du Craton du Congo dans sa partie camerounaise et la zone mobile d'Afrique Centrale (Kamguia et al., 2008 ; Boukéké, 1994).

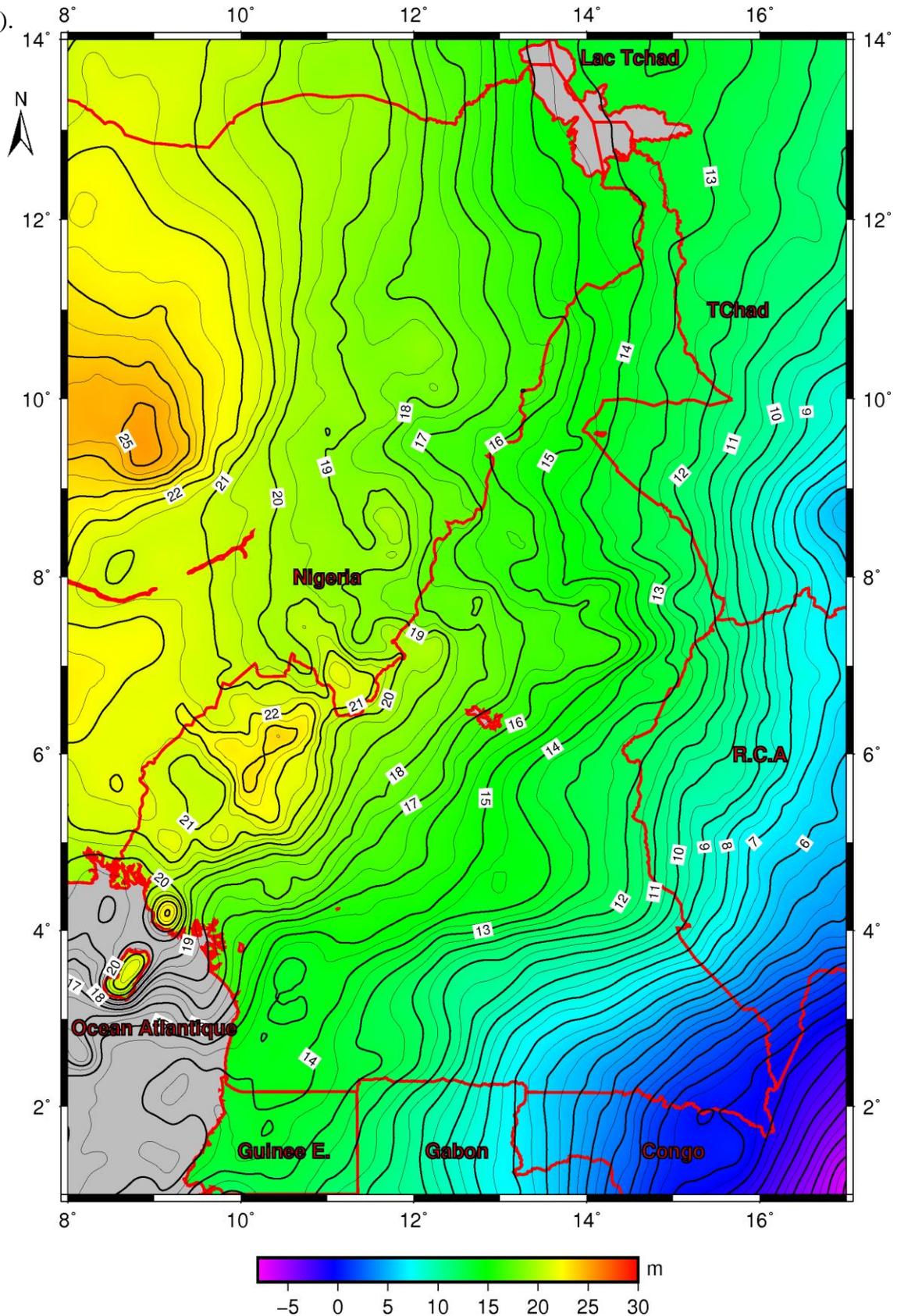
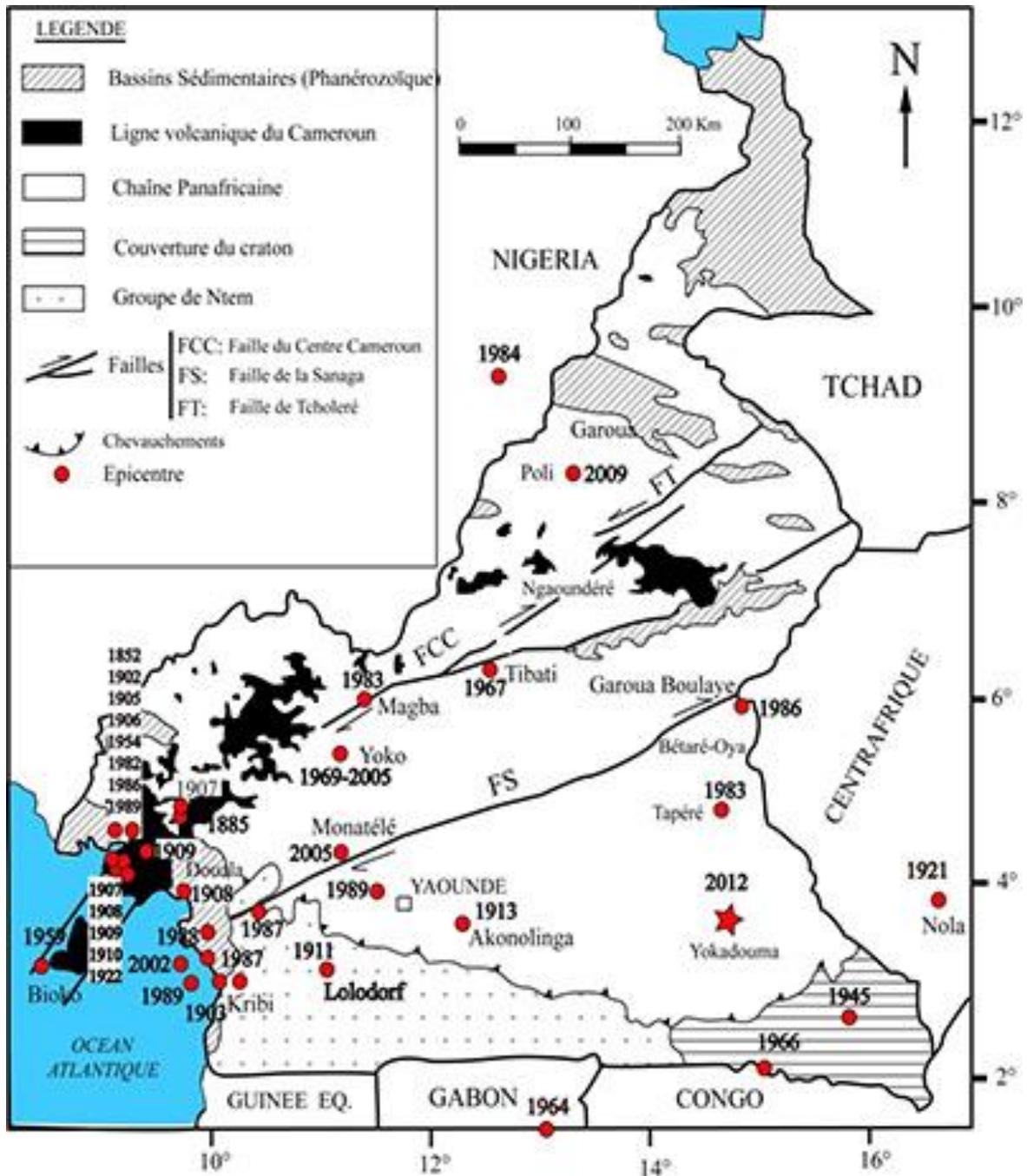


Figure III.26: Carte des contours iso-valeurs des ondulations du géoïde CGM18. Interligne (0,5 m).

Pour mieux identifier ces structures tectoniques obscurcies par les composantes de grande longueur d'onde du géoïde CGM18 d'une part et mieux caractériser la lithosphère, objet de cette étude d'autre part, il faut filtrer et éliminer les sources d'origine sub-lithosphérique des ondulations du géoïde CGM18.



III.9. Caractérisation des hétérogénéités intra-lithosphériques par filtrage passe-haut du géoïde gravimétrique CGM18

Afin d'éliminer les effets des sources d'origine sub-lithosphérique dans les ondulations du géoïde (Bowin, 1983), les longueurs d'onde supérieures à 4000 km sont supprimées par filtrage du géoïde CGM18. L'enjeu ici est de ne retenir que la signature géoïdale de la distribution des masses associée uniquement aux formations crustales et lithosphériques. Dans ce processus, on évalue d'abord la contribution du modèle géopotential global EIGEN-6C4 en termes d'ondulation du géoïde jusqu'au degré et ordre 10 (correspondant à la longueur d'onde 4000 km). Par la suite, cette contribution sera soustraite à l'ondulation N du géoïde CGM18. On obtient ainsi un géoïde gravimétrique résiduel qui sera intégré dans le processus de modélisation des variations des épaisseurs crustales et lithosphériques. Ce géoïde résiduel permet par ailleurs de mettre en évidence les hétérogénéités intra-lithosphériques autrefois obscurcies par les composantes de grande longueur d'onde du géoïde CGM18. La figure III.28 suivante montre les contours iso-valeurs du géoïde résiduel.

Cette carte ressort les formations géologiques pratiquement invisibles sur la carte du géoïde CGM18 totale. Les anomalies du géoïde résiduel sont comprises entre -9 et 10 m et leur orientation permet d'identifier les directions structurales majeures dans la zone d'étude. On note ainsi:

- l'orientation E-W des forts gradients au niveau de la latitude 4°N qui semble caractériser la bordure Nord du craton du Congo ;
- l'orientation NE-SW des maximas qui s'incurvent en N70°E sur le plateau de l'Adamaoua qui matérialise probablement la signature de la LVC ;
- des forts gradients d'orientation N60-70°E dans la zone de Tibati sur le plateau de l'Adamaoua puis qui s'incurvent en N40-50°E en direction de Foumban indiquant probablement le Cisaillement Centre Camerounais (CCC) ;
- la direction approximative E-W au niveau de N'Gaoundéré qui semble être la signature géoïdale du plateau de l'Adamaoua.

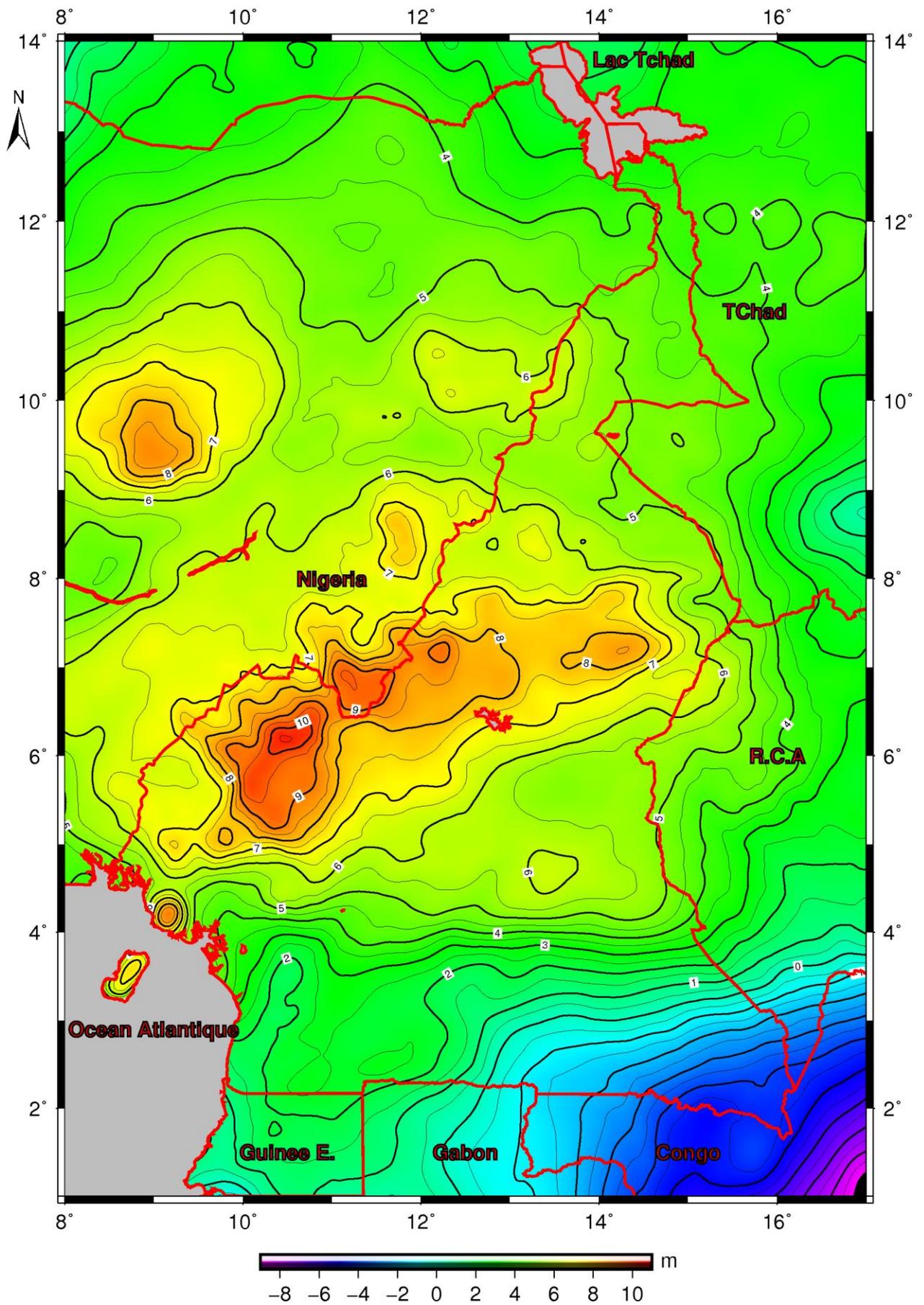


Figure III.28: Carte du géoïde résiduel du Cameroun filtré jusqu'au degré et ordre 10. Interligne (0,5 m).

Les maxima locaux de forme circulaire à elliptique, d'orientation moyenne NE-SW puis N70°E sur le plateau de l'Adamaoua sont probablement la signature des corps denses mafiques, de faible étendue mis en place lors du volcanisme intraplaque le long de la LVC suite aux rejeux du CCC. Ces corps denses identifiés sur le plateau de l'Adamaoua seraient les mêmes formations signalées par Dorbath et al. (1986) ; Poudjom Djomani et al. (1992, 1997) ; Noutchogwe et al. (2006, 2010). Le maxima de forme circulaire, identifié au niveau de la latitude 10°N serait associé aux corps ignés présents dans les sédiments à la limite nord du fossé de la Benoué. La forme très variée des maxima prouve que leur mise en place serait structurellement contrôlée par le CCC. La position de certains bassins sédimentaires semble prendre forme comme le bassin sédimentaire de Garoua centré au point de coordonnées (10°N, 13°E) tel que nous indique la figure III.27.

Par ailleurs, les valeurs minimales s'observent dans la partie sud-est de la carte. Elles matérialisent probablement la signature du Craton du Congo.

Il ressort de ces analyses que la géologie dans la Chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale au Cameroun est très complexe. Ainsi, les événements géologiques qui se sont succédés dans cette zone ont eu des implications importantes sur la structuration de la croûte et du manteau lithosphérique qui mérite d'être explorée à partir d'autres données et méthode indépendantes jusqu'ici non implémentées dans les travaux existants.

III.10. Cartographie en 3D des variations des épaisseurs crustales et lithosphériques sur le Cameroun à partir du géoïde CGM18 et de la topographie

III.10.1. Principe de la modélisation des variations des épaisseurs crustales et lithosphériques

Pour mieux comprendre la lithosphère sur le Cameroun, une nouvelle méthode de modélisation 3D intégrant le géoïde gravimétrique et les données topographiques a été implémentée dans cette étude. Le choix de ces deux jeux de données géodésiques est dû au fait qu'ils fournissent des informations concernant la distribution des densités des roches dans la lithosphère : la topographie reflète la densité moyenne tandis que les anomalies du géoïde sont causées par les variations de la densité (Globig, 2016; Fulla et al., 2007). Dans cette méthode, nous considérons l'isostasie locale et un modèle à deux couches de densité constante constitué de la croûte et du manteau lithosphérique. De plus, les couches de l'eau de mer et de l'asthénosphère de densité respective $\rho_w = 1030 \text{ kg m}^{-3}$ et $\rho_a = 3200 \text{ kg m}^{-3}$ (figure III.29) ont été prises en compte.

Le concept de l'isostasie locale est basé sur l'hypothèse selon laquelle les différentes colonnes rigides (lithosphère) flottent librement sur l'asthénosphère et peuvent bouger les unes par rapport aux autres sans aucune transmission de contraintes latéralement.

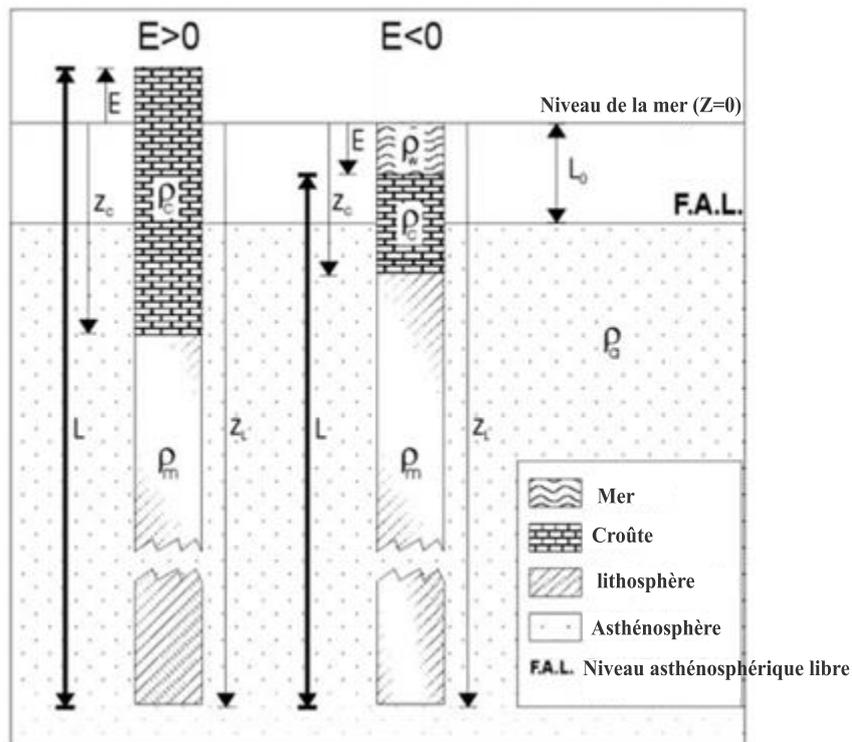


Figure III.29: Termes et concepts utilisés dans la modélisation dans ce travail (source : Fulla et al., 2007). Le modèle est formé de deux couches : la croûte, avec une densité ρ_c et le manteau lithosphérique avec une densité ρ_m . Nous modélisons l'eau de mer et l'asthénosphère, de densités respectives ρ_w et ρ_a . E est la topographie (bathymétrie pour $E < 0$), z_c et z_L indiquent respectivement la profondeur par rapport au niveau de la mer des limites croûte-manteau et lithosphère-asthénosphère. L est l'épaisseur totale de la lithosphère et L_0 la profondeur de surface d'une asthénosphère libre (sans charge lithosphérique).

L'altitude d'un point par rapport au niveau moyen de la mer est donnée selon (Lachenbruch et Morgan, 1990) par :

$$E = \frac{\rho_a - \rho_L}{\rho_a} \cdot L - L_0 \quad (E > 0) \quad (3.5)$$

$$E = \frac{\rho_a}{\rho_a - \rho_w} \cdot \left(\frac{\rho_a - \rho_L}{\rho_a} \cdot L - L_0 \right) \quad (E < 0)$$

où E est l'altitude d'un point, L l'épaisseur totale de la lithosphère, ρ_a la densité de l'asthénosphère, ρ_L la densité moyenne de la lithosphère et L_0 la profondeur de surface de l'asthénosphère libre (sans charge lithosphérique). E est positive au-dessus du niveau de la mer et négative au-dessous (figure III.29).

La densité moyenne de la lithosphère ρ_L est donnée par :

$$\rho_L = \frac{(E + z_c)\rho_c + (z_L - z_c)\rho_m}{(E + z_L)} \quad (3.6)$$

où z_c et z_L indiquent respectivement la profondeur par rapport au niveau de la mer des limites croûte–manteau (Moho) et lithosphère–asthénosphère, ρ_c la densité moyenne de la croûte et ρ_m la densité moyenne du manteau lithosphérique.

En combinant les équations (3.5) et (3.6), on obtient l'équation qui lie les profondeurs crustale et lithosphérique sous conditions d'isostasie en équilibre local. Cette équation est donnée par :

$$z_c = \frac{\rho_a L_0 + E(\rho_c - \rho_w) + z_L(\rho_m - \rho_a)}{(\rho_m - \rho_c)} \quad (3.7)$$

L'équation (3.7) est valide pour les points situés au-dessus ou au-dessous du niveau de la mer. $\rho_w = 0$ si $E > 0$.

En considérant les conditions d'isostasie en équilibre local, lorsque les gradients de densité latérale sont modérés, l'anomalie géoïdale N est proportionnelle au moment dipolaire de la distribution des masses gravifiques (Haxby et Turcotte, 1978 ; Globig, 2016) et est donnée par :

$$N = -\frac{2\pi G}{g} \int_{LC} z \Delta\rho(z) dz \quad (3.8)$$

où $\Delta\rho(z)$ est le contraste de densité par rapport à la colonne lithosphérique de référence donnée. G est la constante gravitationnelle universelle, g est l'accélération gravitationnelle à la surface de la terre et LC indique l'intégration le long de toute la colonne du modèle comprenant la lithosphère et l'asthénosphère au-dessus du niveau de compensation.

En considérant les densités de la croûte et du manteau lithosphérique constantes, l'équation (3.8) devient :

$$N = -\frac{\pi G}{g} \left[\rho_w E^2 + (z_c^2 - E^2)\rho_c + (z_L^2 - z_c^2)\rho_m + (z_{\max}^2 - z_L^2)\rho_a \right] + N_0 \quad (3.9)$$

Z_{\max} est la profondeur du niveau de compensation et ρ_a la densité de l'asthénosphère. La constante d'intégration N_0 permet d'ajuster le niveau zéro des anomalies du géoïde. Elle s'obtient en appliquant l'équation (3.7) à la colonne lithosphérique de référence (z_{cREF} , z_{LREF}). Les expressions (3.7) et (3.9) forment un système d'équations permettant de déterminer les profondeurs par rapport au niveau de la mer des limites croûte–manteau (Moho) et lithosphère–asthénosphère z_c et z_L respectivement. C'est un système de deux équations à quatre variables et seulement deux contraintes. Deux situations se présentent :

- Soit on considère les densités de la croûte et du manteau lithosphérique (ρ_c et ρ_m) constantes pour tout le modèle et on détermine les profondeurs des limites croûte–manteau et lithosphère–asthénosphère (z_c et z_L) ;
- Soit on suppose que les profondeurs des limites croûte–manteau et lithosphère–asthénosphère (z_c et z_L) pour tout le modèle sont constantes et on déduit les variations de densité pour la croûte et la lithosphère (ρ_c et ρ_m).

Puisqu'il est question de caractériser les épaisseurs crustales et lithosphériques à partir des anomalies du géoïde et de la topographie, le premier cas de figure a été implémenté dans ce travail. En considérant fixes les densités de la croûte et du manteau lithosphérique (ρ_c et ρ_m), on peut résoudre le système d'équation constitué de (3.7) et (3.9) pour déterminer les profondeurs z_c et z_L .

Les paramètres utilisés dans la modélisation sont contenus dans le tableau III.22.

Tableau III.22: Paramètres utilisés dans la modélisation.

Paramètres	Symbole	Valeur
densité crustale moyenne	ρ_c	2790 kg m ⁻³
densité du manteau lithosphérique	ρ_m	3300 kg m ⁻³
densité de l'asthénosphère	ρ_a	3200 kg m ⁻³
densité de l'eau de mer	ρ_w	1030 kg m ⁻³
profondeur du niveau de compensation	z_{max}	300 km
profondeur du Moho de la colonne de référence	z_{cREF}	32,16km
profondeur de la limite lithosphère–asthénosphère de la colonne de référence	z_{LRef}	153,1 km

Il ressort de ce qui précède que les épaisseurs de la croûte et du manteau lithosphérique dépendent non seulement des densités de la croûte et du manteau lithosphérique (ρ_c et ρ_m) mais aussi de la constante d'intégration N_0 et donc de la colonne de référence (z_{cREF} , z_{LREF}) choisie. Après plusieurs tests, les paramètres contenus dans le tableau III.22 ont été retenus pour la modélisation et ont ainsi permis de déterminer la constante d'intégration $N_0 = 6181,5$ m. Les résultats obtenus sont présentés dans la section suivante.

III.10.2. Imagerie des variations de l'épaisseur de la croûte sur le Cameroun

Les variations de l'épaisseur de la croûte sur le Cameroun et ses environs obtenues à partir de la combinaison du géoïde gravimétrique et des données topographiques sont représentées à la figure III.30. Les statistiques associées à ces variations sur le Cameroun sont contenues dans le tableau III.23 ci-dessous :

Tableau III.23: Statistiques associées aux variations des épaisseurs de la croûte.

Epaisseur de la croûte (km)	
Min	28,512
Max	45,314
Moy.	33,973
Ecart Type	22,151

Le spectre d'énergie des variations des épaisseurs de la croûte permet de définir quatre domaines majeurs : le Craton du Congo, la Ligne Volcanique du Cameroun, le fossé de la Benoué et la zone du Tchad.

Sur le Craton du Congo, les valeurs les plus importantes de l'épaisseur crustale sont observées. Ces valeurs sont comprises entre 38 et 45 km. Le long de la LVC, la croûte est moins épaisse que sur le Craton du Congo. Elle varie entre 28 et 37 km dans cette zone. En dehors du sommet du Mont Cameroun où la croûte a une épaisseur de 37 km, probablement dû au phénomène de compensation isostatique locale, le Moho autour de cette région a une profondeur de 28 km. Au niveau du rift de la Benoué, la profondeur de Moho est de l'ordre de 28 km en moyenne.

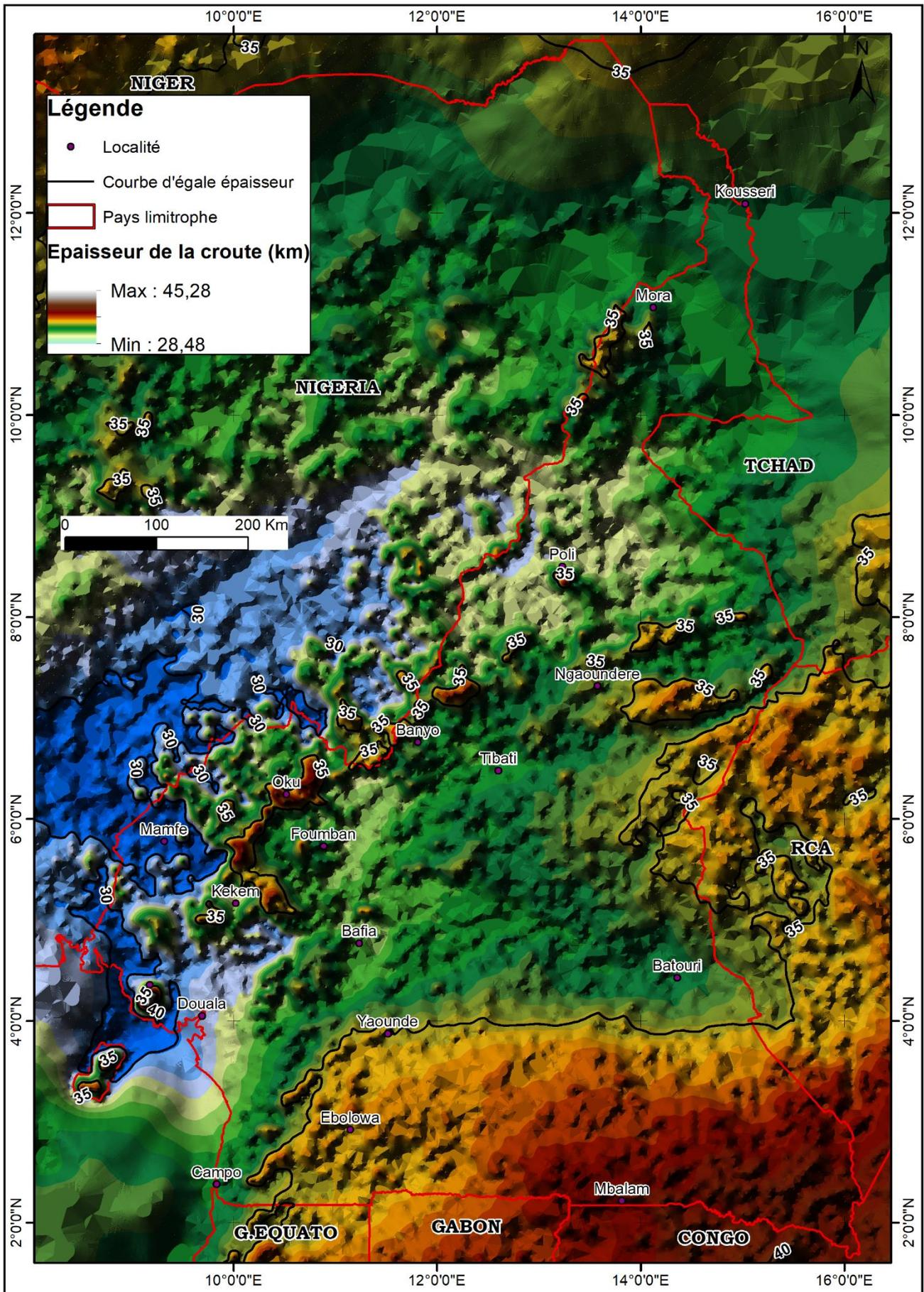


Figure III.30: Carte 3D des épaisseurs crustales sur le Cameroun (unité: km).

Les résultats obtenus sont en accord avec ceux trouvés dans les travaux antérieurs utilisant des données sismiques et gravimétriques. En effet, Tokam et al. (2010) à partir des données sismiques, ont identifié la profondeur du Moho à 45 km sur le Craton du Congo. Ces auteurs ont trouvé une profondeur moyenne du Moho de 35,5 km et 25,5 km respectivement sur la LVC et sur le rift de Garoua. De même, Marcel et al. (2016) ont identifié une profondeur de 22 ± 3 km pour le Moho dans la région du Mont Cameroun proche de la valeur de 28 km trouvé dans cette étude. Stuart et al. (1985) ont trouvé une épaisseur de la croûte de l'ordre de 23 km au nord et 33 km au sud du plateau de l'Adamoua à partir des données de sismique réfraction. A partir des données gravimétriques, Poudjom Djomani (1993) situe la profondeur du Moho entre 30 et 50 km sous le Craton du Congo, à 28 km et 23 km respectivement au sud et sous le plateau de l'Adamaoua. Pour Nnange et al. (2000), cette profondeur est située 37 ± 2 km sur la LVC.

III.10.3. Caractérisation des variations de l'épaisseur lithosphérique sur le Cameroun

La figure III.31 montre les variations de l'épaisseur de la lithosphère sur le Cameroun et ses environs. Ces variations sont comprises entre 66 et 135 km avec une valeur moyenne qui tourne autour de 90 km. Cette carte présente une distribution bimodale qui chevauche entre le Craton du Congo et la bande comprenant la LVC et le fossé de la Benoué. Au niveau du Craton du Congo, l'épaisseur de la lithosphère atteint 130 km. Cette épaisseur est de 80 km sous le plateau de l'Adamaoua et 70 km à quelques endroits le long de la LVC (régions de Kumbo, plaine du Noun, région du Mont Cameroun). De façon générale, l'épaississement lithosphérique corrèle bien avec les limites tectoniques du Craton du Congo au Cameroun dont sa bordure Nord est délimitée par la latitude 4°N et sa limite Est par la longitude 10°E . Cette limite tectonique a été signalée dans les travaux de Gallacher et Bastow (2012) à partir des ondes sismiques. Par ailleurs, la lithosphère est mince le long du fossé de la Benoué et de la LVC coïncidant aux valeurs maximales du géoïde utilisé. Les mêmes observations ont été faites par Globig (2016) lors de la caractérisation de la structure lithosphérique de l'Afrique. Le résultat obtenu sur le plateau de l'Adamaoua dans cette étude est en accord avec celui de Poudjom Djomani (1993) lors de l'étude du comportement de la lithosphère sous l'Adamaoua. Cet auteur met en évidence l'amincissement lithosphérique de 40 km sous l'Adamaoua et situe la profondeur de la lithosphère entre 80 et 120 km. Il ressort donc dans ce travail l'amincissement de la lithosphère le long de la LVC. Cet amincissement serait lié à la

remontée des matériaux asthénosphériques à la base de la lithosphère à une profondeur moyenne de 80 km le long de la LVC.

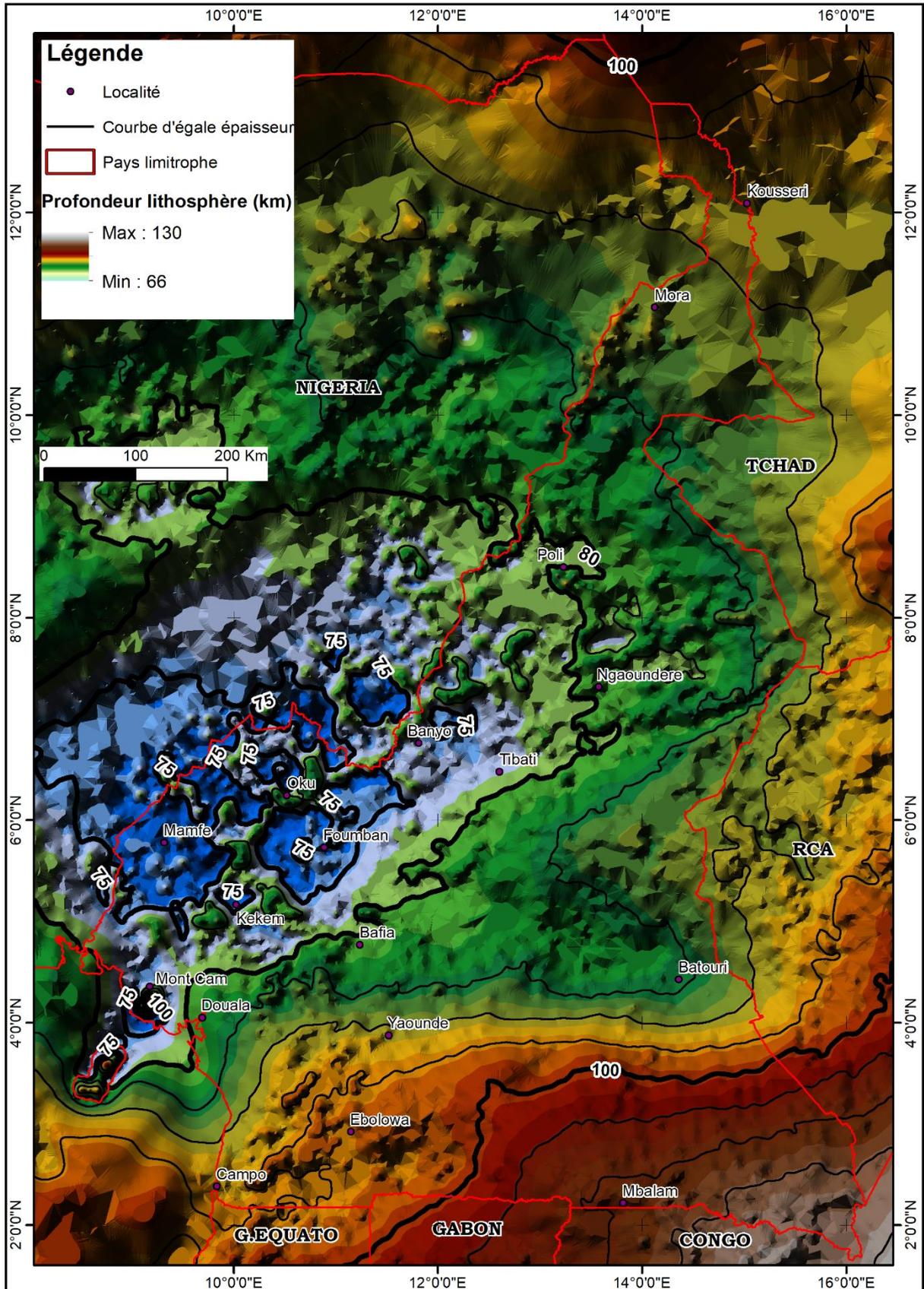


Figure III.31: Variations des épaisseurs du manteau lithosphérique sur le Cameroun (unité: km).

III.11. Comparaison des résultats de l'investigation géophysique à ceux obtenus en utilisant d'autres méthodes d'interprétation

L'un des points les plus cruciaux lors de la détermination d'un modèle de géoïde est l'évaluation de sa qualité. Celle-ci a été faite en utilisant les points GPS/nivelés répartis sur le territoire national. Cependant, il existe une autre méthode basée sur la caractérisation des grands ensembles géologiques à partir des signaux du géoïde gravimétrique. La fiabilité des résultats obtenus à cet effet implique celle du géoïde en question. Ainsi, ces résultats sont comparés à ceux obtenus à partir d'autres méthodes d'interprétation. Cette comparaison notamment en ce qui concerne la structure du Moho sous le Cameroun est consignée dans le tableau III.24 suivant. Il en ressort que les résultats obtenus en combinant le géoïde gravimétrique et les données topographiques corroborent ceux trouvés dans les travaux antérieurs utilisant les données sismiques et gravimétriques.

Tableau III.24: Comparaison entre les résultats obtenus dans ces travaux et ceux des travaux antérieurs.

	Epaisseur de la croûte (km)		Type de données utilisées	Références bibliographiques
	Cette étude	Etudes antérieures		
Craton du Congo	38 - 45	30 - 50	gravimétrie	Poudjom Djomani (1993)
		45	sismique	Tokam et al. (2010)
LVC	28 - 37	33	sismique	Tabod (1991)
		35,5	sismique	Tokam et al. (2010)
		37 ± 2	gravimétrie	Nnange et al. (2000)
Rift de la Benoué	28	25,5	sismique	Tokam et al. (2010)

Concernant la structure de la lithosphère, cette étude confirme une lithosphère de 80 km d'épaisseur sous le plateau de l'Adamaoua telle que annoncée par Poudjom Djomani (1993). Cependant, l'épaisseur de 70 km est identifiée à quelques endroits le long de la LVC (plaine du Noun, régions de Kumbo et du Mont Cameroun, figure III.31). Ainsi, ***l'amincissement de la lithosphère le long de la LVC a ainsi été mis en évidence dans ce travail.*** Cet amincissement serait lié à la remontée des matériaux asthénosphériques à la base de la lithosphère à une profondeur moyenne de 80 km le long de LVC. Par ailleurs, les études géophysiques menées dans la branche N40°-50°E du CCC par Yap et al. (2018a) révèlent des intrusions des corps denses mafiques par contrôle structural à des profondeurs comprises entre 3,2 et 14,2 km. De même, les travaux de Poudjom Djomani et al. (1992, 1997) ; Noutchogwe et al. (2006, 2010) ; Ngako et al. (2003) ; Njanko et al. (2006) dans la branche N60-70°E du CCC sur le plateau de l'Adamoua ont aussi indiqué le contrôle structural des intrusions dans la croûte supérieure. Ainsi, à la lumière de ces résultats et compte tenu des travaux

géophysiques récents (Marcel et al., 2018 ; Adams et al., 2015 ; De Plaen et al., 2014 ; Elsheikh et al., 2014 ; Gallacher et Bastow, 2012) sur la structure profonde de la LVC, *l'interaction entre l'écoulement des matériaux asthénosphériques suivant la direction NE et le Cisaillement Centre Camerounais (CCC) pourrait mieux expliquer les remontées magmatiques dans la croûte supérieure le long de la LVC.*

III.12. Validité des résultats

Les résultats obtenus sont tributaires d'une part de la qualité des données et de la technique utilisée pour leur traitement.

III.12.1. Qualité des données utilisées

Il a été relevé au chapitre 1 que la précision d'un modèle de géoïde gravimétrique dépend fortement de la qualité des différents types de données utilisés pour sa mise en œuvre (Ismail, 2016). Par ailleurs, la fiabilité des implications géophysiques du géoïde gravimétrique dépend de la précision de ce dernier.

Données gravimétriques

Avant leur intégration dans le processus de calcul, les données gravimétriques ont été validées en utilisant les données satellitaires indépendantes. Cette validation a permis d'identifier une vingtaine de points aberrants autour de l'Adamaoua et du Mont Cameroun et une centaine de points aberrants dans la partie septentrionale du côté du Nigéria. Ces points susceptibles d'influencer négativement la précision du géoïde ont été éliminés de la base des données gravimétriques finale utilisée dans ce travail. Ainsi, la qualité et l'intégrité de la base de données gravimétriques utilisée ont été une préoccupation majeure dans ce travail. Cependant, ce processus de validation de données gravimétriques n'avait pas été implémenté lors du calcul du géoïde CGM2005 mis en place par Kamguia en 2005. Ainsi, ces données aberrantes auraient eu un impact considérable sur la précision du CGM2005. Par ailleurs, puisque la précision d'un géoïde gravimétrique dépend fortement de la couverture homogène et dense d'un territoire donné en mesures gravimétriques, plusieurs campagnes de densification de ces données ont été organisées par l'INC entre 2014 et 2017 dans plusieurs régions du pays. Plus de mille (1000) points de mesure gravimétrique collectés ont été intégrés dans le processus de calcul.

Choix du modèle géopotential global

Le modèle géopotential global constitue la référence pour un modèle de géoïde gravimétrique d'autant plus qu'il lui fournit les informations liées aux formations de grande et de moyenne longueur d'onde du géoïde (Featherstone et al., 1998). Il est donc important de choisir un

modèle parmi les plus récents et les plus utilisés qui représente le mieux le champ de pesanteur terrestre et les ondulations du géoïde sur le Cameroun. Les modèles EIGEN-6C4 et GOCE-dir5 respectivement combiné et satellitaire issus de la dernière mission satellitaire GOCE ont été choisis pour le calcul du géoïde CGM18. Ils ont été choisis au regard de leurs performances à représenter précisément les anomalies de la pesanteur et les ondulations du géoïde sur le Cameroun vis-à-vis des autres modèles étudiés. Par ailleurs, ces modèles globaux ont été utilisés dans le calcul de plusieurs géoïdes gravimétriques à travers le monde ces derniers temps comme par exemple le modèle de géoïde dans la mer méditerranée implémenté par plusieurs pays européens en cette année 2018.

Choix du modèle numérique de terrain (MNT)

Le MNT SRTM 1 de résolution une seconde d'arc (~ 30 m) utilisé dans ce travail est le résultat des analyses profondes effectuées sur plusieurs MNT globaux les plus résolus et disponibles sur le Cameroun (Yap et al., 2018b). Ce MNT a ainsi été introduit dans les différentes étapes de traitement nécessitant les corrections topographiques puisque l'utilisation d'un MNT de plus en plus résolu améliore significativement la qualité du géoïde recherché. Cependant, le géoïde CGM2005 a été mis en place en utilisant le MNT GLOBE de résolution 1 km pour déterminer les anomalies de courte longueur d'onde. L'auteur lui-même a recommandé de recalculer le CGM2005 en utilisant les données de SRTM (Kamguia, 2005). De même, le géoïde africain AGP2003 ou sa version révisée AGP2006 a été mis en place en utilisant le MNT SRTM de résolution 30" (~1 km).

III.12.2. Techniques utilisées dans le traitement des données

Il s'agit de la technique utilisée dans le cadre du calcul du géoïde gravimétrique et celle retenue lors de la modélisation des épaisseurs crustales et lithosphériques au Cameroun.

Choix de la technique de calcul du géoïde

Des nouvelles avancées enregistrées de nos jours et portant sur la théorie moderne et les analyses numériques récentes ont été utilisées dans ce travail. Il convient de mentionner que ce travail de recherche a été mené en grande partie au Service International du Géoïde (IGS) basé à l'École Polytechnique de Milan en Italie. L'une des missions de l'IGS est de mettre au point les techniques de traitement des données. Ainsi, la technique de collocation rapide suffisamment expérimentée par l'IGS a été implémentée dans ce travail de recherche. Avec l'avènement d'un grand nombre de données hétérogènes qui entrent dans le calcul du géoïde, cette technique est de plus en plus recommandée pour la modélisation du modèle de géoïde

gravimétrique. Cependant, la méthode de Stokes avec une panoplie de contraintes qui limitent sa fiabilité a été utilisée dans le cadre de la mise en place du géoïde CGM2005.

Technique de modélisation des variations des épaisseurs crustales et lithosphériques

La méthode retenue pour déterminer les variations de l'épaisseur de la lithosphère à partir du géoïde et de la topographie est basée sur l'hypothèse d'isostasie locale. Cette hypothèse est une approximation acceptable puisque pour des longueurs d'onde d'anomalies gravimétrique de plus de 100 kilomètres, les contrastes de densité dans la lithosphère sont en compensation isostatique (Globig, 2016 ; Fulla et al., 2007). De même, les paramètres de modélisation utilisés (tableau III.22) ont été contraints par plusieurs tests par rapport à la valeur de la constante d'intégration $N_0 = 6181,5$ m. Cette valeur est très proche de celle retenue ($N_0 = 6168$ m) par Globig (2016) dans ses travaux sur la plaque africaine.

III.13. Contributions nouvelles apportées par cette étude

Après les différents traitements réalisés dans ce travail, plusieurs résultats nouveaux ont été obtenus. Ces résultats constituent une alternative à moindres coûts au nivellement géométrique. Ils définissent l'élément fondamental dont les applications interviennent dans le nivellement par GPS, le positionnement, la cartographie, l'océanographie, la géodynamique, l'exploration géophysique et bien d'autres domaines de la science. Parmi ces résultats, on peut citer :

- l'ensemble des levés gravimétriques réalisés au Cameroun depuis l'époque coloniale jusqu'ici a été compilé et validé et la connaissance du champ de pesanteur terrestre sur le Cameroun améliorée ;
- les modèles géopotentiels globaux issus de la dernière mission satellitaire GOCE ont été évalués et les bandes spectrales où ils délivrent des informations enrichissantes pour une meilleure caractérisation des hétérogénéités géologiques ont été étudiées au Cameroun ;
- la précision des MNT globaux haute résolution (30 m) sur le Cameroun a été évaluée ;
- la correction de terrain par la méthode RTM à partir du MNT de résolution 30 m a été mise au point au Cameroun ;
- le quasi-géoïde gravimétrique sur le Cameroun a été mis au point ;
- le nouveau géoïde gravimétrique du Cameroun CGM18 à partir des techniques et des données nouvelles est déterminé. Il peut désormais être utilisé dans les opérations de nivellement par GPS ;

- les paramètres d'ajustement de la toute première forme mathématique de la terre sur le Cameroun ont été évalués ;
- les grands ensembles géologiques ont été mis en évidence à partir des signatures du géoïde ;
- la caractérisation des hétérogénéités intra-lithosphériques à partir du filtrage passe-haut du géoïde CGM18 a été effectuée ;
- les variations des épaisseurs crustales et lithosphériques en 3D sur le Cameroun ont été étudiées ;
- le mécanisme de mise en place des remontées magmatiques à travers les zones de faiblesse a été proposé.

Conclusion

Ce chapitre traite des résultats obtenus et de leurs discussions. Les résultats de validation des données gravimétriques, des modèles géopotentiels globaux et des modèles numériques de terrain sont présentés. Par la suite, ces données validées sont intégrées dans le calcul du quasi-géoïde gravimétrique et du géoïde gravimétrique CGM18. Les paramètres de l'ajustement de la surface mathématique de la terre sur le Cameroun ont également été déterminés. La qualité du CGM18 a été évaluée en utilisant les données GPS/nivelés et en comparant ses ondulations à celles des autres modèles disponibles sur le Cameroun. Une autre méthode indépendante d'évaluation de la qualité du géoïde basée sur l'investigation géophysique de la lithosphère a été engagée. La combinaison du géoïde gravimétrique et des données topographiques a permis de cartographier les variations des épaisseurs de la croûte terrestre et du manteau lithosphérique sous le Cameroun. Il en ressort que l'amincissement de la lithosphère ne s'observe pas seulement sur le plateau de l'Adamaoua mais aussi le long de la LVC. L'interaction entre l'écoulement des matériaux asthénosphériques suivant la direction NE et le Cisaillement Centre Camerounais (CCC) pourrait mieux expliquer les remontées magmatiques dans la croûte supérieure le long de la LVC. Pour terminer, la validité des résultats obtenus a été discutée en s'appuyant sur la qualité des données et de la technique utilisée pour leur traitement et les contributions nouvelles apportées par cette étude ont été mises en exergue.

CONCLUSION GENERALE

Le principal objectif de ce travail était de déterminer un géoïde gravimétrique précis haute résolution (CGM18) à partir des données et théories nouvelles et ses implications à l'investigation de la lithosphère au Cameroun. Pour cela, les nouvelles données gravimétriques collectées par l'INC entre 2014 et 2017 combinées aux données gravimétriques du BGI disponibles sur le Cameroun ont été associées aux données satellitaires GOCE les plus récentes et du MNT haute résolution. A partir de ces données, le géoïde gravimétrique du Cameroun (CGM18) a été déterminé en utilisant la méthode de retrait-restauration couplée à la collocation rapide. Pour atteindre l'objectif de cette étude, la première phase du travail a consisté à valider toutes les données utilisées afin de garantir leur qualité et leur intégrité avant leur introduction dans le processus de calcul. Ainsi, l'ensemble des levés gravimétriques réalisés au Cameroun ont été compilés et validés en utilisant la fonction de covariance et les données satellitaires afin de détecter et d'éliminer les valeurs aberrantes et les doublons dans cette base de données. Les analyses effectuées ont permis d'identifier une vingtaine de points aberrants autour de l'Adamaoua et du Mont Cameroun et une centaine de points dans la partie septentrionale du côté du Nigéria. Ces points aberrants ont été éliminés de la base des données gravimétriques. Par ailleurs, les MNT globaux haute résolution (30 m) et les récents modèles géopotentiels globaux disponibles sur le Cameroun ont été validés en utilisant les points GPS/nivelés. Ces analyses indiquent que le MNT obtenu à partir du SRTM 30 m disponible sur la terre ferme associé à la grille des données bathymétriques SRTM_15PLUS représente mieux la topographie sur le Cameroun et est utilisé pour les différentes corrections nécessitant la topographie dans ce travail. En outre, de tous les modèles géopotentiels les plus récents et précis testés dans ce travail, le modèle combiné EIGEN-6C4 et le modèle satellitaire GOCE-DIR5 sont apparus comme les plus représentatifs des anomalies de la pesanteur et des ondulations du géoïde sur le Cameroun.

De plus, les analyses ont été effectuées pour identifier dans quelles bandes spectrales les modèles géopotentiels retenus délivrent des informations enrichissantes. Il en ressort que le modèle EIGEN-6C4 fournit des informations pertinentes dans la bande spectrale comprise entre 500 et 1000 alors le modèle GOCE-DIR5 est pertinent lorsqu'il est pris dans sa résolution entière (degré et ordre 300).

Dans la deuxième phase du travail, deux solutions du quasi-géoïde associées aux modèles EIGEN-6C4 et GOCE-DIR5 pris dans les bandes spectrales où ils délivrent des informations pertinentes ont été déterminées. Par la suite, ces deux quasi-géoïdes ont été convertis en géoïdes gravimétriques en utilisant une grille d'anomalies de Bouguer simple interpolée sur le Cameroun.

Une évaluation de ces géoïdes gravimétriques en utilisant d'une part les points GPS/nivelés distribués sur tout le territoire national et d'autre part les géoïdes locaux ou régionaux existants sur le Cameroun (CGM05, CGM11, AGP2006) a été effectuée. Il en découle que le géoïde associé au modèle EIGEN-6C4 présente les meilleurs résultats avec une précision absolue de 12 cm et correspond ainsi au CGM18. Par ailleurs, les performances absolue et relative du CGM18 sont meilleures lorsqu'elles sont comparées à celles des modèles de géoïde existant sur le Cameroun.

Afin de mettre à la disposition des utilisateurs un système de référence nécessaire pour avoir des valeurs de positionnement plus précises au Cameroun, un ellipsoïde local a été ajusté avec une précision de 1,072 m à partir de l'ellipsoïde mondial WGS84 en utilisant le géoïde CGM18 et les points GPS/nivelés dans la théorie de Molodensky. Cet ellipsoïde local représente la forme mathématique de la terre sur le Cameroun. Ainsi, le CGM18 associé à l'ellipsoïde local ajusté peut être utilisé dans le nivellement par GPS au Cameroun. Ce résultat constitue une alternative à moindres coûts au nivellement géométrique.

Une application du CGM18 implémentée dans ce travail a consisté à l'investigation géophysique de la lithosphère à partir du géoïde CGM18 résiduel couplé à la topographie. En appliquant le filtrage passe-haut sur les signaux du CGM18, les hétérogénéités intralithosphériques ont été mises en exergue. La caractérisation des variations des épaisseurs crustales et lithosphériques en 3D engagée à partir des données indépendantes (géoïde gravimétrique et topographie) a permis de mieux comprendre l'implication des phénomènes sismo-tectoniques (CCC, LVC) sur la structuration de la lithosphère dans la Chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale au Cameroun. Ainsi, en dehors de la partie nord du Craton du Congo où la lithosphère est épaisse (110 km en moyenne), elle est en général mince sous le Cameroun avec une épaisseur de 80 km sous le plateau de l'Adamaoua et de 70 km à quelques endroits le long de la LVC (plaine du Noun, régions de Kumbo et du Mont Cameroun).

A la lumière des travaux antérieurs, on en déduit que l'interaction entre l'écoulement des matériaux asthénosphériques suivant la direction NE et le CCC pourrait mieux expliquer les remontées magmatiques dans la croûte supérieure le long de la LVC.

Dans cette thèse, les aspects relatifs au champ de pesanteur terrestre, à la détermination du géoïde gravimétrique et à son application à l'investigation géophysique du manteau lithosphérique ont été abordés. Les résultats obtenus dans ces travaux offrent des perspectives pour des travaux ultérieurs.

Ainsi:

- la collecte des données gravimétriques terrestres devrait être poursuivie dans les zones accessibles et la gravimétrie aéroportée engagée dans les zones à accès difficile comme les grandes chaînes de montagnes (LVC) et les zones forestières du pays. En effet, les facteurs les plus cruciaux qui limitent la précision du géoïde gravimétrique sont la qualité et la quantité des données gravimétriques terrestres. Dans les zones sus-évoquées, les vides d'ordre 1° sont observés (Centre Cameroun, Est, etc...);
- le point zéro du nivellement du Cameroun doit être déterminé et les points GPS/nivelés densifiés à travers le pays surtout dans les zones à forte variation topographique. Les points GPS/nivelés interviennent dans l'évaluation des MNT, les modèles géopotentiels globaux et dans la validation et l'ajustement des géoïdes gravimétriques ;
- un modèle de densité topographique doit être déterminé et validé à partir des données géophysiques indépendantes. Ce modèle est indispensable pour la correction topographique et des données gravimétriques ;
- d'autres méthodes de détermination du géoïde telles que KTH, Stokes-Helmert et transformée de Fourier doivent être implémentées et comparées à la méthode de collocation rapide utilisée dans ce travail ;
- les produits de la mission satellitaire gravimétrique GRACE-FO en cours doivent être étudiés au fur et à mesure qu'ils apparaissent afin de mieux comprendre le champ de pesanteur terrestre et identifier le modèle géopotentiel global le mieux indiqué pour le Cameroun ;
- l'implication du géoïde gravimétrique dans la caractérisation des déformations crustales et lithosphériques dans la zone du Cisaillement Centre Camerounais devrait être engagée ;
- l'étude de la distribution des densités dans la lithosphère dans la Chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale au Cameroun par une modélisation conjointe du flux de chaleur interne, du géoïde, de la gravité et de la topographie, en utilisant des données sismiques, géologiques comme contraintes devrait être engagée pour améliorer la connaissance de la lithosphère dans cette région.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdalla, A. and Green, C., 2016.** Utilization of Fast Fourier Transform and Least-squares Modification of Stokes formula to compile a gravimetric geoid model over Khartoum State: Sudan. *Arabian Journal of Geoscience*. 9 (236). [DOI 10.1007/s12517-015-2117-8](https://doi.org/10.1007/s12517-015-2117-8).
- Abd-Elmotaal, H., 2008.** Gravimetric Geoid for Egypt using high-Degree Tailored Reference Geopotential Model, Presented at the 1st Arab Conference on Astronomy and Geophysics, Cairo, Egypt, October 20-22.
- Adams, A. N., Wiens, D. A., Nyblade, A. A., Euler, G. G., Shore, P. J. and Tibi, R., 2015.** Lithospheric Instability and the Source of the Cameroon Volcanic Line: Evidence from Rayleigh Wave Phase Velocity Tomography. *Journal of Geophysical Research*, 120, 1708-1727. <https://doi.org/10.1002/2014JB011580>.
- Alothman, A., Godah, W. and Elsaka, B., 2016.** Gravity field anomalies from recent GOCE satellite-based geopotential models and terrestrial gravity data: a comparative study over Saudi Arabia. *S Arabian Journal of Geoscience*. 9 (5):1-12. [doi:10.1007/s12517-016-2393-y](https://doi.org/10.1007/s12517-016-2393-y).
- Amans, O. C., Beiping, W. and Ziggah. Y. Y., 2013.** Assessing Vertical Accuracy of SRTM Ver. 4.1 and ASTER GDEM Ver. 2 Using Differential GPS Measurements – Case Study in Ondo State, Nigeria. *International Journal of Scientific and Engineering Research* 4 (12): 523–531.
- Amos, M. J. and Featherstone, W. E., 2003.** Comparisons of global geopotential models with terrestrial gravity field data over New Zealand and Australia, *Geomatics Res. Australia*, 78:67–84.
- Andersen, O. B., 2010a.** The DTU10 Gravity field and Mean sea surface, Second international symposium of the gravity field of the Earth (IGFS2), Fairbanks, Alaska. 17 pages.
- Andersen, O. B., Knudsen, P. and Berry, P., 2010b.** The DNSC08GRA global marine gravity field from double retracked satellite altimetry; *Journal of Geodesy*, 84(3), 191-199, doi: 10.1007/s00190-009 0355-9.
- ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) validation team, 2009.** ASTER global DEM validation summary report. ASTER GDEM Validation Team: METI, NASA and USGS in cooperation with NGA and other collaborators.” <https://lpdaac.usgs.gov>.
- Athmania, D. and Achour, H., 2014.** External Validation of the ASTER GDEM2, GMTED and CGIAR-CSI- SRTM v4.1 Free Access Digital Elevation Models (DEMs) in Tunisia and Algeria. *Remote Sensing* 6: 4600–4620.
- Barthelmes, F., 2014.** Global Models. In: Grafarend E (ed) *Encyclopedia of Geodesy*, Springer International Publishing, pp 1{9, DOI 10.1007/978-3-319-02370-0 43-1, URL <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-02370-0 43-1>.
- Benahmed Daho S. A., Sahel, C. and Zeggai, A., 2006.** Choix optimal d’un modèle analytique de covariance pour la validation des mesures gravimétriques par la méthode de Collocation (Application : Nord de l’Algérie). *Revue XYZ*, N° 108. 8 pages.
- Bisson, M., Spinetti, C., Marco, N. and Bonforte, A., 2016.** Mt. Etna volcano high-resolution topography: airborne LiDAR modelling validated by GPS data, *International Journal of Digital Earth*, DOI: 10.1080/17538947.2015.1119208.

- Bjerhammar, A., 1975.** Discrete solutions of the boundary value problem in physical geodesy, *Tellus*, 27(2), 97–106.
- Bottoni, G. and Barzaghi, R., 1993.** Fast Collocation - Bulletin Géodésique, Vol. 67, No. 2, pp. 119-126.
- Boukeke, D. B., 1994.** Structures crustales d’Afrique Centrale déduites des anomalies gravimétriques et magnétiques : le domaine précambrien de la République Centrafricaine et du sud Cameroun. Thèse de Doctorat, Université d’Orsay, Paris sud, 263 pages.
- Bowin, C., 1983.** Depth of principal mass anomalies contributing to the Earth’s geoid undulations and gravity anomalies. *Marine Geodesy*, 7 (1-4), 61-100.
- Brasset, T. W. and Rogers, H. M., 1981.** The local geoid in Egypt. Mapping and charting establishment RE. Computer and Geodetic Support Group. Working paper N° 2/81, 400 pages.
- Brockmann, J. M., Zehentner, N., Höck, E., Pail, R., Loth, I., Mayer-Gürr, T. and Schuh, W. D., 2014.** EGM_TIM_RL05: An independent geoid with centimeter accuracy purely based on the GOCE mission, *Geophysical Research Letters*, 41, 8089-8099. <https://doi.org/10.1002/2014GL061904>.
- Bruinsma, S. L., Förste, C., Abrikosov, O., Lemoine, J. M., Marty, J. C., Mulet, S., Rio, M. H. and Bonvalot, S., 2014.** Esa’s satellite-only gravity field model via the direct approach based on all goce data, *Geophysical Research Letters*, 41(21), 7508–7514, doi :10.1002/2014GL062045.
- Bruinsma, S. L., Förste, C., Abrikosov, O., Marty, J. C., Rio, M. H., Mulet, S. and Bonvalot, S., 2013.** The new esa satellite-only gravity field model via the direct approach, *Geophysical Research Letters*, 40(14), 3607–3612, doi :10.1002/grl.50716.
- Burša, M., Kenyon, S., Kouba, J., Rade, K., Vatrt, V., Vojtiskova, M. and Simek, J., 2002.** World height system specified by geopotential at tide gauge stations. In Drewes H., Dodson A., Fortes L.P.S., Sanchez L., Sandoval P., (Eds.), 2002: 291–296.
- Carne, J. L., 2012.** Le nouveau réseau géodésique national du Cameroun. *Revue XYZ*, N°131, 2e trimestre 2012, pp. 37-46.
- Chandler, G. and Merry, C., 2010.** The South African Geoid 2010: SAGEOID10. *PositionIT*, 4 pages.
- Christou, N.T., Vaníček, P. and Ware, C., 1989.** Geoid and density anomalies. *EOS. Transactions of the American Geophysical Union* 70, pages 625–631.
- Dawod, G., 1998.** A national gravity standardization network for Egypt, PhD dissertation, Faculty of Engineering at Shoubra, Zagazig University, Egypt. 244 pages.
- De Plaen, R. S. M., Bastow, I. D., Chambers, E. L., Keir, D., Gallacher, R. J. and Keane, J., 2014.** The Development of Magmatism along the Cameroon Volcanic Line: Evidence from Seismicity and Seismic Anisotropy. *Journal of Geophysical Research*, 119, 4233-4252. <https://doi.org/10.1002/2013JB010583>.
- Detrick, R. S., 1981.** An analysis of geoid anomalies across the mendocino fracture zone: implications for thermal models of the lithosphere. *Journal of geophysical research*, volume 86, no. b12, pages 11751-11762.

- Dorbath, C., Dorbath, L., Fairhead, J. D. and Stuart, G. W., 1986.** A teleseismic delay time study across the central African shear zone in the Adamaoua region of Cameroon, West Africa, *Geophys. J. R. astr. Soc.* 86, 751-766.
- Du, X., Guo, H., Fan, X., Zhu, J., Yan, Z. and Qin Zhan, Q., 2015.** Vertical accuracy assessment of freely available digital elevation models over low-lying coastal plains, *International Journal of Digital Earth*, DOI: 10.1080/17538947.2015.1026853.
- Ebbing, J. and Olesen, O., 2005.** The Northern and Southern Scandes-structural differences revealed by an analysis of gravity anomalies, the geoid and regional isostasy. *Tectonophysics*, 411, 73–87. doi:10.1016/j.tecto.2005.09.002.
- El-Ashquer, M. A., 2017.** An Improved Hybrid Local Geoid Model for Egypt. PhD dissertation, Faculty of Engineering, Zagazig University.172 pages.
- El-Fiky, G. S., Kato, T. and Fujii, Y., 1997.** Distribution of the vertical crustal movements rates in the Tohoku district, Japan, predicted by least-squares collocation. *Journal of Geodesy*, 71, 7, Pages 432-442.
- Elsheikh, A. A., Gao, S. S. and Liu, K.H., 2014.** Formation of the Cameroon Volcanic Line by Lithospheric Basal Erosion: Insight from Mantle Seismic Anisotropy. *Journal of African Earth Sciences*, 100, 96-108. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.06.011>.
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D. and Alsdorf, D., 2007.** The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics*, 45 (2). doi: 10.1029/ 2005RG000183.
- Featherstone, W. E., 1997.** On the use of the geoid in geophysics: A case study over the North-West Shelf of Australia. *Exploration Geophysics*, 28 (1), pp. 52-57.
- Featherstone, W. E., Evans, J. D. and Olliver, J. G., 1998.** A Meissl modified Vaníček and Kleusberg kernel to reduce the truncation error in gravimetric geoid computations, *Journal of Geodesy*, 72(3), 154–160, doi: 10.1007/s001900050157.
- Federal Geographic Data Committee., 1998.** Geospatial Positioning Accuracy Standards, Part 3: National Standard for Spatial Data Accuracy. Subcommittee for Base Cartographic Data, p. 25.
- Foni, A. and Seal, D., 2004.** Shuttle Radar Topography Mission: An innovative approach to shuttle orbital control. *Acta Astronaut.* 54, 565–570.
- Forkuo, E. K., 2010.** Digital Terrain Modelling in a GIS Environment. *The International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 37 (B2), 1023-1029.
- Forsberg, R. and Tscherning, C.C., 2008.** An overview manual for the GRAVSOFIT Geodetic Gravity Field Modelling Programs. National Space Institute (DTU-Space), Denmark. Technical Report. 2 edition.
- Forsberg, R., 1984.** A study of terrain reductions, density anomalies and geophysical inversion methods in gravity field modeling, OSU Report No. 355, Department of Geodetic Science and Surveying, Ohio State University, Columbus, U.S.A.
- Förste, C., Bruinsma, S. L., Abrikosov, O., Lemoine, J. M., Marty, J. C., Flechtner, F., Balmino, G., Barthelmes, F. and Biancale, R. 2014.** EIGEN-6C4. The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse. GFZ Data Services. <https://doi.org/10.5880/icgem.2015.1>

- Förste, C., Bruinsma, S. L., Rudenko, S., Abrikosov, O., Lemoine, J. M., Marty, J. C., Neumayer, K. H. and Biancale, R., 2016.** EIGEN-6S4 a time-variable satellite-only gravity field model to d/o 300 based on LAGEOS, GRACE and GOCE data from the collaboration of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse (version 2). GFZ Data Services. <http://doi.org/10.5880/icgem.2016.008>. http://icgemgfz-potsdam.de/tom_longtime.
- Foyang, L., 2012.** Mise en place d'une Infrastructure cartographique de Base au Cameroun et son influence sur la cartographie et les mesures du parcellaire. Mémoire de Master professionnel, Université de Yaoundé I, Cameroun, 109 pages.
- Fulla, J., Fernández, M., Zeyen, H. and Vergés, J., 2007.** A rapid method to map the crustal and lithospheric thickness using elevation, geoid anomaly and thermal analysis. Application to the Gibraltar Arc System, Atlas Mountains and adjacent zones. *Tectonophysics*, 430, 97-117, doi: 10.106/j.tecto.2006.11.003.
- Gallacher R. J., Bastow I. D., 2012.** The development of magmatism along the Cameroon Volcanic Line: evidence from teleseismic receiver functions. *Tectonics*, 31, TC3018. <http://dx.doi.org/10.1029/2011TC003028>.
- Gilardoni, M., Reguzzoni, M., Sampietro, D. 2015.** GECO: a global gravity model by locally combining GOCE data and EGM2008. *Studia Geophysica et Geodaetica*. DOI:10.1007/s11200-015-1114-14.
- Globig, 2016.** The lithospheric structure of Africa: Mapping crustal and lithospheric thickness using geoid and elevation constraints together with a thermal analysis. PhD dissertation, Faculty of Geology, University of Barcelona. 182 pages.
- Godah, W. and Krynski, J., 2015.** Comparison of GGMs based on one year GOCE observations with the EGM2008 and terrestrial data over the area of Sudan. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 35, 128-135, <https://doi.org/10.1016/j.jag.2013.11.003>.
- Goussi Ngalamo, J. F., Sob, M., Bisso, D., Abdelsalam, M. G., Atekwana, E. and Ekodeck, G. E., 2018.** Lithospheric structure beneath the Central Africa Orogenic Belt in Cameroon from the analysis of satellite gravity and passive seismic data. *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2018.08.015.
- Greenwalt, C. R. and Shultz, M. E., 1962.** Principles of Error Theory and Cartographic Applications. In.: No. ACIC-TR-96. St. Louis, MO: Aeronautical Chart and Information Center. 100 pages.
- Gruber, T., 2009.** Evaluation of the EGM2008 gravity field by means of GPS-levelling and sea surface topography solutions. External evaluation reports of EGM2008, Newton's Bulletin, Nr. 4, pp. 3-17, Bureau Gravimétrique International (BGI) / International Geoid Service (IGeS), ISSN 1810-8555.
- Guimarães, D. N. G., 2013.** A geoid model in the state of São Paulo: An attempt for the evaluation of different methodologies. PhD dissertation, Polytechnic School of the University of São Paulo, Brazil, 146 pages.
- Haddad, M., Hachemi, H., Rabehi, N., Taibi, H. et Bousmaha, H., 2016.** Evaluation des Surfaces d'Anomalies Gravimétriques à l'Air Libre en Méditerranée Occidentale. *Revue «Nature & Technologie»*. C- Sciences de l'Environnement, n° 14. Pages 9 à 15.

- Hastings, D. A. and Dunbar, P. K., 1998.** Development and assessment of the Global Land One-kilometer Base Elevation digital elevation model (GLOBE). *ISPRS Archives Vol. 32 (4)*, pp. 218–221.
- Haxby, W.F., Turcotte, D.L., 1978.** On isostatic geoid anomalies. *J. Geophys. Res.* 83, 5473–5478.
- Heiskanen, W. A. and Moritz, H., 1967.** *Physical Geodesy*. San Francisco: W. H. Freeman. 374 pages.
- Heiskanen, W. A. and Moritz, H., 1990.** *Physical Geodesy*. Institute of Physical Geodesy Technical University, Graz, Austria.
- Hilton, R. D., Featherstone, W. E., Berry, P. A. M., Johnson, C. P. D. and Kirby, J. F., 2003.** Comparison of Digital Elevation Models Over Australia and External Validation Using ERS-1 Satellite Radar Altimetry. *Australian Journal of Earth Sciences* 50 (2): 157–168. doi:10.1046/j.1440-0952.2003.00982.x.
- Hirt, C., Filmer, M. S. and Featherstone, W. E., 2010.** Comparison and Validation of the Recent Freely Available ASTER-GDEM ver1, SRTM ver4.1 and GEODATA DEM-9S ver3 Digital Elevation Models Over Australia. *Australian Journal of Earth Sciences* 57 (3): 337–347. doi:10.1080/08120091003677553.
- Hirt, C., Gruber, Th. and Featherstone, W. E., 2011.** Evaluation of the first GOCE static gravity field models using terrestrial gravity, vertical deflections and EGM2008 quasi geoid height. *Journal of Geodesy* 85(10), 723-740, <http://dx.doi.org/10.1007/s00190-011-0482-y>.
- Höhle, J. and Höhle, M., 2009.** Accuracy assessment of digital elevation models by means of robust statistical methods. *ISPRS J. Photogrammetry Remote Sens.* 64 (4), 398–406. <http://dx.doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2009.02.003>.
- Hu, Z., Peng, J., Hou, Y. and Shan, J., 2017.** Evaluation of Recently Released Open Global Digital Elevation Models of Hubei, China. *Remote Sensing* 9: 262. doi:10.3390/rs9030262.
- Ihde, J., Wilmes, H., Müller, J., Denker, H., Voigt, C., Hosse, M., 2010.** Validation of satellite gravity field models by regional terrestrial data sets. In: *System Earth via geodetic-geophysical space techniques advanced technologies in Earth sciences, Part 3*, pp 277-296.
- Ismail, Z., 2016.** Détermination de l'exactitude d'un géoïde gravimétrique. Thèse de Doctorat/PhD, PSL Research University, France. 155 pages.
- Kamguia, J., 2005.** Calcul d'un modèle de géoïde gravimétrique, évaluation de ses applications au nivellement par GPS et interprétation géophysique de ses ondulations sur le Cameroun. Thèse de Doctorat/PhD, Université de Yaoundé 1, 232 pages.
- Kamguia, J., Nouayou, R., Tabod, C., Tadjou, J., Manguelle-Dicoum, E. and Kande, H., 2008.** Geophysical signature of geological units inferred from the analysis of geoid maps in Cameroon and its surroundings. *Journal of African Earth Sciences*, 52, 1-8.
- Kamguia, J., Tabod, C., Nouayou, R., Tadjou, J., Manguelle-Dicoum, E. and Kande, H., 2007.** The Local Geoid Model of Cameroon: CGM05. *Nordic Journal of Surveying and Real Estate Research*, 4(2), 7-23.
- Kande, L. H., Kamguia, J., Yap, L. and Foyang, L., 2016.** Reference Ellipsoid Parameters of Cameroon from GPS Data. *International Journal of Geosciences* 7, 1049–1056.

- Kiamehr, R. and Sjöberg, L. E., 2006.** Impact of the precise geoid model in studying tectonic structures: A case study in Iran, *Journal of Geodynamics*, 42, 1-11.
- Kiamehr, R., 2006.** Precise Gravimetric Geoid Model for Iran based on GRACE and SRTM data and the least-squares modification of Stokes' formula with some geodynamic interpretations. PhD dissertation, Royal Institute of Technology (KTH), Sweden. 89 pages.
- Knudsen, P., 1987.** Estimation and modelling of the local empirical covariance function using gravity and satellite altimeter data. *Bulletin Geodesique*, 61, 2 145-160.
- Krarp, T., 1969.** A contribution to the mathematical foundation of physical geodesy, In: K. Borre, (Ed.) 2006, 29–90. *Mathematical Foundation of Geodesy: Selected Papers of Torben Krarp*, Springer.
- Lachenbruch, A. H. and Morgan, P., 1990.** Continental extension, magmatism and elevation; formal relations and rules of thumb. *Tectonophysics* 174, 39–62.
- Le Maréchal, A. et Vincent, P. M., 1971.** Le fossé créacé du Sud Adamaoua (Cameroun) (cahier d'ORSTOM, série géologique vol 3 no 1) (Paris : O R S T O M) pp 67-83.
- Lemoine, F. G., Kenyon, S. C., Factor, J. K., Trimmer, R. G., Pavlis, N. K., Chinn, D. S., Cox, C. M., Klosko, S. M., Luthcke, S. B., Torrence, M. H., Wang, Y. M., Williamson, R. G., Pavlis, E. C., Rapp, R. H. and Olson, T. R., 1998.** The development of the NASA GSFC and National Imaginary and Mapping Agency (NIMA) geopotential model EGM96. Rep. NASA/TP-1998-206861, National Aeronautics and Space Administration, Maryland, 575 p.
- Levallois, J. J., 1977.** Transformation du système OGS en IGSN71 à partir des résultats publiés dans le catalogue «Gravimeter primary station net in East and Central Africa», in De Masson Smith and Andrew L. M. (Editors), *Overseas Geol. Surveys*, (1961). Document BGI, Paris.
- Li, P., Li, Z., Muller, J.-P., Shi, C. and Liu, J., 2016.** A New Quality Validation of Global Digital Elevation Models Freely Available in China. *Survey Review* 48: 409–420. doi:10.1179/1752270615Y.0000000039.
- Li, P., Shi, C., Li, Z. H., Muller, J. P., Drummond, J., Li, X. Y., Li, T., Li, Y. B. and Liu, J. N. 2013.** Evaluation of ASTER GDEM Using GPS Benchmarks and SRTM in China. *International Journal of Remote Sensing* 34 (5): 1744–1771. doi:10.1080/01431161.2012.726752.
- Li, X. and Götze H. J., 2001.** Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics. *Geophysics*, Vol. 66, N° 6, pp. 1660–1668.
- Liang, W., Xu, X., Li, J. and Zhu, G., 2018.** The determination of an ultra-high gravity field model SGG-UGM-1 by combining EGM2008 gravity anomaly and GOCE observation data. *Acta Geodaetica et Cartographica Sinica*. 47(4): 425-434. DOI:10.11947/j.AGCS.2018.20170269.
- Marcel, J., Abate Essi, J. M., Njandjock, N. P., Ngatchou, H. E., Oyoa, V., Tabod, C.T., Manguelle-Dicoum, E., 2016.** Structure of the Crust beneath the South Western Cameroon, from Gravity Data Analysis. *Int. J. Geos.*, (7):991-1008.
- Marcel, J., Abate Essi, J. M., Meli'i, J. L., Njandjock, N. P., Mahamat, A., Manguelle-Dicoum, E., 2018.** Geodynamic insights of the Cameroon Volcanic Line (Western

- Africa) from isostatic gravity anomalies. *Journal of Geodynamics*. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.07.002>.
- Marquart, G. and Lelgemann, D., 1992.** On the interpretation of geoid anomalies in Europe with special regard to the EGT profiles. *Tectonophysics*, 207, 25-42.
- Merry, C. L., 2003.** The African Geoid Project and its relevance to the unification of African vertical reference frames. Proceedings, 2nd Regional Conference of the Fédération Internationale des Géomètres, Marrakech, Morocco. December 2–5, 2003.
- Merry, C. L., 2008.** GPS and the geoid", *PositionIT*, July/August 2008.
- Merry, C. L., Blitzkow, D., Abd-Elmotaal, H., Fashir, H. H., John, S., Podmore, F. and Fairhead, J. D., 2005.** A preliminary geoid model for Africa, In F. Sanso (Ed.), *A Window on the Future of Geodesy*, International Association of Geodesy Symposia, Volume 128: 374-379.
- Milelli, L., Fourel, L. and Jaupart, C., 2012.** A lithospheric instability origin for the Cameroon Volcanic Line. *Earth and Planetary Science Letters*. 335-336 (2012) 80-87. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2012.04.028>.
- Molnár, G. and Timár, G., 2005.** Determination of the parameters of the abridging Molodensky formulae providing the best horizontal fit. *Geophysical Research*, Vol. 7, 01018, European Geosciences Union. 3 pages.
- Molodenski, M. S., Eremeev, V. F. and Yurkina, M. I., 1962.** Methods for study of the external gravitational field and figure of the Earth, Translation from Russian (1960), Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem. 248 pages.
- Molodensky, M. S. and Eremeev, V. F., 1960.** A new method of solving geodetic problems. *Trudy TsNIIGAiK*.
- Moritz, H., 1980.** *Advanced Physical Geodesy*. Karlsruhe: Wichmann. 509 pages.
- Nerem, R. S. and Koblinsky, C. J., 1994.** The geoid and mean ocean circulation, in *Geoid and its Geophysical interpretations*, Pp. 321-335, edited by Vaníček and Christou, CRC Press, 1994.
- Ngako, V., Affaton, P., Nnange, J. M. and Njanko, T., 2003.** Panafrican tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtention during sinistral shear movements. *Journal of African Earth Sciences*. 36, 207-214.
- Ngako, V., Jégouzo, P. and Nzenti, J. P., 1991.** Le Cisaillement Centre Camerounais. Rôle structural et géodynamique dans l'orogénèse panafricaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris. 313, 457–463.
- Njanko, T., Nedélec, A. and Affaton, P., 2006.** Synkinematic high-K calc-alkaline plutons associated to the Pan-African central Cameroon shear zone (west-Tibati area): petrology and geodynamic significance. *Journal of African Earth Sciences*. 44, 494-510.
- Njiekak, G., Dörr, W., Tchouankoue, J. P. and Zulauf, G., 2008.** U-Pb zircon and microfabric data of (meta) granitoids of western Cameroon: constraints on the timing of pluton emplacement and deformation in the Pan-African belt of Central Africa. *Lithos* 102, 460-477.
- Njonfang, E., Ngako, V., Moreau, C., Affaton, P. and Diot, H., 2008.** Restraining bends in high temperature shear zone: «The Central Cameroon Shear Zone » , Central Africa. *Journal of African Earth Sciences*. 52, 9-20.

- Nnange, J.M., Ngako, V., Fairhead, J.D. and Ebinger, C.J., 2000.** Depths to density discontinuities beneath the Adamawa plateau region, Central Africa, from spectral analysis of new and existing gravity data. *Journal of African Earth Sciences*, Vol.30. NO. 4, PP. 887-901.
- Nocquet, J. M., Duquenne, H., Boucher, C., Harmel, A. et Willis, P., 2000.** Conversion altimétrique RGF93-IGN69. Conseil National de l'Information Géographique, Groupe de travail permanent Positionnement statique et dynamique. 68 pages.
- Noutchogwe, T. C., Koumetio, F. and Manguelle-Dicoum, E., 2010.** Structural features of South-Adamawa (Cameroon) inferred from magnetic anomalies: Hydrogeological implications. *C.R. Geoscience* 342(6), 467-474.
- Noutchogwe, T. C., Tabod, C. T. and Manguelle-Dicoum, E., 2006.** A gravity study of the crust beneath the Adamawa fault zone, west central Africa. *Journal of Geophysics and Engineering*. 3, 82-89.
- Pail, R., Bruinsma, S., Migliaccio, F., Förste, C., Goiginger, H., Schuh, W. D., Höck, E., Reguzzoni, M., Brockmann, J.-M., Abrikosov, O., Veicherts, M., Fecher, T., Mayrhofer, R., Krasbutter, I., Sansò, F. and Tscherning, C. C., 2011.** First GOCE gravity field models derived by three different approaches. *Journal of Geodesy* 85(11), 819–843, <http://dx.doi.org/10.1007/s00190-011-0467-x>.
- Pamen Damtse, A. F. 2017.** Etude en vue du calcul d'un nouveau modèle de géoïde pour le Cameroun. Mémoire de Master of Engineering. Ecole Nationale Supérieure des Travaux Publics. 91 pages.
- Panet, I., Mikhailov, V., Diament, M., Pollitz, F., King, G., De Viron, O., Holschneider, M., Biancale, R. and Lemoine, J. M., 2007.** Coseismic and post-seismic signatures of the sumatra 2004 december and 2005 march earthquakes in GRACE satellite gravity. *Geophysical Journal International*, 171 (1), 177–190, doi :10.1111/j.1365-246X.2010.04840.x.
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C. and Factor, J. K., 2012.** The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008), *Journal of Geophysical Research*. 117, B04406, doi: 10.1029/2011JB008916.
- Pavlis, N., Holmes, S. A., Kenyon, S. C. and Factor, J. K., 2008.** An earth gravitational model to degree 2160: EGM08. Presented at the 2008 General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, Austria, April 2008, pp. 13–18.
- Pereira, J. A., 2009.** MNT à très haute résolution spatiale pour la représentation 3D de ravines. Thèse de Doctorat PhD. Sciences de l'environnement, AgroParisTech, France, 241 pages.
- Poudjom-Djomani, Y. H., 1993.** Apport de la gravimétrie à l'étude de la lithosphere continentale et implications géodynamiques: étude d'un bombement intaplaque: le massif de l'Adamaoua (Cameroun). Thèse de Doctorat, Université de Paris Sud, Centre d'Orsay, 294 pages.
- Poudjom-Djomani, Y. H., Boukeke, D. B., Legeley-Padovani, A., Nnange, J. M., Ateba Bekoa, Albouy, Y. and Fairhead, J. D., 1996.** Levés gravimétriques de reconnaissance du Cameroun. ORSTOM Éditions, Paris.

- Poudjom-Djomani, Y. H., Diamant, M. and Wilson, M., 1997.** Lithospheric structure across the Adamawa Plateau (Cameroon) from gravity studies. *Tectonophysics* 273, 317-327.
- Poudjom-Djomani, Y. H., Diament, M. and Albouy, Y., 1992.** Mechanical behaviour of the lithosphere beneath the Adamaoua Uplift (Cameroon, West Africa) based on gravity data. *J. Afr. Earth Sci.* 15 81-90.
- Prasanna, H. M. I., 2014.** Precise geoid determination and its geophysical implications in Sri Lanka. PhD dissertation, Hong Kong Polytechnic University, 206 pages.
- Reigber, C., Schwintzer, P., Neumayer, K. H., Barthelmes, F., König, R., Förste, C., Balmino, G., Biancale, R., Lemoine, J. M., Loyer, S., Bruinsma, S., Perosanz, F. and Fayard, T., 2003.** The CHAMP-only earth gravity field model EIGEN-2, *Advances in Space Research*, 31(8), 1883-1888, *Integrated Space Geodetic Systems and Satellite Dynamics*.
- Rexer, M. and Hirt. C., 2014.** Comparison of Free High Resolution Digital Elevation Data Sets (ASTER GDEM2, SRTM v2.1/v4.1) and Validation against accurate heights from the Australian National Gravity Database. *Australian Journal of Earth Sciences* 61 (2): 213–226. doi:10.1080/08120099.2014.884983.
- Rodriguez, E., Morris, C. S., Belz, J. E., Chapin, E. C., Martin, J. M., Daffer, W. and Hensley. S., 2005.** An Assessment of the SRTM Topographic Products. NASA Jet Propulsion Laboratory D-31639.
- Runcorn, S. K., 1967.** Flow in the mantle inferred from the low-degree harmonics of the geopotential. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 14. Pp. 375-384.
- Sánchez, L., Martí, U. et Ihde, J., 2017.** Le chemin vers un système de référence altimétrique global et unifié. *Revue XYZ*, N°150, 1er trimestre 2017, PP 61-67.
- Sandwell, D.T. and Smith, W. H. F., 2009.** Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge Segmentation versus spreading rate. *J. Geophys. Res.*, 114, B01411, doi: 10.1029/2008JB006008.
- Sansò, F., 2013b.** Observables of Physical Geodesy and Their Analytical Representation. In: *Geoid Determination, Theory and Methods*, Sansò and Sideris Eds, Heidelberg: Springer, 73-110.
- Schwarz, K. P., Sideris, M. G. and Forsberg, R., 1987.** Orthometric heights without levelling. *Journal of Surveying and Engineering*, Volume 113, No.1, Pp. 28-40.
- Silver, P. G., Carison, R.W. and Olson, P., 1988.** Deep slabs, geochemical heterogeneity and the large scale structure of mantle convection. Investigation of an enduring paradox. *Earth and Planetary Science Letters* 16, Pages 77-541.
- Sjöberg, L. E., Nord, T. and Fan, H., 1991.** The Fennoscandian geoid bulge and its correlation with land uplift and Moho depth, Presented in the XX IUGG General Assembly, Vienna, Austria.
- Ssengendo, R., 2015.** A height datum for Uganda based on a gravimetric quasigeoid model and GNSS/levelling. Doctoral Dissertation in Geodesy, Royal Institute of Technology (KTH), Sweden. 190 pages.
- Strang van Hees, G. L., 2000.** Some elementary relations between mass distributions inside the Earth and the geoid and gravity field. *Journal of Geodynamics*, 29, 111-123.

- Stuart, G.W., Fairhead, J. D., Dorbath, L. and Dorbath, C., 1985.** A seismic refraction study of the crustal structure associated with the Adamawa plateau and Garoua rift, Cameroon, West Africa, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 81, 1-12.
- Tabod, C. T., Fairhead, J. D., Stuart, G. W., Ateba, B. and Ntepe, N., 1992.** Seismicity of the Cameroon Volcanic Line, 1982–1990, *Tectonophysics*, 212, 303–320.
- Tachikawa, T., Kaku, M., Iwasaki, A., Gesch, D., Oimoen, M., Zhang, Z., Danielson, J., Krieger, T., Curtis, B., Haase, J., Abrams, M., Crippen, R. and Carabajal, C., 2011.** ASTER Global Digital Elevation Model Version 2–Summary of Validation Results. Joint JapanUSASTERScienceTeam, URL http://www.jspacesystems.or.jp/ersdac/GDEM/ver2V_validation Summary_2_validation_report_final. Pdf.
- Tadono, T., Nagai, H., Ishida, H., Oda, F., Naito, S., Minakawa, K. and Iwamoto, H., 2016.** Initial Validation of the 30 m-mesh Global Digital Surface Model Generated by ALOS PRISM. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, ISPRS, Vol.XLI-B4*, pp.157-162.
- Takaku, J., Tadono, T. and Tsutsui, K., 2014.** Generation of High Resolution Global DSM from ALOS PRISM. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, ISPRS, Vol.XL-4*, pp.243-248.
- Takaku, J., Tadono, T., Tsutsui, K. and Ichikawa, M., 2016.** Validation of 'AW3D' Global DSM Generated from ALOS PRISM. *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Vol.III-4*, pp. 25-31.
- Tapley, B., Bettadpur, S., Watkins, M. and Reigber, C., 2004.** The Gravity Recovery and Climate Experiment: Mission overview and early results, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L09607, <http://dx.doi.org/10.1029/2004GL019920>.
- Tapley, B., Ries, J., Bettadpur, S., Chambers, D., Cheng, M., Condi, F., Gunter, B., Kang, Z., Nagel, P., Pastor, R., Pekker, T., Poole, S. and Wang, F., 2005.** GGM02 – An Improved Earth Gravity Field Model from GRACE. *Journal of Geodesy* 79, 467–478, <http://dx.doi.org/10.1007/s00190-005-0480-z>.
- Tcheumenak Kouemo, J., Njanko, T., Kwékam, M., Naba, S., Bella Nké, B. E., Yakeu Sandjo, A. F., Fozing, E. M. and Njonfang, E., 2014.** Kinematic evolution of the Fodjomekwet – Fotouni Shear Zone (West – Cameroon): Implications for emplacement of the Fomopéa and Bandja plutons. *Journal of African Earth Sciences*, 99, 261-275. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.07.018>.
- Tokam, K. A. P., Tabod, C. T., Nyblade A. A., Julia, J., Wiens, D. A. and Pasyanos, M., 2010.** Structure of the crust beneath Cameroon, West Africa, from the joint inversion of Rayleigh wave group velocities and receiver functions. *Geophysical Journal International*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04776.x.
- Torge, W. and Müller, J., 2012.** *Geodesy*. 4th Edition. Walter de Gruyter GmbH & Co. KG, Berlin/Boston, 445 pages.
- Tscherning, C. C., 2008.** Geoid determination by 3D least squares collocation. In *International School of the Determination and Use of the Geoid Lecture Notes*, Milano: IGeS, 193-210.
- Tscherning, C. C. and Rapp, R. H., 1974.** Closed Covariance Expressions for Gravity Anomalies, Geoid Undulations, and Deflections of the Vertical Implied by Anomaly

- Degree Variance Models.” *Reports of the Department of Geodetic Science*, 208. The Ohio State University. Vol. 208. 89 pages.
- Tziavos, N. I., 2014.** Regional Geoid Determination Least Squares Collocation or Integral Formulas via FFT? A scientific dilemma or challenge? Workshop on European Gravity Model in Geoid Determination EU TAIEX. Belgrade. Page 99.
- Vaniček, P. and Christou, N. P., 1994.** Geoid and its geophysical interpretations. CRC Press, Boca Raton, 343 pages.
- Vaniček, P., 2009.** Why Do We Need a Proper Geoid? FIG Working Week 2009: Surveyors Key Role in Accelerated Development Eilat, Israel, 3-8 May 2009.
- Varga, M. and Bašić. T., 2015.** Accuracy Validation and Comparison of Global Digital Elevation Models over Croatia. *International Journal of Remote Sensing* 36 (1): 170–189. doi:10.1080/01431161.2014.994720.
- Vassilopoulou, S., Hurnia, L., Dietrichb, V., Baltasviase, E., Paterakic, M., Lagiosd, E. and Parcharidis, L., 2002.** Orthophoto generation using IKONOS imagery and high resolution DEM: A case study on volcanic hazard monitoring of Nisyros Island (Greece). *ISPRS J. Photogramm. Remote Sensing*, 57, 24–38.
- Véronneau, M., Duval, R. and Huang, J., 2006.** A gravimetric geoid model as a vertical datum in Canada, *Geomatica* 60 (2): 165-172.
- Wahr, J. and Molenaar. M., 1998.** Time variability of the Earth’s gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103, No. B12:30,205–30,229.
- Xu, Y., Zeyen, H., Hao, T., Santosh, M., Li, Z., Huang, S. and Xing, J., 2015.** Lithospheric structure of the North China Craton: Integrated gravity, geoid and topography data. *Gondwana Research*. doi:10.1016/j.gr.2015.03.010.
- Yap, L., Kandé, H. L., Nouayou, R., Kamguia, J., Ngouh, A. N. and Makuate, B. M., 2018b.** Vertical accuracy evaluation of freely available latest high-resolution (30 m) global digital elevation models over Cameroon (Central Africa) with GPS/leveling ground control points. *International Journal of Digital Earth*. DOI: 10.1080/17538947.2018.1458163.
- Yap, L., Nouayou, R., Tchaptchet Tchato, D., Kamguia, J. and Bouba, A., 2018a.** Evidence for the Upwelling of Mafic Bodies into the Upper Crust beneath the N40-50°E Branch of the Pan-African Central Cameroon Shear Zone from Gravity Studies. *Open Journal of Geology*, 8, 278-297. <https://doi.org/10.4236/ojg.2018.83018>.

ANNEXES

LISTE DES PUBLICATIONS DE L'AUTEUR

1. **Yap, L.**, Kandé, H. L., Nouayou, R., Kamguia, J., Ngouh, A. N. and Makuate, B. M., 2018b. Vertical accuracy evaluation of freely available latest high-resolution (30 m) global digital elevation models over Cameroon (Central Africa) with GPS/leveling ground control points. International Journal of Digital Earth. [Doi: 10.1080/17538947.2018.1458163](https://doi.org/10.1080/17538947.2018.1458163).
2. **Yap, L.**, Nouayou, R., Tchaptchet Tchato, D., Kamguia, J. and Bouba, A., 2018a. Evidence for the Upwelling of Mafic Bodies into the Upper Crust beneath the N40-50°E Branch of the Pan-African Central Cameroon Shear Zone from Gravity Studies. Open Journal of Geology, 8, 278-297. <https://doi.org/10.4236/ojg.2018.83018>.
3. Kande, L. H., Kamguia, J., **Yap, L.** and Foyang, L., 2016. Reference Ellipsoid Parameters of Cameroon from GPS Data. International Journal of Geosciences 7, 1049-1056. [Doi: http://dx.doi.org/10.4236/ijg.2016.78079](http://dx.doi.org/10.4236/ijg.2016.78079).



Vertical accuracy evaluation of freely available latest high-resolution (30 m) global digital elevation models over Cameroon (Central Africa) with GPS/leveling ground control points

Loudi Yap, Ludovic Houetchak Kandé, Robert Nouayou, Joseph Kamguia, Nasser Abdou Ngouh & Marie Brigitte Makuate

To cite this article: Loudi Yap, Ludovic Houetchak Kandé, Robert Nouayou, Joseph Kamguia, Nasser Abdou Ngouh & Marie Brigitte Makuate (2018): Vertical accuracy evaluation of freely available latest high-resolution (30 m) global digital elevation models over Cameroon (Central Africa) with GPS/leveling ground control points, International Journal of Digital Earth, DOI: [10.1080/17538947.2018.1458163](https://doi.org/10.1080/17538947.2018.1458163)

To link to this article: <https://doi.org/10.1080/17538947.2018.1458163>



Published online: 04 Apr 2018.



Submit your article to this journal [↗](#)



View related articles [↗](#)



View Crossmark data [↗](#)



REVIEW ARTICLE



Vertical accuracy evaluation of freely available latest high-resolution (30 m) global digital elevation models over Cameroon (Central Africa) with GPS/leveling ground control points.

Loudi Yap ^{a,b}, Ludovic Houetchak Kandé^{a,b}, Robert Nouayou^b, Joseph Kamguia^{a,b}, Nasser Abdou Ngouh^{a,b} and Marie Brigitte Makuete^{a,b}

^aResearch Laboratory in Geodesy, National Institute of Cartography, Yaoundé, Cameroon; ^bDepartment of Physics, Faculty of Sciences, University of Yaoundé 1, Yaoundé, Cameroon

ABSTRACT

Digital Elevation Models (DEMs) contain topographic relief data that are vital for many geoscience applications. This study relies on the vertical accuracy of publicly available latest high-resolution (30 m) global DEMs over Cameroon. These models are (1) the ALOS World 3D-30 m (AW3D30), (2) the Shuttle Radar Topography Mission 1 Arc-Second C-Band Global DEM (SRTM 1) and (3) the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Global DEM Version 2 (ASTER GDEM 2). After matching their coordinate systems and datums, the horizontal positional accuracy evaluation was carried out and it shows that geolocation errors significantly influence the vertical accuracy of global DEMs. After this, the three models are compared among them, in order to access random and systematic effects in the elevation data each of them contains. Further, heights from 555 GPS/leveling points distributed all over Cameroon are compared to each DEM, for their vertical accuracy determination. Traditional and robust statistical measures, normality test, outlier detection and removal were used to describe the vertical quality of the DEMs. The test of the normality rejected the hypothesis of normal distribution for all tested global DEMs. Overall vertical accuracies obtained for the three models after georeferencing and gross error removal in terms of Root Mean Square (RMS) and Normalized Median Absolute Deviation (NMAD) are: AW3D30 (13.06 m and 7.75 m), SRTM 1 (13.25 m and 7.41 m) and ASTER GDEM 2 (18.87 m and 13.30 m). Other accuracy measures (MED, 68.3% quantile, 95% quantile) supply some evidence of the good quality of AW3D30 over Cameroon. Further, the effect of land cover and slope on DEM vertical accuracy was also analyzed. All models have proved to be worse in the areas dominated by forests and shrubs areas. SRTM 1 and AW3D30 are more resilient to the effects of the scattering objects respectively in forests and cultivated areas. The dependency of DEMs accuracy on the terrain roughness is evident. In all slope intervals, AW3D30 is performing better than SRTM 1 and ASTER GDEM 2 over Cameroon. AW3D30 is more representative of the external topography over Cameroon in comparison with two others datasets and SRTM 1 can be a serious alternative to AW3D30 for a range of DEM applications in Cameroon.

ARTICLE HISTORY

Received 14 September 2017
Accepted 23 March 2018

KEYWORDS

DEM; AW3D30; SRTM 1; ASTER GDEM 2; Cameroon; GPS/leveling; orthometric heights; vertical accuracy

1. Introduction

Digital Elevation Models (DEMs) contain topographic data that are vital for many scientific, technical, and other applications. Among these applications, there are land researches (geomorphology, monitoring active volcanoes and observing eruptions (Vassilopoulou et al. 2002; Bisson et al. 2016), geological activities in mountainous and flat areas (Azzaro et al. 2012; Rebai et al. 2013), monitoring coastal erosions and sedimentations (Du et al. 2012, 2015; Wadey, Nicholls, and Hutton 2012; de Vente et al. 2013), etc ...). There are also sea area and land water area researches (Pekel et al. 2016), analysis of sea surface temperatures of coastal zones, mapping and database creation of coral reef (Hedley et al. 2016; Hamylton 2017, etc ...), snow, ice (monitoring of glacier (Kääb 2005; Fujita et al. 2008; Lenzano 2013; Liu et al. 2016)) and atmosphere studies (monitoring of clouds and ice in polar regions (Cook et al. 2012; Brunt et al. 2014; Li et al. 2015), research on types of cloud formation, etc.). Even when they are used indirectly in a study, topographic data are sometimes introduced in preparing visualization tools such as perspective or stereoscopic terrain views. DEMs are a set of heights of points, defined with respect to a specific reference system, and generally presented in the form of a digital raster file, or an ASCII text grid file. In these files, heights of unknown points can be interpolated. DEMs are also used to generate contour lines (representing specific height values) on topographic maps, where they can be easily interpreted in terms of the earth's topography shape. These heights can also be used for 3D reconstitution of the real earth topography (terrain only), or 3D modeling accounting for the upper surface of the landscape. In the first case, the DEM is a Digital Terrain Model (DTM) and in the second, it is a Digital Surface Model (DSM), accounting for vegetation heights, buildings and other surface features. DTMs and DSMs are therefore identical in areas with no ground cover. However, most data providers and professional users use the term DEM for both DTM and DSM (Varga and Bašić 2015).

DEMs are generally produced from stereoplotting using stereoscopic aerial photography and satellite images. This 3D stereoplotting is a time-consuming and high-cost process, difficult to set up in developing countries, even on areas of small extent. However, regional and large scale DEMs are needed in many worldwide applications, such as geoid computation (Kiamehr and Sjöberg 2005; Kamguia et al. 2007), gravity and magnetic modeling, hydrological analyses, water flood simulations, etc. Therefore, some other flexible techniques like ground survey, airborne laser scanning or Light Detection and Ranging (LIDAR) (Lohr 1998), Radio Detection and Ranging (RADAR) altimetry (Hilton et al. 2003), Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) (Hanssen 2001) are used instead. All these techniques are not well integrated in developing countries. With the advent of spatial missions for earth's topography modeling and the recent technology developments, global DEMs are now improving the knowledge of the earth's topography in the developing world, poorly served with geospatial data infrastructures (Hirt, Filmer, and Featherstone 2010).

However, the DEM used should best represent the external topography of the study area. To determine their vertical accuracy, independent elevation data are appropriate. The latest can be produced with terrestrial topographic surveys. Cameroon is covered by topographic data only on small scale (1/500 000 and 1/200 000) topographic maps of the country. In addition, these maps were produced more than 50 years ago, and now exist only on paper sheets. Also, they were realized using a local reference system, based on the Clarke 1880 reference ellipsoid (Kande et al. 2016), while the above modern DEMs are now referenced on the World Geodetic reference System 1984 (WGS84). GPS/Leveling data are also available. They were collected during the construction of the Cameroun Geodetic Network (Carne 2012).

The present paper aims to assess the vertical accuracy of freely available latest high-resolution (30 m) global DEMs over Cameroon, using GPS/leveling ground control points and the investigation of the relationship between vertical accuracy and topographic characteristics (land cover and topography roughness) of the country. These global DEMs are AW3D30, SRTM 1 and ASTER GDEM Version 2. The important characteristics of these DEMs are their recent release and almost global

coverage and their unprecedented horizontal resolution of 30-m. The three models are firstly described and compared to one another, in order to access random and systematic effects among the elevation data each of them contains. Further, they are compared to relief data, using 555 GPS/leveled points distributed all over Cameroon, for external validation.

This paper is justified by the fact that since the newest high-resolution (30 m) global DEMs (AW3D30, SRTM 1 and ASTER GDEM Version 2) are available, no comprehensive study about their vertical accuracy has yet been reported over Cameroon. In addition, good quality ground data derived from GPS/leveling locally in the country, are available and can be introduced in such validation. Also, there are now two ongoing projects, aiming to compute the new gravimetric geoid model over Cameroon and to produce new topographic maps, from high-resolution aerial photography. A local DEM of the country will thus be produced from a method completely different from the ones used to calculate the above DEMs.

2. State-to-art research progress and review of DEMs available

2.1. State-to-art research progress

With the increasing advanced remote sensing technologies in these recent decades (e.g. LIDAR, InSAR, stereo optical and laser altimetry), numerous studies validating the accuracy performance of various global DEMs have been performed over different regions of the world using many kinds of reference data and reference DEMs. In the area of China, Zhan, Tang, and Yang (2010) using the 1/50 000 scale DEM evaluated the SRTM 3 DEM and showed that the vertical accuracy is negatively related to the average slope in the study area. Li et al. (2013) also evaluated the absolute vertical accuracy of ASTER GDEM using GPS benchmarks and SRTM data over China. Their results suggest that ASTER GDEM has Root Mean Square (RMS) values ranging from 12.1 to 29.0 m against ground control points (GCPs), which are slightly greater than the RMS values of CSI SRTM (7.6–25.0 m). Du et al. (2015) assessed vertical accuracy of SRTM and ASTER GDEM using Ice, Cloud, and land Elevation Satellite, Geoscience Laser Altimeter System (ICESat/GLAS) and Real Time Kinematic (RTK) Global Positioning System (GPS) field survey data over low-lying coastal plains. Their findings show that the DEM accuracy is better than the mission specifications over coastal plains. Furthermore, Li et al. (2016) using the precise GPS ground data validated the newly released global DEMs (SRTM v4.1, NASA SRTM v3, SRTMX and ASTER GDEM v2). They reported that The SRTMX DEM performs best with a height RMS error of 9.7 m, while the RMS of the ASTER GDEM2 is slightly better than that of the SRTM v4.1, and SRTM v3 which have the largest RMS error of 16.6 m in the region. Likewise, Hu et al. (2017) performed the evaluation of some DEMs over China (SRTM 3, SRTM 1, ASTER GDEM and AW3D30). They showed that, SRTM 1 and AW3D30 have the higher accuracy in all land cover classes compared to SRTM 3 and ASTER GDEM, and denoted that all four DEMs have an accuracy better than 5 m for the plains areas, and 11.7 m for hilly areas, whereas over mountainous areas, the DEM quality varies from 18 m to 24 m.

In Australia, Hirt, Filmer, and Featherstone (2010) evaluated the quality (in terms of elevation accuracy and systematic errors) of three DEMs (ASTER GDEM version 1, SRTM DEM version 4.1 and GEODATA DEM-9S version 3, using GPS/levelling GCPs). They showed that the vertical accuracy of GEODATA DEM-9S is ~ 9 m, SRTM ~ 6 m and ASTER ~15 m. However, the further study of Rexer and Hirt (2014) based on the evaluation of the latest release of the ASTER GDEM2 and two DEMs based on the SRTM (SRTM3 USGS version 2.1 and SRTM CGIAR-CSI version 4.1) indicates that the vertical accuracy of ASTER GDEM2 is ~ 8.5 m, SRTM3 USGS is ~ 6 m and SRTM CGIAR-CSI is ~ 4.5 m. Also, Rexer and Hirt (2016) compared 12 m-resolution TanDEM-X intermediate digital elevation model (IDEM) with 30 m-resolution SRTM 1 USGS v3, 30 m-resolution ASTER GDEM2, the local 25 m-resolution DEM available over Tasmanian territory using more than 15 000 accurate GCPs from the Australian National Gravity Database (ANGD). A RMS of

8.8 m indicates a good agreement of TanDEM-X IDEM and SRTM, while ASTER shows almost twice the disagreement in terms of RMS (~ 16.5 m). Again, terrain-type analyses reveal that the TanDEM-X IDEM is a very consistent elevation database over Tasmania and beyond.

The main paper published on GDEMs over Africa are focusing particularly in the northern part of Africa. Athmania and Achour (2014) performed the vertical accuracy assessment of the ASTER GDEM version 2, SRTM version 4.1 (SRTM v4.1) and GMTED2010, using Global Navigation Satellite Systems (GNSS) validation points over southern Tunisia and north eastern Algeria. In Tunisia, the vertical accuracy of SRTM is estimated to 3.6 m (in terms of RMS), 5.3 m and 4.5 m for the ASTER GDEM2 and GMTED 2010 DEMs, respectively. In Algeria, the overall vertical accuracy shows a RMS of 9.8 m, 8.3 m and 9.6 m for ASTER GDEM 2, SRTM and GMTED2010 DEMs, respectively. Moreover, Ouerghi et al. (2015) selected the north East of Tunisia to evaluate the elevation accuracy of ASTER-GDEM ver.2 and SRTM ver.4.1 using a 1/25 000 relatively high precision topographical map. They showed that from lower RMS errors values, SRTM is comparatively more accurate than ASTER-GDEM. Furthermore, Chaieb, Rebai, and Bouaziz (2016) assessed the vertical accuracy of SRTM Ver 4.1 and ASTER GDEM Ver 2 using 23 GPS GCPs over Central West of Tunisia. The statistical analysis reveals that the RMS error was 8.88 m and 10.13 m respectively for SRTM and ASTER GDEMs in the region. These results are different from that of Athmania and Achour (2014) in the same region. The vertical accuracy assessment of SRTM Ver 4.1 and ASTER GDEM Ver 2 using Differential GPS Measurements was also undertaken by Amans, Beiping, and Ziggah (2013) in Nigeria (Ondo State). They concluded that in the mountainous region, the RMS error was quite small for SRTM DEM, ± 7.75 m compared to ASTER GDEM, ± 12.72 m, and while in the less mountainous region, it was ± 14.48 m for SRTM and ± 13.25 m for ASTER.

Although numerous studies assessing the vertical accuracy of various DEMs over the world (GTOPO3, GLOBE, GMTED2010 (30-, 15-, and 7.5-arc-sec, SRTM v4.1, NASA SRTM v3, SRTMX, ASTER GDEM v2, etc ...) exist, the assessment works about AW3D30 (available only since May 2016) are very limited. In fact, the preliminary validation of new GDEM called the 'ALOS World 3D 30 m mesh' (AW3D30) DSM undertaken by Tadono et al. (2016) from independent 5,121 CPs distributed in 127 tiles showed a height accuracy equals to 4.40 m in term of RMS error. Also, the detailed accuracies of the AW3D30 products were evaluated with their respective appropriate reference data, i.e. the ICESat, GCPs, and the LiDAR/DEM by Takaku et al. (2016). They indicated that all the results were almost consistent and met the target height accuracy of 5 m RMS except for some extreme terrains. Moreover, Santillan and Makinano (2016) conducted a vertical accuracy assessment about AW3D30, ASTER GDEM and SRTM 1 in the Philippines using 274 GPS control points. They suggested that the AW3D30 has the smallest RMS error of 5.68 m and is more accurate than SRTM-30 m and ASTER GDEM2. Likewise, Jain et al. (2017) also conducted over Lower Tapi Basin in India, the vertical accuracy evaluation of SRTM-GL1, GDEM-V2, AW3D30 and CartoDEM-V3.1 of 30 m resolution using Dual Frequency GNSS. They found that in terms of RMS error, the vertical accuracies are 2.88 m, 5.46 m, 2.45 m and 3.52 m for SRTM-GL1, GDEM-V2, AW3D30 and CartoDEM-V3.1 respectively and concluded that AW3D30 was found to be more accurate compared to other three DEMs.

2.2. Review of DEMs

DEMs are generally presented as 2D regular gridded arrays of elevations relative to a datum, and referenced to a geographic coordinate system (Forkuo 2010) and can be provided in the form of ASCII, text or image file (Burrough 1986; Shingare and Kale 2013). Generally, the southwest corner of the grid is the starting point of the values containing in the DEMs, with following values in the northward of previous ones. After the coverage of the first row in the south-northern direction, the next in the eastward is displayed in the same manner. Nowadays, some DEMs have origins in the grid top-left-hand corner and are provided in raster or in 2-byte integer binary formats. Some

earth features as mountain peaks, lake surface, confluences of streams and landmarks (geodetic control points) are represented by points or spots. It is also the case of digitized contour line segments considered as vector lines that can also represent them and sounding depth estimates (for bathymetry). There exists some confusions between DSM, DTM and DEM. DSM depicts heights of vegetation canopy (e.g. the tops of trees with their leaves) and of man-made structures elevated above the bare earth (Hirt 2014; Croneborg et al. 2015). DSMs are particularly useful for telecommunications management, forest management, air safety, 3-D modeling, and simulation (Croneborg et al. 2015). DTMs represent the bare ground of the terrain. In a DTM, the distinctive terrain features defined by a set of discrete points with unique height values over 2D points are more clearly visible, and contours generated from DTMs more closely approximate the real shape of the terrain (Hirt 2014; Croneborg et al. 2015). In some countries, DEMs are synonymous with DTMs but often as an umbrella term to describe both DTM and DSM (Hutchinson and Gallant 2005; Wood 2008; Shingare and Kale 2013; Hirt 2014).

In a DEM, one can extract single value for each location, considered to represent the earth's surface at that location, but after accounting for many considerations:

- The height in the DEM should not be the estimate of the height of vegetation canopy, when the user needs ground surface heights (DTM);
- Errors in horizontal positional accuracy may result in significant vertical errors in the DEM, especially in areas of steep slopes;
- The DEMs should represent point determination of elevation at the exact point referenced in the computer file;
- It should be known whether the height in the DEM refers to the reference ellipsoid (geometrical ellipsoidal height) or to mean sea level (physical height);
- The coordinate system, the projection type and the datum of the data in the DEM should be clearly defined;
- The systematic errors in the DEM should be known.

In this study, the space-based AW3D30, SRTM 1 and ASTER GDEM 2 data sets used are Digital Surface Models (DSMs), as they provide heights of surface features, including the canopy. Thus, the land cover should be considered during the accuracy assessment of different tested models.

2.2.1. AW3D30 version 1.1

AW3D30 (ALOS World 3D-30 m) used in this study is the update with void-filled global digital surface model (DSM) within 60 deg. of N/S latitudes as Version 1.1 released by JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency) in March 2017 (Tadono et al. 2016; Takaku et al. 2016). It was delivered with a horizontal resolution of approximately 30-meter mesh (1 Arc-Second latitude and longitude) generated from 5-meters mesh version of the World 3D Topographic Data, which is considered to be the most precise global-scale elevation data at this time. AW3D30 dataset has been compiled from stereoscopic images acquired by the Panchromatic Remote sensing Instrument for Stereo Mapping (PRISM) sensor onboard the Advanced Land Observing Satellite 'DAICHI' (ALOS) satellite (Takaku, Tadono, and Tsutsui 2014). The dataset was downloaded free of charge from <http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/aw3d30/>. The data are provided in two formats: AVE (average) and MED (median), according to the different methods used for resampling from the 5-m mesh to the final released version. We opted to evaluate the AVE data in this study. AW3D30 is provided in geographic coordinates. The elevation values are considered height above sea level (Tadono et al. 2016; Takaku et al. 2016).

2.2.2. SRTM 1 arc-second C-band

SRTM 1 Arc-Second (30 m) global DEM was generated from interferometric C-band Spaceborne Imaging Radar data acquired during the SRTM mission in 2000. This mission was a joint project

of the National Aeronautics and Space Administration (NASA), the National Geospatial Intelligence Agency (NGA, formerly National Imagery and Mapping Agency, NIMA) of the U.S., Department of Defense (DoD), and DLR working in partnership with ASI (Farr et al. 2007). The SRTM objective was to acquire a consistent global high-resolution DEM of all land between about 60° North and 56° South latitude, about 80 percent of earth's land surface using two synthetic aperture radars (C-band wavelength (5.6 cm) and X-band wavelength (3.1 cm)). Although SRTM 1 over the US was first released in 2003, data over the study area has become available only since 2015. The cartographic products derived from the SRTM 1 created through the processing of the C-band data by NASA were sampled over a grid of 1 arc-second by 1 arc-second (approximately 30 m by 30 m) using a nearest neighbor resampling technique. The SRTM 1 data were downloaded using the USGS Earth Explorer Interface in the GeoTiff format as 1° × 1° tiles from <http://earthexplorer.usgs.gov/>. The X-band data suffers from a severe data missing problem (Hu et al. 2017) and was therefore not used in this study. SRTM 1 data have been edited to delineate and flatten water bodies, better define coastlines, remove spikes and wells, and fill small voids (U.S. Geological Survey 2000). Larger areas of missing data or voids were filled by the NGA using interpolation algorithms in conjunction with other sources of elevation data. The SRTM 1 data meet the linear vertical absolute height error less than 16 m (linear error at 90% confidence, LE90; Foni and Seal 2004; Rodriguez et al. 2005), the circular absolute geolocation error less than 20 m (circular error at 90% confidence). In order to compare with RMS error, LE90 was converted to RMS error by the following formula (Greenwalt and Shultz 1962; Rodriguez et al. 2005; Du et al. 2015):

$$\text{LE90} \approx 1.64 \times \text{RMS} \quad (1)$$

The SRTM 1 DEM is provided in geographic coordinates. The SRTM 1 elevation values refer to the WGS84 ellipsoid as horizontal datum and EGM96 (Pavlis, Rapp, and Olson 1998) geoid as vertical datum.

2.2.3. ASTER global DEM version 2 (GDEM 2)

The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global DEM (ASTER GDEM) is a global model generated at a resolution of 1" grid (approximately 30 m at the equator). It was developed jointly by NASA and Japan's Ministry of Economy Trade and Industry (METI), with the collaboration of scientific and industry organizations in both countries (METI/NASA 2009). ASTER GDEM version 2 used in this study was released on 17 October 2011. It covers land surfaces between 83° North latitude and 83° South latitude, and it is composed of 22702 tiles squared off with one degree by one degree with geographic coordinates. The elevation is referenced to the 1996 Earth Gravitational Model (EGM96) geoid, assimilated here to Mean Sea Level (MSL). Before the ASTER GDEM 2 was released to the public, it was validated in Japan using a 10 m mesh DEM produced by the Geographical Survey Institute (GSI) of the country (Tachikawa et al. 2011), focusing largely on horizontal resolution determination and artifact identification. In USA, it was evaluated firstly by comparison to a GPS benchmark data set (Gesch et al. 2012), considered as an absolute geodetic reference, with the ASTER data interpolated on benchmark points for comparison, using the bilinear method. The evaluation was secondly conducted with three DEMs: the National Elevation Dataset (NED), a 1" elevation grids over the USA, the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) DEM and the original ASTER DEM Version 1. The third evaluation was conducted by comparison to data collected by the Geoscience Laser Altimeter System (GLAS) on board the Ice, Cloud and land Elevation satellite (ICESat) (Zwally et al. 2002). The vertical accuracy of the ASTER GDEM is estimated to be 20 m at 95% confidence (LE95; ASTER GDEM Validation Team 2009).

In order to compare with RMS error, LE95 was converted to RMS by the following formula (Greenwalt and Shultz 1962; Federal Geographic Data Committee 1998):

$$\text{LE95} \approx 1.96 \times \text{RMS} \quad (2)$$

3. GPS/leveled control points evaluation in Cameroon

The independent elevation data used in this study are mean sea level heights (to a rough approximation) computed at 555 GPS/leveled GCPs over Cameroon. At these points, geometrical ellipsoidal elevations and the orthometric heights referenced to mean sea level are known. These GCPs provide up to decimeter level and centimeter-level respectively for horizontal and vertical accuracies and are an ideal reference data to assess GDEMs. They materialize the modern geodetic network of Cameroon (CGN2011) established in 2011. Ellipsoidal heights at these points were determined from long period GPS observations, tied to some of the continuously operating reference stations (CORS) of the IGS around the country (Carne 2012). Heights above sea level were computed from trigonometric leveling, tied to the general leveling of Central Africa, which was carried out during the colonial period, with the zero point corresponding to the Pointe-Noire tide gauge in Congo. The GCPs are not regularly distributed all over the country, and there remain many gaps especial in areas difficult to access (Figure 1). The distance between them varies from less than 10 km in the west, to more than 100 km in the eastern part of the territory. However, their number is enough for pertinent statistical analyses, for the determination of the vertical accuracy of each of the above GDEMs.

The following Table 1 shows the statistical presentation of the height data used in this study. From this table, one can note that the maximal height is 2101.11 m, too small compared to the highest summit of the area, Mount Cameroon at 4038 m (Kamguia, Tadjou, and Ngouanet 2015) though there are many GCPs in the vicinity of the Mount Cameroon.

4. Methods

4.1. Vertical datum matching and coordinate systems

Before carrying out the model-to-model comparison and the validation with the heights from GCPs, the DEMs datum and coordinate systems are firstly checked. Indeed, different datum for DEMs to be compared will lead to a small shift of the position, and therefore the height of a single point from one model to another. Similarly, different coordinate systems will conduct to misinterpretation of point positions in DEMs and the external validation relief data.

Orthometric heights at the 555 GCPs used in this study refer to mean sea level. The latitude and longitude coordinates are referenced to WGS84. All the DEMs tested here provide elevation data in regularly spaced grids of geographical coordinates, also referenced to the WGS84 datum. The vertical datum of SRTM 1 and ASTER GDEM 2 is EGM96 geoid and mean sea level for AW3D30 DEM. As the EGM96 surface is very close approximation to mean sea level (Pavlis, Rapp, and Olson 1998; Sun et al. 2003; Mukherjee et al. 2013; Jain et al. 2017), matching vertical datum is not necessary in this study. Details about each of the three DEMs tested in this study are indicated in the following Table 2.

4.2. Horizontal georeferencing estimation

Even if the scope of this study is not the assessment of geolocation errors, it is important to note that errors in horizontal positional accuracy may result the vertical errors in the DEMs, especially in areas of steep slopes. Before performing vertical assessment against benchmarks and relative to each other, georeferencing of all global DEMs was done. Many previous studies showed that geolocation errors significantly influence the vertical accuracy of global DEMs (e.g. Hirt, Filmer, and Featherstone 2010; Tachikawa et al. 2011; Mukherjee et al. 2013; Müller et al. 2014; Rexer and Hirt 2014; Varga and Bašić 2015; Mukul, Srivastava, and Mukul 2016; Hu et al. 2017). In this study, we used the procedure adopted by other authors such as Rodriguez et al. (2005); Tachikawa et al. (2011); Varga and Bašić (2015); Hu et al. (2017). Indeed, each grid of all global DEMs was systematically shifted by small increments from a half cell size (e.g. 0.5 arc seconds) in North–South (latitude) and East–West (longitude) directions in all combinations and compared against the heights of GCPs. The best

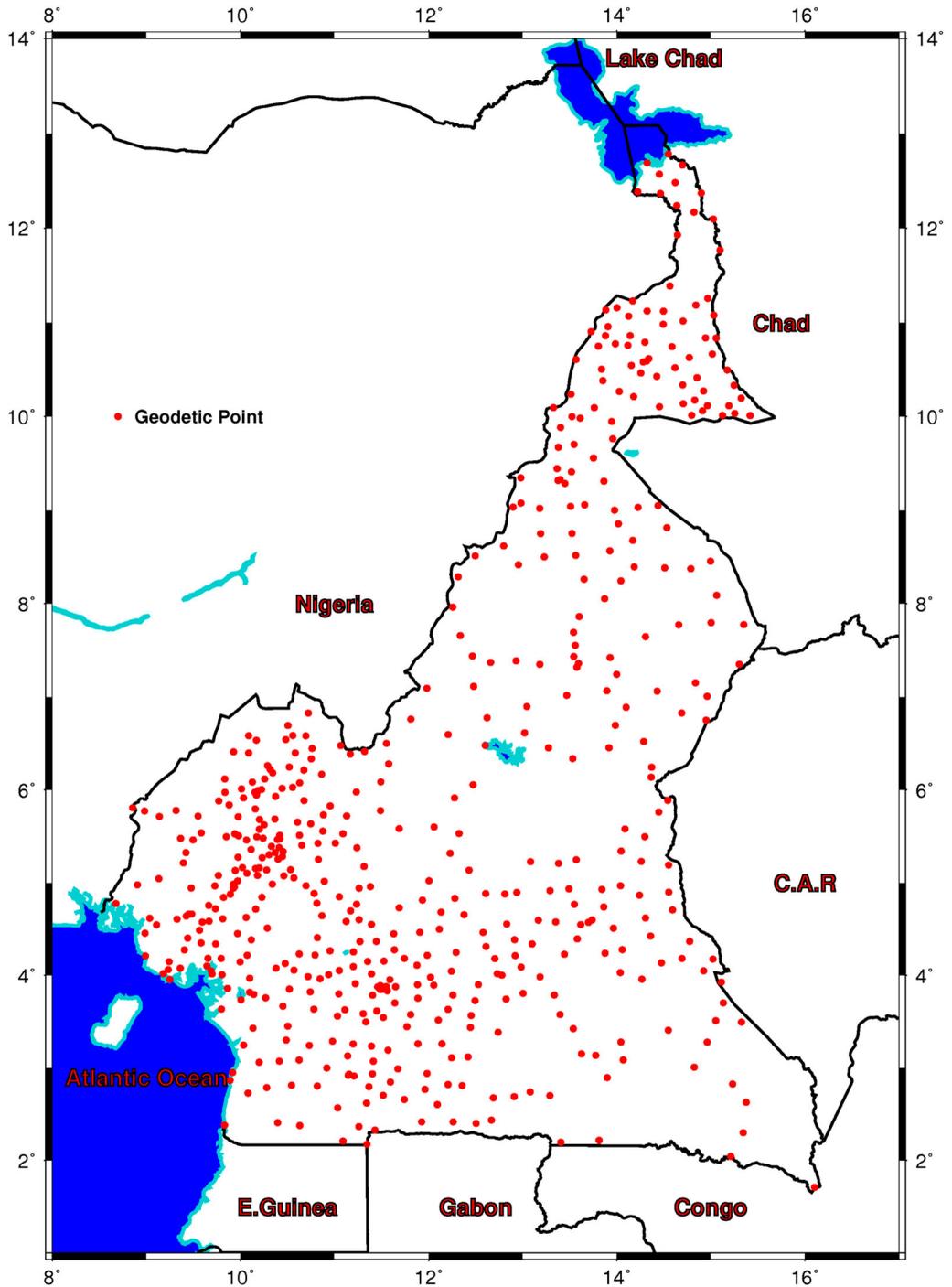


Figure 1. Below represents the coverage of the 555 ground control points (GCPs) over Cameroon.

Table 1. Heights from ground control points in Cameroon (unit: meter).

Number of points	Min	Max	Mean	STD
555	3.41	2101.11	641.54	399.84

Table 2. Main characteristics of the freely available DEMs tested in this paper.

Data	AW3D30	SRTM 1	ASTER (GDEM 2)
Generation and release Agency	JAXA	NASA	NASA and METI
Data acquisition period	2006 to 2011	2000	since 1999
Released period	March 2017	Since 2015 outside US	October 2011
DEM Coverage	60°N to 60°S	60°N to 56°S	83°N to 83°S
Pixel Size	1 arcsec (~30 m)	1 arcsec (~30 m)	1 arcsec (~30 m)
Sensor	PRISM	Shuttle Radar	ASTER
Processing method	Stereo matching	InSAR	Stereo matching
Horizontal/Vertical Datums	WGS84/Sea Level	WGS84/EGM96	WGS84/EGM96
Coordinate system	Latitude/longitude	Latitude/longitude	Latitude/longitude
Tile size	1°	1°	1°
Void value	−9999	−32768	−9999
DEM Delivery format	GeoTIFF	GeoTIFF	GeoTIFF
Horizontal accuracy	5 m	20 m at 90% confidence	30 m at 95% confidence
Vertical accuracy	5 m	16 m at 90% confidence	20 m at 95% confidence
URL for online download	http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/aw3d30/data/index.htm	https://earthexplorer.usgs.gov/	https://earthexplorer.usgs.gov/

fit, i.e. the lowest RMS computed from the residuals among the shifted models and GCPs, indicates the shifts models needed for the correct georeferencing among the models.

4.3. Data preparation and DEMs validation procedure

Before undertaking the pixel-to-pixel comparison or the validation against GCPs, The DEM scenes of the three tested GDEMs (ASTER GDEM 2, SRTM 1 and AW3D30) were independently mosaicked, and then the relevant portion of the each DEM that falls within the boundary of Cameroon territory was clipped. The DEM elevations were extracted using the spatial analyst tool within ArcGIS 9.3 software to ‘extract values to points’ of each DEM grid raster layer based on GCPs location. This extraction procedure was implemented through the bilinear interpolation from the surrounding grid points of the original spatial resolution of each DEM. After this step, the height accuracy evaluation is assessed on basis of the difference between the values of the DEM elevations and its corresponding values of GCP elevations which represent the measured errors in the DEM. For a particular DEM, positive errors represent locations where the DEM was above the GCP elevation, and negative errors occur at locations where the DEM was below the control point elevation (Gesch et al. 2012). These errors assumed to be normally distributed are quantified in terms of Mean Error (ME) and the RMS widely adopted in DEMs vertical accuracy evaluation (Du et al. 2015; Varga and Bašić 2015; Mukul, Srivastava, and Mukul 2016).

To evaluate the influence of outliers on statistical analysis, the potential error sources (outliers and gross errors) that could degrade the DEM’s accuracy needed to be excluded. Outliers defined as errors that are more than three times greater than RMS (so called 3-sigma rule) were removed from the raw residual data set in many studies (Aguilar, Agüera, and Aguilar 2007; Li et al. 2013; Du et al. 2015; Varga and Bašić 2015; Mukul, Srivastava, and Mukul 2016). Another kinds of outliers were removed before analysis. For instance, abnormal negative elevation values (less than −100 m) were removed. Also, the differences between DEM elevation and GCPs larger than 100 m were removed. These were assumed to be returns from cloud tops (Carabajal and Harding 2006; Du et al. 2015). Not all of the outliers can be detected in this way and the DEM accuracy measures (ME and RMS) will therefore be inaccurate (Höhle and Höhle 2009; Alidoost and Samadzadegan 2013). They mentioned that the best methods based on outlier removal do not achieve the performance of robust methods, because the latter are able to apply a more smooth transition between accepting and rejecting an observation. Thus, Robust methods developed by Höhle and Höhle (2009) were applied in this study for the assessment of DEM accuracy. If the data reveal non-

Gaussian distribution, the following accuracy measures are usually used to describe the properties of the dataset (Table 3).

The median (50% quantile) is a robust estimator for a systematic shift of the DEM. It is less sensitive to outliers in the data than the mean error and provides a better distributional summary for skew distributions (Höhle and Höhle 2009).

The Normalized Median Absolute Deviation (NMAD) is proportional to the median of the absolute differences between vertical errors and the median error. It can be considered as an estimate for the Standard Deviation (STD) more resilient to outliers in the dataset (Höhle and Höhle 2009; Ali-doost and Samadzadegan 2013).

The 95% sample quantile of vertical errors literally means that 95% of the errors have a magnitude within the interval $[0, Q(0.95)]$. The remaining 5% of the errors can be of any value making the measure robust against up to 5% blunders ((Höhle and Höhle 2009).

In order to describe and compare the error distributions in each DEM, a normality test is made. There exist many methods to investigate whether data originate from a normal distribution among which quantile-quantile plots (Q-Q plots) and statistical tests. The statistical tests are often rather sensitive in case of large data sets or outliers (Höhle and Höhle 2009). Thus, the Q-Q plot which generates the visual inspection of normality is preferred in this study. Höhle and Höhle (2009) strongly recommended visual methods for investigating normality.

The Q-Q plot is a scatter plot with the quantiles of the observed values on the horizontal axis and the expected normal value on the vertical axis. A dataset with a best-fit linear relationship indicated that the observed values were normally distributed (Höhle and Höhle 2009).

Again, vertical accuracy evaluation was analyzed by land-cover types to look for the impact of land cover on the DEM's performances. Thus, GCPs were classified into different land cover and statistics were evaluated within each class. The land cover associated with each GCP was determined by intersecting the GCPs locations with the ESA's open access GlobCover 2009 map (Bontemps et al. 2011). The latter is based on ENVISAT-MERIS observations (Defourny et al. 2009), with 300 m ground resolution and with 22 land cover global classes (Arino et al. 2007; Li et al. 2016). Before using the GlobCover 2009 map, it was resampled to build a mask in order to agree with the 30 m DEM using a nearest neighbor scheme. For understanding effect of land use and land cover on DEM accuracy, the 22 land cover global classes of the GlobCover 2009 (Bontemps et al. 2011; Li et al. 2012, 2013, 2016) were aggregated into five broad classes, such as cultivated areas, forests and woodlands, shrub and herbaceous lands, water bodies and aquatic vegetation and built up. It is to be noted that 17.69% area is under cultivated areas (agriculture and cropland), 69.15% under forests and woodland, 11.23% under shrub and herbaceous lands and 2.88% under water bodies. More details are indicated in Table 4.

Finally, the DEM's vertical accuracy is also evaluated in function of topography roughness which is one of the major influencing factors of vertical accuracy of DEMs. GCPs were segmenting in classes for slope (0° to 2° , 2° to 5° , 5° to 10° , $>10^\circ$). Slope is a terrain attribute that represents the magnitude of the terrain inclination and is a measure of the change of elevation over a horizontal distance (Varga and Bašić 2015). Slope maps were calculated for all tested global DEMs using the spatial analyst tool within ArcGIS 9.3 software. From the slope maps, slope values were bilinearly interpolated for all the GCPs.

Table 3. Robust accuracy measures for DEMs proposed by Höhle and Höhle (2009).

Accuracy measure	Notational expression
Median (50% quantile)	$Q_{\Delta h}(0.5) = m_{\Delta h}$
Normalized median absolute deviation	$NMAD = 1.4826 \cdot \text{median}_j(\Delta h_j - m_{\Delta h})$
68,3% quantile	$Q_{\Delta h}(0.683)$
95% quantile	$Q_{\Delta h}(0.95)$

Table 4. Composition of five land cover groups with label, ID and their percentage over Cameroon.

No	Land cover group	GlobCover Label	GlobCover ID	Percentage of land cover group
1	Cultivated Areas	Post-flooding or irrigated croplands (or aquatic)	11	17.69%
		Rainfed croplands	14	
		Mosaic cropland (50–70%)/vegetation (grassland/shrubland/forest) (20–50%)	20	
		Mosaic vegetation (grassland/shrubland/forest) (50–70%)/cropland (20–50%)	30	
		Bare areas	200	
2	Forests and woodlands	Closed to open (>15%) broadleaved evergreen or semi-deciduous forest (>5 m)	40	68.15%
		Open (15–40%) broadleaved deciduous forest/woodland (>5 m)	60	
		Mosaic forest or shrubland (50–70%)/grassland (20–50%)	110	
		Mosaic grassland (50–70%)/forest or shrubland (20–50%)	120	
3	Shrub and herbaceous lands	Closed to open (>15%) (broadleaved or needleleaved. evergreen or deciduous) shrubland (<5 m)	130	11.23%
		Closed to open (>15%) herbaceous vegetation (grassland. savannas or lichens/mosses)	140	
		Sparse (<15%) vegetation	150	
4	Water bodies	Closed to open (>15%) broadleaved forest regularly flooded (semi-permanently or temporarily) – Fresh or brackish water	160	2.88%
		Closed (>40%) broadleaved forest or shrubland permanently flooded – Saline or brackish water	170	
		Closed to open (>15%) grassland or woody vegetation on regularly flooded or waterlogged soil – Fresh. brackish or saline water	180	
		Water bodies	210	
5	Built up	Artificial surfaces and associated areas (Urban areas >50%)	190	0.05%

5. Results and discussion

5.1. Geolocation error estimation

Due to the lack of the reference DEM over Cameroon, the precise latitude/longitude true GCPs are used to estimate the geolocation errors. [Table 5](#) presents the statistics of the geolocation errors of the three tested global DEMs. It shows that geolocation errors significantly influence the vertical accuracy of global DEMs. In fact, the shifted version of all global DEMs produces a significantly better agreement with the benchmarks than the originally given models. The results show that for SRTM 1, the RMS was reduced from 19.99 to 19.39 m after georeferencing with +1 arc-second as shift in latitude and +1.5 arc-seconds the shift in the longitude. The biggest difference between the unshifted and shifted models was with ASTER GDEM2, where the RMS was reduced from 26.8 to 24.2 m after georeferencing for +2 arc-seconds the shift in latitude and +2 arc-seconds the shift in longitude. Positive values indicate a shift to the North for latitude or East for longitude. The results confirmed previous findings, indicating that geolocation errors degrade the vertical accuracy of global DEMs (e.g. [Denker 2005](#); [Rodriguez et al. 2005](#); [Abrams et al. 2010](#); [Hirt, Filmer, and Featherstone 2010](#); [Tachikawa et al. 2011](#); [Mukherjee et al. 2013](#); [Müller et al. 2014](#); [Rexer and Hirt 2014](#); [Varga and Bašić 2015](#); [Mukul, Srivastava, and Mukul 2016](#); [Hu et al. 2017](#)).

Table 5. Horizontal shift of global DEMs against reference benchmarks with vertical accuracy before and after georeferencing.

	Absolute shift (")		RMS (m)		STD (m)	
	Latitude	Longitude	Before	After	Before	After
GDEM						
AW3D30	+2	+1	20.10	19.58	20.10	19.59
SRTM 1	+1	+1.5	19.99	19.39	20.01	19.41
ASTER (GDEM 2)	+2	+2	26.80	24.47	26.20	23.68

5.2. Statistical comparison among the three DEMs

After performing the geolocation assessment, the three models are compared respectively to one another in order to show how they fit to each other, to access random and significant systematic errors or outliers among the elevation data each of them contains (Hilton et al. 2003; Hirt, Filmer, and Featherstone 2010; Rexer and Hirt 2014; Li et al. 2016). Thus, the grid differences between models were calculated at identical points in all combinations of models. The latter comprises AW3D30-ASTER, AW3D30-SRTM and SRTM-ASTER.

The descriptive statistics of all combinations summarized in Table 6 are shown in terms of mean error, STD error and RMS. STD and RMS reveal the surface quality and indicate the distribution of deviations on the side of the mean value.

The model to model comparison is based in the difference mean error since it provides information about systematic error bias (underestimation (negative) or overestimation (positive)) from the assumed true surface of global DEMs. Table 6 shows that, the statistics of AW3D30-SRTM are very similar with positive bias of 0.10 m and 5.30 m as RMS relative to AW3D30 over Cameroon. This means that SRTM heights are below to AW3D30 heights. Likewise, AW3D30-ASTER and SRTM-ASTER approximately have the same statistics. The positive bias of 3.30 m and 3.10 m respectively for AW3D30-ASTER and SRTM-ASTER combinations show that ASTER heights are below to AW3D30 and SRTM respectively. Large RMS values are observed for AW3D30-ASTER (18.50 m) and SRTM-ASTER (18.20 m). This is mainly owing to the elevation error caused by cloud contamination for the ASTER GDEM 2 and then C-band SRTM 1 stacked with contaminated information during the filling of larger areas of missing data or voids with other sources of elevation data (Li et al. 2016).

As far as the visual analysis is concerned, the (dis)-agreement among the models is shown for each tile in Figure 2. Some systematic biases are exhibited particularly in the in wet forests areas situated in the south of Cameroon for AW3D30-ASTER and SRTM-ASTER combinations. This indicates that the source of the discrepancy effects is in ASTER. This observation reflects the fact that ASTER GDEM 2 is a 'first return' system, while radar return gives the elevations within the vegetation canopy rather than at the top, particularly at the SRTM C-band (Li et al. 2016). The SRTM C-band has significantly better penetrability than SRTM X-band, but all of them rely on knowledge of vegetation type, density and structure to a large extent (Carabajal and Harding 2005; Hofton et al. 2006; Farr et al. 2007; Li et al. 2016). The reason of the significant differences in all DEMs in rugged terrain or in wet forests areas could be related to the signal omission. The latter was found by Hirt, Filmer, and Featherstone (2010); Rexer and Hirt (2014) to be the main cause for the considerable differences observed among the DEMs.

Moreover, the AW3D30-SRTM combination exhibits a very good agreement (RMS <5.30 m) which reflects the good quality of the two data sets over Cameroon. This corroborates the statistical analyses obtained previously. Hu et al. (2017) also found that AW3D30 is very closest to SRTM 1. However, significant discrepancies are not visible around the northern parts of Cameroon where the topography is relatively flat. All DEMs are accurate in these areas.

5.3. Vertical assessment using geodetic GCPs: effect of outliers on DEM accuracy

The vertical assessment was done, assuming in the first time a normal distribution of the vertical errors (differences between heights from the tested DEMs and heights from the GCPs). This

Table 6. Statistics of the model-to-model comparison (unit: meter).

Comparison	Min	Max	Mean	STD	RMS
SRTM 1-ASTER	-277	191	3.10	17.90	18.20
AW3D30-SRTM 1	-36	106	0.10	5.30	5.30
AW3D30-ASTER	-276	187	3.30	18.20	18.50

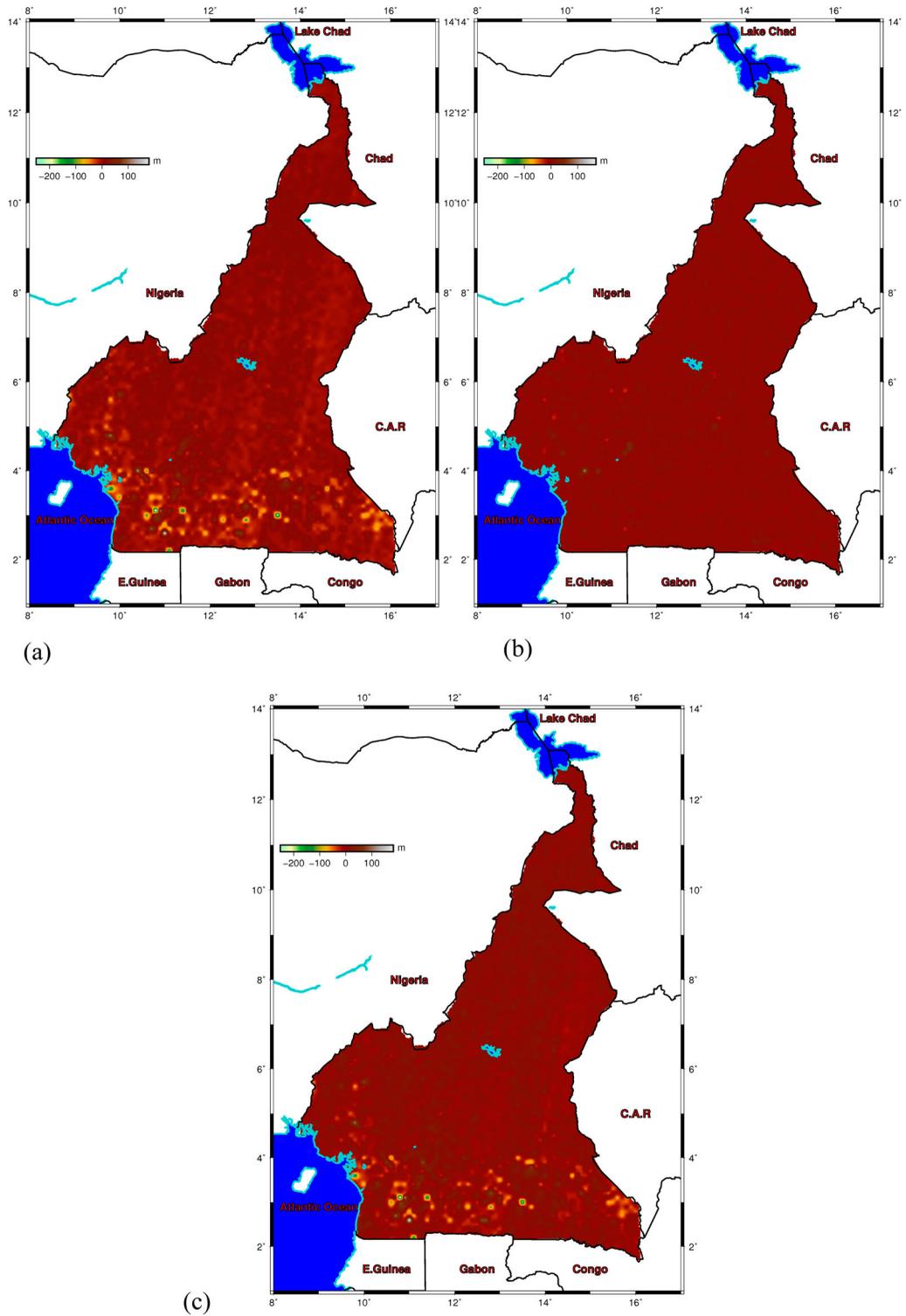


Figure 2. Results of the model-to-model comparisons over Cameroon territory (a) AW3D30-ASTER (b) AW3D30-SRTM 1 (c) SRTM1-ASTER. The (dis-)agreement among the models can be observed. Units are in meters and projection is UTM.

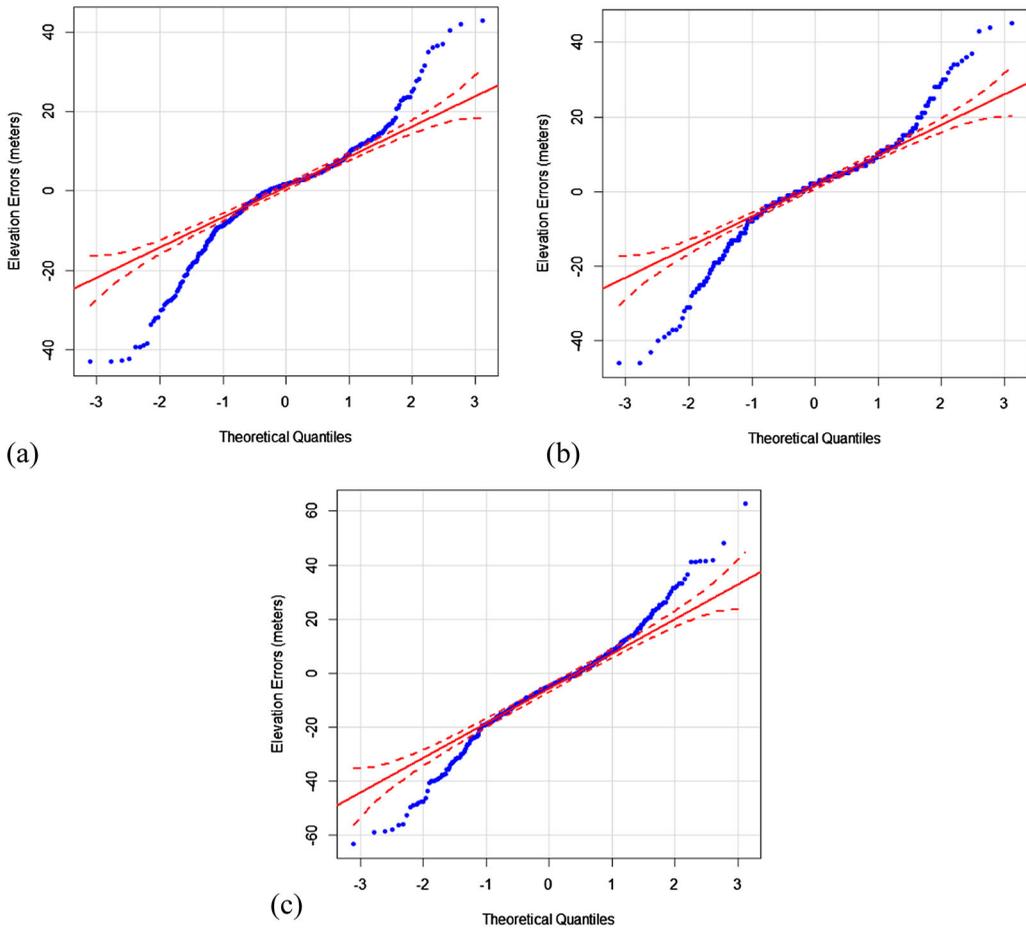


Figure 3. Q-Q plots for the Cameroon territory showing the error distribution (a) AW3D30 (b) SRTM 1 (c) ASTER GDEM 2. The solid and dashed red lines represent theoretical normal distribution and 95% confidence intervals, respectively.

assessment was quantified in terms of Mean error, RMS and STD of the vertical errors. The results of the DEM vertical assessment, as function of outliers are summarized in Table 7. These outliers were removed from the raw residual data set by applying the 3-sigma rule as implemented by Li et al. (2013); Varga and Bašić (2015); Du et al. (2015). It is obvious that the outliers have a great influence on DEM accuracy. The RMS value of AW3D30 dropped from 19.58 m to 13.06 m after removing outliers and shows the best fit to all GCPs. Likewise, the RMS of SRTM 1 and ASTER dropped from 19.39 m and 24.47 m to 13.25 m and 18.87 m respectively. The result obtained after removing outliers for SRTM 1 is consistent with that of Amans, Beiping, and Ziggah (2013) in Nigeria (Ondo State) which found the RMS of ± 14.48 m for SRTM Ver 4.1.

The overall accuracies in term of RMS of the three studied global DEMs (13.06 m, 13.25 m and 18.87 m respectively for AW3D30, SRTM 1 and ASTER GDEM2) slightly meet higher compared to error specified in the validation reports of the different nodal agencies (AW3D30 (5 m, Takaku, Tadono, and Tsutsui 2014); SRTM (LE90 error of 16 m corresponding to RMSE ~ 10 m, Rodriguez, Morris, and Belz 2006) and ASTER GDEM2. These critical limitations of the performances may be attributed to a large extent on heterogeneous characteristics of the study area (mountainous areas with steep relief, wet forests areas, land uses, etc ...) and noise or 'speckle' (Rodriguez, Morris, and Belz 2006). These limitations could also be related to additional effects of systematic errors, such as 'striping,' that are a result of the pitch and yaw of the spacecraft during the data collection

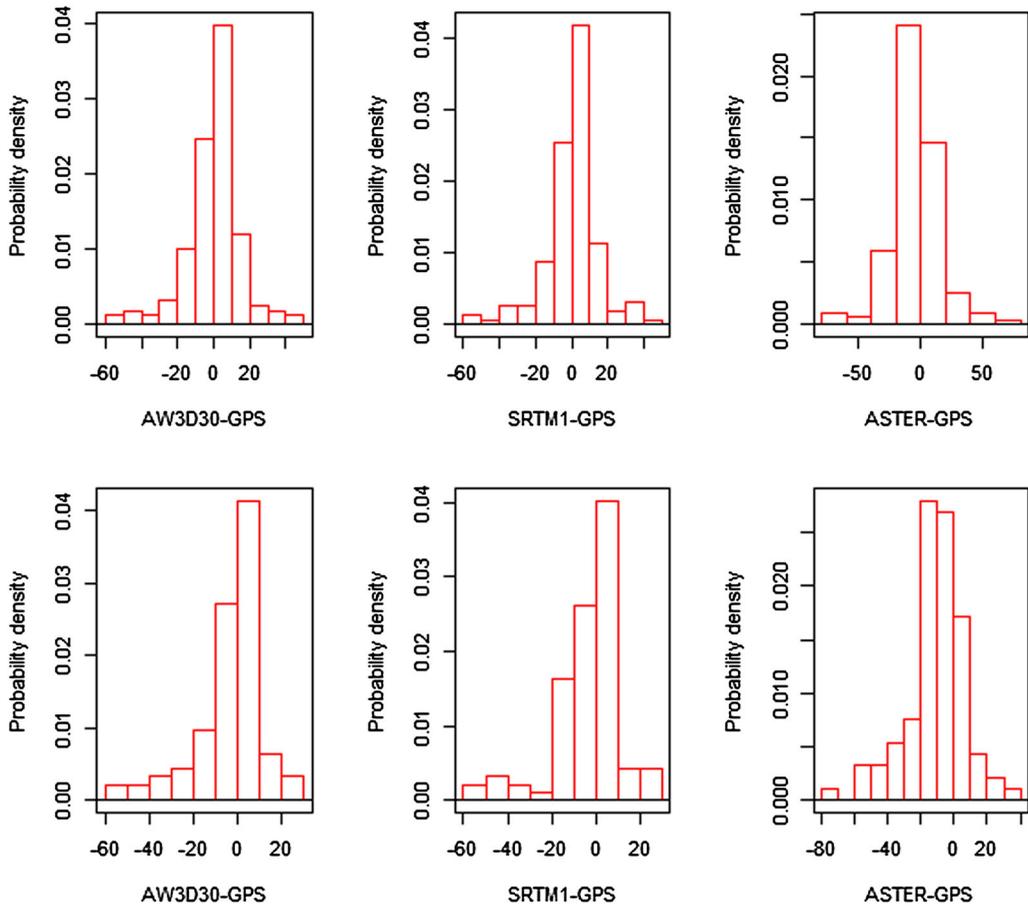


Figure 4. (a–f) Vertical error histogram for AW3D30 (a, b), SRTM 1 (c, d) and ASTER GDEM 2 (e, f) respectively in forests and vegetation shrub lands.

phase. Mukul, Srivastava, and Mukul (2015) argued that regions with heavy vegetation canopy, calm water bodies and heavy radar shadows failed to produce elevation data due to the limitations of the radar and produced data ‘voids’. They added that, the voids in the SRTM data were corrected either through interpolation or by filling with data from other sources.

Furthermore, the unexpected high differences of AW3D30 with respect to the official specification (5 m, Takaku, Tadono, and Tsutsui 2014) can be explained by the fact that, AW3D30 is the surface or canopy heights without subtracting the tree heights from image matching (Hu et al. 2017) particularly in the region like Cameroon where 69.15% of territory is under forests and woodland land cover. Also, the process using to obtain AW3D30 (down-resampling procedure from a resolution of 5 m mesh to a 30 m grid using window averaging method) has a great influence on the

Table 7. Statistics of the elevation differences between global DEMs and GCPs with the assumption of normal distribution in function of outliers (unit: meter).

Statistics	Before Removing Outliers					After Removing Outliers				
	Min	Max	Mean	RMS	STD	Min	Max	Mean	RMS	STD
SRTM 1-GPS	-159.00	180.00	-0.18	19.39	19.41	-58.00	45.00	0.54	13.25	13.25
AW3D30-GPS	-174.36	189.48	-0.72	19.58	19.59	-57.09	42.87	-0.10	13.06	13.07
ASTER-GPS	-175.36	230.48	-6.27	24.47	23.68	-71.72	62.70	-6.16	18.87	17.85

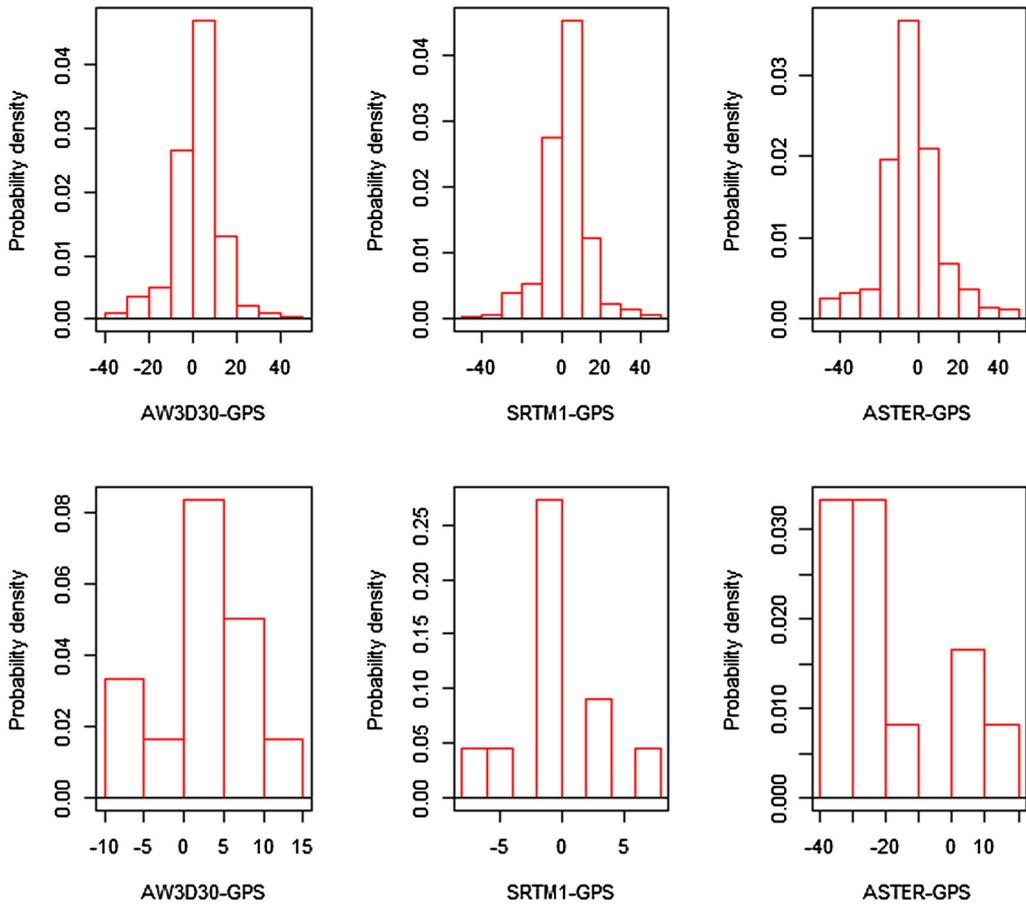


Figure 5. (a–f) Vertical error histogram for AW3D30 (a, b), SRTM 1 (c, d) and ASTER GDEM 2 (e, f) respectively in cultivated areas and built up areas.

quality of resultant DEM, especially in the steep rugged terrain. Again, the less accuracy of AW3D30 is due to the lack of data stacks which can mitigate blunders of the image matching or missing masks (Takaku, Tadono, and Tsutsui 2014).

For the entire study region, AW3D30 has been found to be more accurate compared to SRTM 1 and ASTER GDEM2 after removing outliers when comparing their RMS values. Mukul, Srivastava, and Mukul (2016) stated that, removal of outliers before use of all DEMs in general and SRTM data in particular is absolutely essential to get the SRTM datasets close to the SRTM RMS goal of ~ 10 m as well as for statistically meaningful results.

Vertical errors in ASTER GDEM 2 show a negative mean error of -6.27 m and -6.16 m before and after removing outliers respectively. These indicate that the ASTER GDEM 2 underestimates the spatial distribution of terrain heights over Cameroon. Previous studies reported an overall negative bias for ASTER GDEM 2 with respect to GCPs (Hirt, Filmer, and Featherstone 2010; Gesch et al. 2012; Alidoost and Samadzadegan 2013; Li et al. 2013, 2016; Athmania and Achour 2014; Jain et al. 2017). Also, slight negative bias is observed before (-0.70 m) and after removing outliers (-0.10 m) for AW3D30. The negative mean error for AW3D30 obtained in this study was confirmed by the validation of AW3D30 DSM datasets conducting in Japan area and another foreign countries (Tadono et al. 2016) showing a mean error of -0.44 m in these areas.

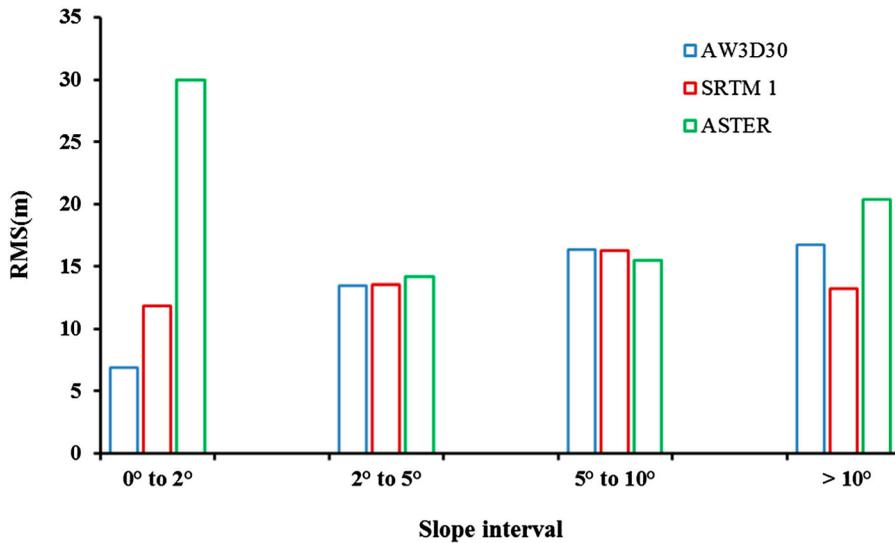


Figure 6. Histogram showing RMS of vertical error as a function of slope.

SRTM 1 errors show negative mean values of -0.18 m with outlier-included. They show positive mean values of 0.54 m after removing outliers. The previous studies (Athmania and Achour 2014; Rexer and Hirt 2014; Varga and Bašić 2015; Mukul, Srivastava, and Mukul 2016) further confirmed the positive mean values of SRTM, but debated by Pakoksung and Takagi (2016); Li et al. (2013); Zhao, Xue, and Ling (2010) who did not find a positive bias for SRTM. Koleccka and Kozak (2013) believed that the different mean values signs in various SRTM studies can be related to regional differences in terrain morphology or to differences in land cover (e.g. presence of forests).

5.4. Error distribution and robust accuracy measures

Figure 5 shows the Q-Q plots for the distribution of the error datasets of AW3D30, SRTM 1 and ASTER GDEM 2 over Cameroon. These Q-Q plots exhibit a sigmoid-type function with strong deviation from the straight line for all tested global DEMs. These plots indicate that the test of the normality rejected the hypothesis of normal distribution. The strong deviation of error dataset from the 95% confidence limits, even after removing some outliers, confirms the presence of gross non-eliminated errors in the data. These observations were confirmed in many previous studies (Höhle and Höhle 2009; Athmania and Achour 2014; Varga and Bašić 2015).

Figure 3 shows that the vertical errors are not normally distributed for all the tested DEMs. Thus, the additional analysis through robust statistical measures has to be performed in order to sufficiently get clearer picture about the accuracy of the data and to prohibit the strong influence of outliers in the final results (Müller et al. 2014). For the robust measures the entire dataset including the outliers is assessed. The results of the additional analysis are summarized in Table 8. These results show that in the case of ASTER GDEM 2, the median of the vertical errors is -5.05 m which is a robust measure to prove the existence of the negative systematic shift. This confirms the previous findings of negative bias (-6.16 m) for ASTER GDEM 2 with respect to GCPs.

Table 8. Accuracy measures of the robust methods (unit: meter).

DEMs	MED	NMAD	68.3% quantile	95% quantile
SRTM 1-GPS	2.00	7.41	5.00	20.00
AW3D30-GPS	1.64	7.75	4.13	17.33
ASTER-GPS	-5.05	13.30	0.23	23.27

Table 9. Statistical analyses of the three DEMs heights (AW3D30, SRTM 1 and ASTER) relative to GCPs as a function of different land cover groups (unit: meter).

GPS-DEM	Land cover group	Number of							
		GCPs	Minimum	Maximum	Mean	MED	STD	NMAD	RMS
AW3D30-GPS	Cultivated areas	280	-39.26	42.87	1.16	1.66	10.87	6.22	10.91
	Forests and woodlands	161	-55.56	42.15	-0.52	1.66	15.11	10.38	15.07
	Shrub and herbaceous lands	95	-57.09	28.21	-3.41	-0.32	15.38	11.37	15.67
	Water bodies	7	1.31	4.96	2.72	2.80	1.35	2.21	2.98
	Built up	12	-7.83	13.99	3.08	4.46	6.25	5.10	6.73
	Total	555	-57.09	42.87	-0.10	1.64	13.07	7.75	13.06
SRTM 1-GPS	Cultivated areas	280	-43.26	44.13	1.72	1.66	11.14	6.23	11.25
	Forests and woodlands	161	-55.55	45.15	0.71	2.70	14.90	9.13	14.87
	Shrub and herbaceous lands	95	-58.09	28.21	-3.17	-0.42	15.63	11.00	15.87
	Water bodies	7	-37.74	4.80	-4.78	1.99	15.50	2.86	15.12
	Built up	12	-6.83	6.76	-0.46	-0.56	3.55	3.03	3.41
	Total	555	-58.00	45.00	0.54	2.00	13.25	7.41	13.25
ASTER-GPS	Cultivated areas	280	-49.73	41.68	-4.07	-3.58	15.03	11.30	15.54
	Forests and woodlands	161	-71.55	62.70	-4.23	-4.02	19.64	14.43	20.03
	Shrub and herbaceous lands	95	-71.59	30.06	-11.73	-9.65	17.93	13.02	21.34
	Water bodies	7	-52.74	95.96	1.51	-5.01	45.22	9.00	41.89
	Built up	12	-34.94	19.96	-18.34	-26.55	18.25	9.56	25.33
	Total	555	-71.72	62.70	-6.16	-5.05	17.85	13.30	18.87

In the SRTM 1-GPS dataset, the mean error (0.54 m) obtained after removing outliers and median (2.00 m) differ by 1.46 m while the STD (13.25 m) and NMAD (7.41 m) differ by 5.84 m. Likewise, AW3D30 shows positive median (1.64 m) and negative bias after removing outliers (-0.10 m) while the STD (13.07 m) and 68.3% quantile (4.13 m) differ by 8.94 m. All these observations illustrate the problem of the 3-sigma rule to remove outlier in a non-normal distribution of data.

The results of comparison between NMAD and 68.3% quantile in SRTM 1-GPS (7.41 m and 5.00 m) and AW3D30-GPS (7.75 m and 4.13 m) are about the same in both datasets. Relative to the RMS errors, the same correlations are observed for the both datasets (SRTM 1-GPS and AW3D30-GPS) before removing outliers (19.39 m and 19.58 m) and after removing outliers (13.25 m and 13.07 m). These values supply some evidence of the good quality of the both datasets over Cameroon. Also, the 95% errors of AW3D30-GPS dataset have a magnitude in meters within the interval [0, 17.33], [0, 20.00] for SRTM 1-GPS, while it is [0, 23.27] for ASTER-GPS.

Though the NMAD value of AW3D30 (7.75 m) is slightly different from that of SRTM (7.41 m), the more accurate values of the three others accuracy measures (MED, 68.3% quantile, 95% quantile) for AW3D30 with respect to GCPs show that it is more representative of the external topography over Cameroon in comparison with SRTM 1 and ASTER GDEM 2.

5.5. Effect of land cover on DEM accuracy

Statistical analyses of the correlation between three tested DEMs and GCPs as a function of land cover across the Cameroon are summarized in Table 9.

Results from Table 9 reveal that RMS, STD, mean error, MED and NMAD strongly vary in different land cover group. In all global DEMs, the biggest RMS and NMAD values are observed in the areas where GCPs are located in forests (vegetation woods/trees) and in vegetation shrubs. The smallest RMS for all global DEMs are found in the artificial surface and wetlands. All these observations suggest that the canopy, either forest or vegetation, influences elevation accuracy in all of the three assessed DEMs. These are very similar to that reported by Varga and Bašić (2015); Szabó, Singh, and Szabó (2015); Li et al. (2016) and Hu et al. (2017).

5.5.1. Effect of forests and vegetation shrubs on DEM accuracy

More than 50% of the territory under study is occupied by forests and woodlands, shrub and herbaceous lands which have been estimated to be 69.15% and 11.23% respectively. In the forests and woodlands areas, the vertical DEM accuracy indicates RMS and NMAD of (15.07 m and 10.38 m), (14.87 m and 9.13 m) and (20.03 m and 14.43 m) respectively for AW3D30, SRTM 1 and ASTER GDEM 2. In the shrub and herbaceous lands, the RMS and NMAD of the vertical errors respectively for AW3D30, SRTM 1 and ASTER GDEM 2 are (15.67 m and 11.37 m), (15.87 m and 11.00 m) and (21.34 m and 13.02 m). All the three DEMs have been over-predicting values in the forest and shrub regions. The same observations have been done by the previous studies (Sun et al. 2003; Hu et al. 2017; Jain et al. 2017). SRTM 1 exhibits the best values of RMS and NMAD in the two land cover classes compared to the other DEM despite its slight higher value of RMS (15.87 m) in comparison with AW3D30 (15.67 m) in the last cover class. This is due to the capability of SRTM C-band based in the radar method to penetrate the vegetation and to reach it in the middle of the canopy (Gesch et al. 2012; Hu et al. 2017). ASTER GDEM 2 and AW3D30 are obtained by optical method and are basically the 'first return' that only record the canopy. In forests, shrub and herbaceous lands, SRTM 1 is more representative of the external topography over Cameroon. The higher negative mean values observed in the shrub and herbaceous lands for all the tested DEMs were surprising since higher negative mean errors were expected for forests and woodlands areas. While the elevation bias (0.71 m) found in SRTM 1 is low, this positive value is consistent with the bias effect of above-ground features in the forests and woodlands land cover group. Histograms showing frequency of vertical error in DEMs with respect to GCPs were plotted as shown in Figure 4 (a–f) indicating AW3D30 (a, b), SRTM 1 (c, d) and ASTER GDEM 2 (e, f) respectively in forests and vegetation shrub lands.

5.5.2. Effect of cultivated areas and built up on DEM accuracy

The cultivated areas (agriculture and cropland) and built up represent respectively 17.69% and 0.05% area under study. The results of the assessment in these land-cover types reveal that RMS and NMAD values of the three tested DEMs are found to be lower in built-up and cultivated areas than those in areas covered by forests, woodlands, shrub and herbaceous lands. Comparing with GCPs in cultivated areas and built up, AW3D30 and SRTM 1 show positive elevation biases. This may be due to the fact that, SRTM 1, AW3D30 consider surface heights which include vegetation cover, building heights and other surface features present in the study area (Farr et al. 2007; Hirt, Filmer, and Featherstone 2010; Jain et al. 2017) whereas GCPs used for accuracy assessment are collected on ground level. The negative mean errors are observed for ASTER GDEM 2 in cultivated and built up areas. This DEM has been under-predicting values in these areas. This underestimation of ASTER GDEM 2 for cultivated areas and open land was also observed by Jain et al. (2017) and Mukherjee et al. (2013). The RMS and NMAD of the vertical errors in the cultivated area respectively for AW3D30, SRTM 1 and ASTER GDEM 2 are (10.91 m and 6.22 m), (11.25 m and 6.23 m) and (15.54 m and 11.30 m). Also, in built up areas, the RMS and NMAD values for AW3D30, SRTM 1 and ASTER GDEM 2 are respectively (6.73 m and 5.10 m), (3.41 m and 3.03 m) and (25.33 m and 9.56 m). Histograms showing frequency of vertical error in DEMs with respect to GCPs were plotted as shown in Figure 5(a–f) indicating AW3D30 (a, b), SRTM 1 (c, d) and ASTER GDEM 2 (e, f) respectively in cultivated areas and built up areas. AW3D30 and SRTM 1 are more resilient to the effects of the scattering objects respectively in cultivated and built up areas and are more representative of the external topography over Cameroon in these areas.

5.5.3. Effect of water bodies on DEM accuracy

Statistical analysis shows that AW3D30, SRTM 1 and ASTER GDEM 2 have (2.21 m and 2.98 m), (2.86 m and 15.12 m) and (9.00 m and 41.89 m) of NMAD and RMS respectively, near water bodies. All the three DEMs have been found with low accuracy near waterbodies when comparing their NMAD with those of other land cover types but higher value of RMS (41.89 m) for ASTER

Table 10. Statistical analyses of discrepancies in vertical elevation of the three DEMs (AW3D30, SRTM 1 and ASTER) relative to GCPs as a function of different slope intervals (unit: meter).

GPS-DEM	Slope interval	Number of GCPs	Minimum	Maximum	Mean	MED	STD	NMAD	RMS
AW3D30-GPS	0° to 2°	164	-32.74	28.21	1.04	1.71	6.86	3.42	6.92
	2° to 5°	200	-57.09	40.40	-1.41	0.96	13.45	8.01	13.49
	5° to 10°	128	-42.87	42.87	1.11	2.63	16.35	12.05	16.32
	>10°	52	-50.15	35.13	-1.63	1.53	16.78	15.00	16.70
SRTM 1-GPS	0° to 2°	269	-46.07	45.15	2.82	2.54	11.50	7.00	11.82
	2° to 5°	148	-53.56	37.40	-0.29	1.27	13.59	6.60	13.55
	5° to 10°	93	-58.09	28.21	-4.50	-1.28	15.73	11.24	16.28
	>10°	35	-55.55	15.43	-0.28	2.52	13.43	6.42	13.24
ASTER-GPS	0° to 2°	298	-175.36	230.48	-8.12	-6.02	28.93	15.50	30.00
	2° to 5°	120	-43.73	41.40	-6.01	-4.94	12.87	9.16	14.16
	5° to 10°	96	-63.56	41.54	-3.32	-3.80	15.23	11.28	15.51
	>10°	41	-47.80	48.02	-0.47	-0.08	20.61	16.12	20.37

GDEM 2. The accuracy of AW3D30 is better than ASTER GDEM 2 and SRTM 1 in water areas. Mean error and MED of (2.72 m and 2.8 m), (-4.78 m and 1.99 m) and (1.51 m and -5.01 m) were obtained from the datasets of AW3D30, SRTM 1 and ASTER GDEM 2 respectively near water bodies which indicate that SRTM 1 is under predicting elevation values whereas AW3D30 and ASTER GDEM 2 predicting higher elevation values.

5.6. Effect of slope classes on DEM accuracy

Since the vertical accuracy of global DEMs is more affected by the terrain roughness (Mukherjee et al. 2013; Szabó, Singh, and Szabó 2015; Varga and Bašić 2015; Jain et al. 2017), its influence on DEMs vertical accuracy was analyzed. Statistical analyses of the correlation between three tested DEMs and GCPs as a function of terrain slope across Cameroon are summarized in Table 10. From this table, the dependency of accuracy on the terrain slope is evident. With the increase of slope, RMS and NMAD values of all global DEMs generally increase except slope class 0° to 2° in ASTER GDEM 2. These observations were also done by Jain et al. (2017) and Varga and Bašić (2015). The slopes that are greater than 10° raise the RMS of all global DEMs to more than 13 m. It is seen that RMS and NMAD of AW3D30, SRTM 1 and ASTER GDEM 2 are respectively (6.92 m and 3.42 m), (11.82 m and 7.00 m) and (30.00 m and 15.50 m) at terrain with a slope less than 2°. The overall accuracies in term of RMS of AW3D30 (6.92 m) and SRTM 1 (11.82 m) slightly meet the error specified in the validation reports of the different nodal agencies (AW3D30 (5 m, Takaku, Tadono, and Tsutsui 2014) and SRTM (LE90 error of 16 m corresponding to RMS~10 m, Rodriguez, Morris, and Belz 2006)) when the slope is less than 2°.

RMS and NMAD values were lowest for AW3D30 in all the slope intervals followed by SRTM 1. This reflects the good quality of SRTM 1 and AW3D30 in comparison to ASTER GDEM 2.

While analyzing MED, NMAD and RMS values for different slope intervals, it is observed that AW3D30 is performing better than SRTM 1 and ASTER GDEM 2 over Cameroon.

In order to interpret more easily the effect of slope on DEM accuracy, the histogram showing RMS of vertical error in different DEMs with respect to GCPs was plotted as shown in Figure 6.

6. Conclusion

The aim of this paper was the evaluation of the vertical accuracy of three publicly accessible latest high-spatial resolution (30 m) global DEMs (AW3D30, SRTM 1 C-Band and ASTER GDEM 2) over Cameroon using external independent ground data. The review of all the models used and the data preparation were done. Then, horizontal positional accuracy evaluation was carried out and it shows that geolocation errors significantly influence the vertical accuracy of global DEMs. The biggest difference between the unshifted and shifted models was with ASTER GDEM2, where

the RMS was reduced from 26.8 to 24.2 m after georeferencing. After this, the three models were compared respectively to one another where systematic errors are exhibited particularly in the wet forests areas in all combinations. Moreover, the AW3D30-SRTM combination exhibits a very good agreement which reflects the good quality of the two datasets over Cameroon. For better analysis, robust statistical measures, normality test of vertical errors through the visual inspection approach (Q-Q plots) and outlier detection and removal were investigated. The test of the normality rejected the hypothesis of normal distribution for all tested global DEMs. Overall vertical accuracies obtained for the three models after georeferencing and gross error removal in terms of RMS and NMAD over Cameroon are: AW3D30 (13.06 m and 7.75 m), SRTM 1 (13.25 m and 7.41 m) and ASTER GDEM 2 (18.87 m and 13.30 m). Others accuracy measures (MED, 68.3% quantile, 95% quantile) supply some evidence of the good quality of AW3D30 over Cameroon while it exceeds mission specifications. Vertical accuracy was also evaluated in function of land-cover types and topography slope to look for their impact on the DEM's performances. All models have proved to be worse in the areas dominated by forests (vegetation woods/trees) and vegetation shrubs areas. However, SRTM 1 and AW3D30 are more resilient to the effects of the scattering objects respectively in forests and cultivated areas. Likewise, the dependency of DEMs accuracy on the terrain roughness is evident. The vertical accuracy was examined for different slope classes. It was observed that AW3D30 is performing better than SRTM 1 and ASTER GDEM 2 over Cameroon.

When the slope is less than 2°, the overall accuracies in term of RMS of AW3D30 and SRTM 1 slightly meet the error specified in the validation reports of the respective nodal agencies. This means that the limitations of the DEMs performances over Cameroon may be attributed to the morphological parameters as terrain roughness associated to the wet forests and vegetation.

Considering the effect of land cover and slope on DEM vertical accuracy and the presence of large and systematic errors in DEMs datasets, AW3D30 is more representative of the external topography over Cameroon in comparison with two others datasets and SRTM 1 can be a serious alternative to AW3D30 for a range of DEM applications in Cameroon.

Despite the good quality of SRTM 1 and AW3D30 compared to ASTER GDEM 2 over Cameroon, the DEM that will be produced from stereoplotting over the country during the ongoing mapping project will probably be of better accuracy than these DEMs datasets.

Further study is under preparation to evaluate the effect of the latest high-resolution (30 m) global DEMs and the influence of the grid size of DEMs on the residual component of geoid undulations in the frame of an ongoing project, aiming to compute the new gravimetric geoid model over Cameroon.

Acknowledgements

We are grateful to the Cameroonian Minister of State Property, Survey and Land Tenure, for providing the Modern Geodetic Network data set. Figures in this paper were produced by using Generic Mapping Tools (GMT). We also wish to thank the anonymous reviewers for constructive comments.

Disclosure statement

No potential conflict of interest was reported by the authors.

ORCID

Loudi Yap  <http://orcid.org/0000-0002-2790-1373>

References

Abrams, M., H. Bailey, H. Tsu, and M. Hato. 2010. "The Aster Global DEM." *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 76 (4): 344–348.

- Aguilar, F. J., F. Agüera, and M. A. Aguilar. 2007. "A Theoretical Approach to Modeling the Accuracy Assessment of Digital Elevation Models." *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 73 (12): 1367–1379. doi:10.14358/PERS.73.12.1367.
- Alidoost, F., and F. Samadzadegan. 2013. "Statistical Evaluation of Fitting Accuracy of Global and Local Digital Elevation Models in Iran." *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* XL-1/W3: 19–24.
- Amans, O. C., W. Beiping, and Y. Y. Ziggah. 2013. "Assessing Vertical Accuracy of SRTM Ver. 4.1 and ASTER GDEM Ver. 2 Using Differential GPS Measurements – Case Study in Ondo State, Nigeria." *International Journal of Scientific and Engineering Research* 4 (12): 523–531.
- Arino, O., D. Gross, F. Ranera, L. Bourg, M. Leroy, P. Bicheron, J. Latham, et al. 2007. "GlobCover: ESA Service for Global Land Cover From MERIS." IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Barcelona, Spain, 23–28 July 2007.
- ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) validation team. 2009. "ASTER global DEM validation summary report. ASTER GDEM Validation Team: METI, NASA and USGS in cooperation with NGA and other collaborators." <https://lpdaac.usgs.gov>.
- Athmania, D., and H. Achour. 2014. "External Validation of the ASTER GDEM2, GMTED and CGIAR-CSI- SRTM v4.1 Free Access Digital Elevation Models (DEMs) in Tunisia and Algeria." *Remote Sensing* 6: 4600–4620.
- Azzaro, R., S. Branca, K. Gwinner, and M. Coltelli. 2012. "The Volcano-Tectonic Map of Etna Volcano, 1:100.000 Scale: an Integrated Approach Based on a Morphotectonic Analysis From High-Resolution DEM Constrained by Geologic, Active Faulting and Seismotectonic Data." *Italian Journal of Geosciences* 131 (1): 153–170. doi:10.3301/IJG.2011.29.
- Bisson, M., C. Spinetti, N. Marco, and A. Bonforte. 2016. "Mt. Etna Volcano High-Resolution Topography: Airborne LiDAR Modelling Validated by GPS Data." *International Journal of Digital Earth* 9: 710–732. doi:10.1080/17538947.2015.1119208.
- Bontemps, S., P. Defourny, E. Van Bogaert, O. Arino, V. Kalogirou, and J. Ramos Perez. 2011. "GLOBCOVER 2009: Products Description and Validation Report." http://due.esrin.esa.int/globcover/LandCover2009/GLOBCOVER2009_Validation_Report_2.2.pdf, 53 pages.
- Brunt, K. M., T. A. Neumann, K. M. Walsh, and T. Markus. 2014. "Determination of Local Slope on the Greenland Ice Sheet Using a Multibeam Photon-Counting Lidar in Preparation for the ICESat-2 Mission." *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 11 (5): 935–939. <http://doi.org/10.1109/LGRS.2013.2282217>.
- Burrough, P. A. 1986. "Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assessment." *Geocarto International* 1 (3): 54. doi:10.1080/10106048609354060.
- Carabajal, C. C., and D. J. Harding. 2005. "ICESat Validation of SRTM C-Band Digital Elevation Models." *Geophysical Research Letters* 32 (22): L22S01. doi:10.1029/2005GL023957.
- Carabajal, C. C., and D. J. Harding. 2006. "SRTM C-Band and ICESat Laser Altimetry Elevation Comparisons as a Function of Tree Cover and Relief." *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 72 (3): 287–298. doi:10.14358/PERS.72.3.287.
- Carme, J. L. 2012. "Le Nouveau Réseau Géodésique National du Cameroun." *Revue XYZ*, N°131, 2e trimestre 2012, 37–46.
- Chaieb, A., N. Rebai, and S. Bouaziz. 2016. "Vertical Accuracy Assessment of SRTM Ver 4.1 and ASTER GDEM Ver 2 Using GPS Measurements in Central West of Tunisia." *Journals in Geographical Information Systems* 8: 57–64.
- Cook, J., T. Murray, A. Luckman, D. G. Vaughan, and N. E. Barrand. 2012. "A New 100-m Digital Elevation Model of the Antarctic Peninsula Derived From ASTER Global DEM: Methods and Accuracy Assessment." *Earth System Science Data* 4: 129–142. doi:10.5194/essd-4-129-2012.
- Croneborg, L., K. Saito, M. Matera, D. McKeown, and J. V. Aardt. 2015. *Digital Elevation Models. A Guidance Note on how Digital Elevation Models are Created and Used – Includes key Definitions, Sample Terms of Reference and how Best to Plan a DEM-Mission*. Washington, DC: International Bank for Reconstruction and Development.
- de Vente, J., J. Poesen, G. Verstraeten, G. Govers, M. Venmaercke, A. Van Rompaey, M. Arabkhedri, and C. Boix-Fayos. 2013. "Predicting Soil Erosion and Sediment Yield at Regional Scales: Where Do We Stand?" *Earth-System Reviews* 127: 16–29. doi:10.1016/j.earscirev.2013.08.014.
- Defourny, P., P. Bicheron, C. Brockmann, S. Bontemps, E. Van Bogaert, C. Vancutsem, J. F. Pekel, et al. 2009. "The First 300 m Global Land Cover Map for 2005 Using ENVISAT MERIS Time Series: a Product of the GlobCover System." Proceedings of the 33rd International Symposium on Remote Sensing of Environment (ISRSE), Stresa, Italy.
- Denker, H. 2005. "Evaluation of SRTM3 and GTOPO30 Terrain Data in Germany." In *GGSM 2004 IAG International Symposium*, edited by C. Jekeli, L. Bastos, and J. Fernandes, 129, 218–223. Berlin: Springer.
- Du, X., H. Guo, X. Fan, J. Zhu, Z. Yan, and Q. Zhan. 2015. "Vertical Accuracy Assessment of Freely Available Digital Elevation Models Over low-Lying Coastal Plains." *International Journal of Digital Earth* 9: 252–271. doi:10.1080/17538947.2015.1026853.
- Du, X., H. Guo, X. Fan, J. Zhu, Z. Yan, Q. Zhan, and Z. Sun. 2012. "Flood Modeling and Inundation Risk Evaluation Using Remote Sensing Imagery in Coastal Zone of China." Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2012 IEEE International.

- Farr, T. G., P. A. Rosen, E. Caro, R. Crippen, R. Duren, S. Hensley, M. Kobrick, et al. 2007. "The Shuttle Radar Topography Mission." *Reviews of Geophysics* 45 (2): RG2004. doi:10.1029/2005RG000183.
- Federal Geographic Data Committee. 1998. Geospatial Positioning Accuracy Standards, Part 3: National Standard for Spatial Data Accuracy. Subcommittee for Base Cartographic Data, p. 25.
- Foni, A., and D. Seal. 2004. "Shuttle Radar Topography Mission: An Innovative Approach to Shuttle Orbital Control." *Acta Astronautica* 54: 565–570.
- Forkuo, E. K. 2010. "Digital Terrain Modelling in a GIS Environment." *The International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* 37 (B2): 1023–1029.
- Fujita, K., R. Suzuki, T. Nuimura, and A. Sakai. 2008. "Performance of ASTER and SRTM DEMs, and Their Potential for Assessing Glacial Lakes in the Lunana Region, Bhutan Himalaya." *Journal of Glaciology* 54 (185): 220–228. doi:10.3189/002214308784886162.
- Gesch, D., M. Oimoen, Z. Zhang, D. Meyer, and J. Danielson. 2012. "Validation of the ASTER Global Digital Elevation Model Version 2 Over the Conterminous United States." International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Volume XXXIX-B4. XXII ISPRS Congress, Melbourne, Australia, 25 August -01 September 2012.
- Greenwalt, C. R., and M. E. Shultz. 1962. Principles of Error Theory and Cartographic Applications. In No. ACIC-TR-96. St. Louis, MO: Aeronautical Chart and Information Center.
- Hamylton, S. M. 2017. "Mapping Coral Reef Environments: A Review of Historical Methods, Recent Advances and Future Opportunities." *Progress in Physical Geography* 41 (6): 803–833. doi:10.1177/0309133317744998.
- Hanssen, R. F. 2001. *Radar Interferometry: Data Interpretation and Error 562 Analysis*. New York: Springer.
- Hedley, J. D., C. M. Roelfsema, I. Chollett, A. R. Harborne, S. F. Heron, S. Weeks, W. J. Skirving, et al. 2016. "Remote Sensing of Coral Reefs for Monitoring and Management: A Review." *Remote Sensing* 8: 118.
- Hilton, R. D., W. E. Featherstone, P. A. M. Berry, C. P. D. Johnson, and J. F. Kirby. 2003. "Comparison of Digital Elevation Models Over Australia and External Validation Using ERS-1 Satellite Radar Altimetry." *Australian Journal of Earth Sciences* 50 (2): 157–168. doi:10.1046/j.1440-0952.2003.00982.x.
- Hirt, C. 2014. Digital Terrain Models. Encyclopedia of Geodesy. doi:10.1007/978-3-319-02370-0_31-1.
- Hirt, C., M. S. Filmer, and W. E. Featherstone. 2010. "Comparison and Validation of the Recent Freely Available ASTER-GDEM ver1, SRTM ver4.1 and GEODATA DEM-9S ver3 Digital Elevation Models Over Australia." *Australian Journal of Earth Sciences* 57 (3): 337–347. doi:10.1080/08120091003677553.
- Hofton, M., R. Dubayah, J. B. Blair, and D. Rabine. 2006. "Validation of SRTM Elevations Over Vegetated and non-Vegetated Terrain Using Medium Footprint LIDAR." *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 72: 279–285.
- Höhle, J., and M. Höhle. 2009. "Accuracy Assessment of Digital Elevation Models by Means of Robust Statistical Methods." *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 64 (4): 398–406. <http://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2009.02.003>.
- Hu, Z., J. Peng, Y. Hou, and J. Shan. 2017. "Evaluation of Recently Released Open Global Digital Elevation Models of Hubei, China." *Remote Sensing* 9: 262. doi:10.3390/rs9030262.
- Hutchinson, M. F., J. C. Gallant. 2005. "Representation of Terrain." In *Geographical Information Systems: Principles, Techniques, Management and Applications*, edited by P. A. Longley, 105–124. Hoboken: John Wiley and Sons.
- Jain, O. A., T. Thaker, A. Chaurasia, P. Patel, and A. K. Singh. 2017. "Vertical Accuracy Evaluation of SRTMDEM-GL1, GDEM-V2, AW3D30, and CartoDEM-V3.1 of 30 m Resolution with Dual Frequency GNSS for Lower Tapi Basin India." *Geocarto International*. doi:10.1080/10106049.2017.1343392.
- Kamguia, J., C. T. Tabod, R. Nouayou, J. M. Tadjou, E. Manguelle-Dicoum, and H. L. Kande. 2007. "The Local Geoid Model of Cameroon, CGM05." *Nordic Journal of Surveying and Real Estate Research* 4 (2): 7–23.
- Kamguia, J., J. M. Tadjou, and C. Ngouanet. 2015. "The Mount Cameroon Height Determined From Ground Gravity Data, Global Navigation Satellite System Observations and Global Geopotential Models." *Ghana Journal of Science* 55 (1): 37–50.
- Kande, L. H., J. Kamguia, L. Yap, and L. Foyang. 2016. "Reference Ellipsoid Parameters of Cameroon From GPS Data." *International Journal of Geosciences* 7: 1049–1056.
- Kääb, A. 2005. "Combination of SRTM3 and Repeat ASTER Data for Deriving Alpine Glacier Flow Velocities in the Bhutan Himalaya." *Remote Sensing of Environment* 94: 463–474.
- Kiamehr, R., and L. E. Sjöberg. 2005. "Effect of the SRTM Global DEM on the Determination of a High-Resolution Geoid Model: A Case Study in Iran." *Journal of Geodesy* 79 (9): 540–551. doi:10.1007/s00190-005-0006-8.
- Kolecka, N., and J. Kozak. 2013. "Assessment of the Accuracy of SRTM C- and X-Band High Mountain Elevation Data: a Case Study of the Polish Tatra Mountains." *Pure and Applied Geophysics* 171: 897–912. doi:10.1007/s00024-013-0695-5.
- Lenzano, M. G. 2013. "Assessment of Using ASTER-Derived DTM for Glaciological Applications in the Central Andes, Mt. Aconcagua, Argentina." *Photogrammetrie-Fernerkundung-Geoinformation* 2013 (3): 197–208. doi:10.1127/1432-8364/2013/0170.
- Li, P., Z. Li, J.-P. Muller, C. Shi, and J. Liu. 2016. "A New Quality Validation of Global Digital Elevation Models Freely Available in China." *Survey Review* 48: 409–420. doi:10.1179/1752270615Y.0000000039.

- Li, Z., T. Panpan, Z. Jianmin, T. Bangsen, C. Quan, and Fu Sitao. 2015. "Permafrost Environment Monitoring on the Qinghai-Tibet Plateau Using Time Series ASAR Images." *International Journal of Digital Earth* 8 (10): 840–860. doi:10.1080/17538947.2014.923943.
- Li, P., C. Shi, Z. Li, J.-P. Muller, J. Drummond, X.Y. Li, T. Li, Y. B. Li, and J. Liu. 2012. "Evaluation of ASTER GDEM Ver. 2 Using GPS Measurements and SRTM Ver. 4.1 in China." *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, I-4, 181–186, Melbourne, August 25–September 1.
- Li, P., C. Shi, Z. H. Li, J.-P. Muller, J. Drummond, X. Y. Li, T. Li, Y. B. Li, and J. N. Liu. 2013. "Evaluation of ASTER GDEM Using GPS Benchmarks and SRTM in China." *International Journal of Remote Sensing* 34 (5): 1744–1771. doi:10.1080/01431161.2012.726752.
- Liu, L., L. Jiang, Y. Sun, C. Yi, H. Wang, and H. Hsu. 2016. "Glacier Elevation Changes (2012–2016) of the Puruogangri Ice Field on the Tibetan Plateau Derived From bi-Temporal TanDEM-X InSAR Data." *International Journal of Remote Sensing* 37 (24): 5687–5707. doi:10.1080/01431161.2016.1246777.
- Lohr, U. 1998. "Digital Elevation Models by Laser Scanning." *The Photogrammetric Record* 16 (91): 105–109.
- METI/NASA. 2009. "ASTER Global Digital Elevation Model by Ministry of Economy, Trade and Industry of Japan (METI) and the National Aeronautics and Space Administration (NASA)." <http://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp> and <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/>.
- Mukherjee, S., P. K. Joshi, S. Mukherjee, A. Ghosh, R. D. Garg, and A. Mukhopadhyay. 2013. "Evaluation of Vertical Accuracy of Open Source Digital Elevation Model (DEM)." *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 21: 205–217. doi:10.1016/j.jag.2012.09.004.
- Mukul, M., V. Srivastava, and M. Mukul. 2015. "Analysis of the Accuracy of Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) Height Models Using International Global Navigation Satellite System Service (IGS) Network." *Journal of Earth System Science* 124 (6): 1343–1357.
- Mukul, M., V. Srivastava, and M. Mukul. 2016. "Accuracy Analysis of the 2014–2015 Global Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 1 arc-sec C-Band Height Model Using International Global Navigation Satellite System Service (IGS) Network." *Journal of Earth System Science* 125: 909–917.
- Müller, J., I. Gärtner-Roer, P. Thee, and C. Ginzler. 2014. "Accuracy Assessment of Airborne Photogrammetrically Derived High-Resolution Digital Elevation Models in a High Mountain Environment." *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 98: 58–69.
- Ouerghi, S., R. F. A. ELsheikh, H. Achour, and S. Bouazi. 2015. "Evaluation and Validation of Recent Freely-Available ASTER-GDEM V.2, SRTM V.4.1 and the DEM Derived From Topographical Map Over SW Grombalia (Test Area) in North East of Tunisia." *Journal of Geographic Information System* 7: 266–279. <http://doi.org/10.4236/jgis.2015.73021>.
- Pakoksung, K., and M. Takagi. 2016. "Digital Elevation Models on Accuracy Validation and Bias Correction in Vertical." *Modeling Earth Systems and Environment* 2: 11. doi:10.1007/s40808-015-0069-3.
- Pavlis, E. C., R. H. Rapp, and T. R. Olson. 1998. "The Development of the NASA GSFC and National Imaginary and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM96." Rep. NASA/TP-1998-206861, National Aeronautics and Space Administration, Maryland, 575 pages.
- Pekel, J.-F., A. Cottam, N. Gorelick, and A. S. Belward. 2016. "High-resolution Mapping of Global Surface Water and its Long-Term Changes." *Nature* 540: 418–422. doi:10.1038/nature20584.
- Rebai, N., H. Achour, R. Chaabouni, R. Bou Kheir, and S. Bouaziz. 2013. "DEM and GIS Analysis of sub-Watersheds to Evaluate Relative Tectonic Activity. A Case Study of the North-South Axis (Central Tunisia)." *Earth Science Informatics* 6: 187–198.
- Rexer, M., and C. Hirt. 2014. "Comparison of Free High Resolution Digital Elevation Data Sets (ASTER GDEM2, SRTM v2.1/v4.1) and Validation Against Accurate Heights From the Australian National Gravity Database." *Australian Journal of Earth Sciences* 61 (2): 213–226. doi:10.1080/08120099.2014.884983.
- Rexer, M., and C. Hirt. 2016. "Evaluation of Intermediate TanDEM-X Digital Elevation Data Products Over Tasmania Using Other Digital Elevation Models and Accurate Heights From the Australian National Gravity Database." *Australian Journal of Earth Sciences* 63 (5): 599–609. doi:10.1080/08120099.2016.1238440.
- Rodriguez, E., C. S. Morris, and J. E. Belz. 2006. "A Global Assessment of the SRTM Performance." *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 72: 249–260. doi:10.14358/PERS.72.3.249.
- Rodriguez, E., C. S. Morris, J. E. Belz, E. C. Chapin, J. M. Martin, W. Daffer, and S. Hensley. 2005. An Assessment of the SRTM Topographic Products. NASA Jet Propulsion Laboratory D-31639.
- Santillan, J., and M. Makinano. 2016. "Vertical Accuracy Assessment of 30-M Resolution Alos, Aster, and Srtm Global Dems Over Northeastern Mindanao, Philippines." *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* XLI-B4: 149–156.
- Shingare, P. P., and S. S. Kale. 2013. "Review on Digital Elevation Model." *International Journal of Modern Engineering Research* 3: 2412–2418.
- Sun, G., K. J. Ranson, V. I. Kharuk, and K. Kovacs. 2003. "Validation of Surface Height From Shuttle Radar Topography Mission Using Shuttle Laser Altimeter." *Remote Sensing of Environment* 88: 401–411.

- Szabó, G., S. K. Singh, and S. Szabó. 2015. "Slope Angle and Aspect as Influencing Factors on the Accuracy of the SRTM and the ASTER GDEM Databases." *Physics and Chemistry of the Earth* 83–84: 137–145. doi:<http://doi.org/10.1016/j.pce.2015.06.003>.
- Tachikawa, T., M. Kaku, A. Iwasaki, D. Gesch, M. Oimoen, Z. Zhang, J. Danielson, et al. 2011. ASTER Global Digital Elevation Model Version 2—Summary of Validation Results. Joint Japan–US ASTER Science Team, URL:http://www.jspacesystems.or.jp/ersdac/GDEM/ver2Validation/Summary_2_validation_report_final.Pdf.
- Tadono, T., H. Nagai, H. Ishida, F. Oda, S. Naito, K. Minakawa, and H. Iwamoto. 2016. "Initial Validation of the 30 m-Mesh Global Digital Surface Model Generated by ALOS PRISM." *ISPRS – International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* XLI-B4: 157–162.
- Takaku, J., T. Tadono, and K. Tsutsui. 2014. "Generation of High Resolution Global DSM From ALOS PRISM." *ISPRS – International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* XL-4: 243–248.
- Takaku, J., T. Tadono, K. Tsutsui, and M. Ichikawa. 2016. "Validation of 'AW3D' Global DSM Generated from ALOS PRISM." *ISPRS Annals of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* III-4: 25–31.
- U.S. Geological Survey. 2000. HYDRO1k Elevation Derivative Database, Cent. for Earth Resour. Obs. and Sci., Sioux Falls, S. D. http://lta.cr.usgs.gov/products_overview/.
- Varga, M., and T. Bašić. 2015. "Accuracy Validation and Comparison of Global Digital Elevation Models Over Croatia." *International Journal of Remote Sensing* 36 (1): 170–189. doi:[10.1080/01431161.2014.994720](https://doi.org/10.1080/01431161.2014.994720).
- Vassilopoulou, S., L. Hurnia, V. Dietrich, E. Baltasviac, M. Paterakic, E. Lagiosd, and L. Parcharidis. 2002. "Orthophoto Generation Using IKONOS Imagery and High-Resolution DEM: a Case Study on Volcanic Hazard Monitoring of Nisyros Island (Greece)." *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 57: 24–38.
- Wadey, M. P., R. J. Nicholls, and C. Hutton. 2012. "Coastal Flooding in the Solent: An Integrated Analysis of Defences and Inundation." *Water* 4: 430–459. doi:[10.3390/w4020430](https://doi.org/10.3390/w4020430).
- Wood, J. 2008. "Digital Elevation Model (DEM)." In *Encyclopedia of Geographic Information Science*, edited by K. Kemp, 107–110. Thousand Oaks, CA: SAGE Publications.
- Zhan, L., G. Tang, and X. Yang. 2010. "Evaluation of SRTM DEMs" Elevation Accuracy: A Case Study in Shanxi Province." *Geographic Information Science* 26: 34–36.
- Zhao, G., H. Xue, and F. Ling. 2010. "Assessment of ASTER GDEM Performance by Comparing with SRTM and ICESat/GLAS Data in Central China." In *Proceedings of IEEE 18th International Conference on Geoinformatics*, Beijing, 1–5.
- Zwally, H. J., R. Schutz, W. Abdalati, J. Abshire, C. Bentley, J. Bufton, D. Harding, et al. 2002. "ICE Sat's Laser Measurements of Polar ice, Atmosphere, Ocean, and Land." *Journal of Geodynamics* 34 (3-4): 405–445.

Evidence for the Upwelling of Mafic Bodies into the Upper Crust beneath the N40-50°E Branch of the Pan-African Central Cameroon Shear Zone from Gravity Studies

Loudi Yap^{1,2*}, Robert Nouayou¹, Depesquidoux Tchaptchet Tchato³, Joseph Kamguia^{1,2}, Apollinaire Bouba^{1,4}

¹Department of Physics, Faculty of Sciences, University of Yaoundé 1, Yaoundé, Cameroon

²Research Laboratory in Geodesy, National Institute of Cartography, Yaoundé, Cameroon

³Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Yaoundé 1, Yaoundé, Cameroon

⁴Department of Physics, Advanced Teacher's Training College, University of Maroua, Maroua, Cameroon

Email: *loudiyap@yahoo.fr

How to cite this paper: Yap, L., Nouayou, R., Tchaptchet Tchato, D., Kamguia, J. and Bouba, A. (2018) Evidence for the Upwelling of Mafic Bodies into the Upper Crust beneath the N40-50°E Branch of the Pan-African Central Cameroon Shear Zone from Gravity Studies. *Open Journal of Geology*, 8, 278-297.

<https://doi.org/10.4236/ojg.2018.83018>

Received: May 31, 2017

Accepted: March 24, 2018

Published: March 27, 2018

Copyright © 2018 by authors and Scientific Research Publishing Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

Abstract

The existence of mafic bodies at mid crustal level beneath the Pan-African Central Cameroon Shear Zone is still a matter of debate. To provide additional constrains on this issue, the crust of the west region of Cameroon has been investigated using gravity data. Analyses of these data show N40-50°E oriented iso-anomal contours in the Bafoussam area, interpreted as the N40-50°E branch of the Central Cameroon Shear Zone. In addition, spectral analysis and 2.5D gravity modeling reveal intrusions of mafic bodies at depth between 3.2 and 14.2 km under N40-50°E aligned volcanic centers, namely Mt Bambouto and Mt Mbapit. The above observations suggest a structurally controlled emplacement of the mafic bodies. In the light of the recent geophysical data, the interaction between the NE-ward channel flow operating at the bottom of the lithosphere or the asthenosphere upwelling and the Cameroon Shear Zone could better explain the magma upwelling in the upper crust. This result is the novelty of the present work.

Keywords

West Region, Mafic Bodies, Central Cameroon Shear Zone, Gravity, 2.5D Modelling

1. Introduction

The crust at the northern margin of the Congo Craton overprinted by a network

of Pan-African shear zone (Figure 1(a)) has benefited from many geophysical studies [1]-[10] which have improved our knowledge about the crustal structure and even mantle beneath the Cameroon territory.

However, there is no consensus on the upper crustal structure, especially about the existence of intrusions at mid-crustal level. Some authors [5] [6] [7] [8] [9] [11] forwarded that there is heterogeneity at mid crustal levels made by upwelling of magmatic body beneath the central Cameroon domain. Others [4] [13] [14] [15], rather stated that there is no mafic intrusion because the crustal was not significantly modified. In order to provide constrain on this issue, the west Region of Cameroon which contains not only the N40-50°E branch of Central

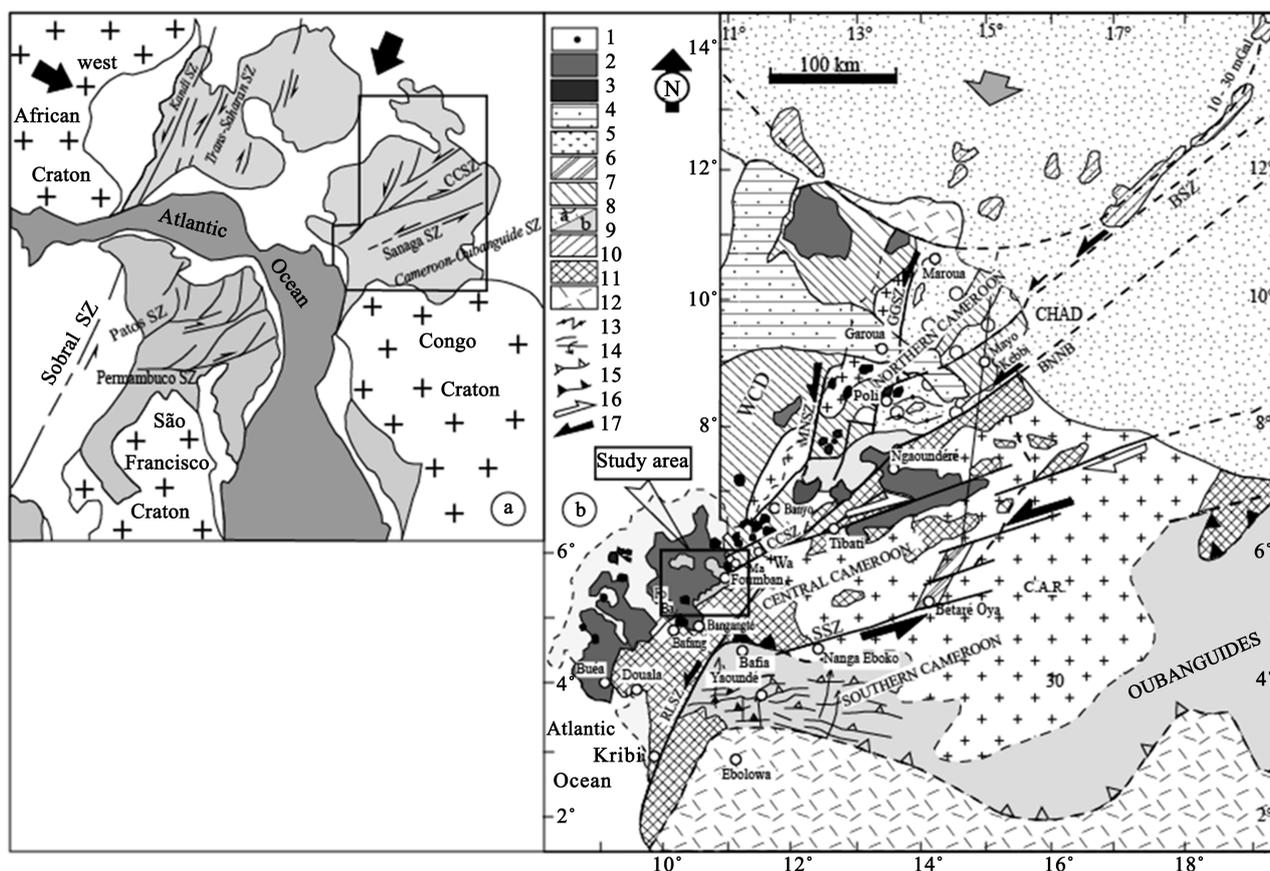


Figure 1. (a) Pan-African shear zone network in pre-Mesozoic reconstruction (after Caby 1989, modified). SZ = Shear Zone: C = Cameroon area; (b) Pan-African structural map of Cameroon and localization of the study area (modified from [12]). 1: Quaternary sediments; 2: Cameroon Line Volcanism; 3: Cameroon Line plutonism; 4: Mesozoic sediments (Benue through); 5: Late syntectonic subalkaline granitoids; 6: Lom syntectonic basin (meta-sediments, conglomerates, volcanic ashes and lavas); 7: Western Cameroon Domain (WCD: early syntectonic basic to intermediate calc-alkaline intrusions, 660 - 600 Ma); 8a: Poli Group (active margin Neoproterozoic supracrustal and juvenile intrusions) 8b: Yaounde Group (intracratonic deposits); 9: Massena-Ounianga gravity highs (10 - 30 mGal); 10: Adamawa-Yadé and Nyong Paleoproterozoic remnants; 11: Craton and inferred craton; 12: S₂ foliation and L₂ lineation trends; 13: F₂ upright and overturned antiforms; 14: syn-D₂ main frontal thrust zone; 15: syn-D₁ thrust zone (separates the LP to MP zone in the North from the HP zone in South); 16: Syn-D₃ sense of shear movement; 17: Syn-D₂ sense of shear movement. Large grey arrow represents Syn-D₁₋₃ regional main stress direction. Thick lines = shear zones (SZ): BSZ = Balché SZ; BNMB = Buffle Noir-Mayo Baléo SZ; CCSZ = Cameroon Central SZ; GGSZ = Godé-Gormaya SZ; MNSZ = Mayo Nolti SZ; RLSZ = Rocher du Loup SZ; SSZ = Sanaga SZ; Ma = Magha; Wa = Wakaa. Small squares: Ba = Bandja complex; Fo = Fomopéa complex.

Cameroon Shear Zone (CCSZ) but also flood basalts, volcanic centers and volcanic lakes, whose alignment coincides with the orientation of that branch, makes it a key area to be investigated. Moreover, no detailed geophysical studies were done in the area and constitute an excellent area to assess the relationship between the upwelling of mafic intrusion and the Pan-African CCSZ. To improve our knowledge about the aforementioned issue, the geophysical study using gravity data aims to 1) identify the major density discontinuities in the upper crust from spectral analysis; 2) constrain the 2.5D gravity modelling of the upper crustal structure in the area; 3) correlate the results obtained, to those reported in N60-70°E branch exposed in the Adamawa plateau. These will be used to identify the implication of CCSZ in the upwelling of mafic body into the upper crust.

2. Geological Setting

The study area belongs to the Adamawa-Yadé domain [12] of the Central African Fold Belt in Cameroon (**Figure 1(b)**). It is made up of (**Figure 2**) an assemblage of high grade gneiss 1) 2100 Ma old Paleoproterozoic granulites-facies rocks occurring in Kekem [12], Tonga [16] and the area of Bafia [17], 2) Neoproterozoic metasedimentary rocks [18] [19] which contains amphibolites xenoliths. These gneisses are affected by NE striking ductile transcurrent/transpression shear zone known as Foumban-Foutoni shear zone [20] [21] [22] [23] which has controlled the emplacement of 610 to 570 Ma post-collision granitoids (leucogranites, granites, syenites) of high-K calc-alkaline, peraluminous and shoshonitic affinities [21] [24] [25].

These basement rocks are cross cut by 420 Ma Paleozoic sub-alkaline tholeiites basalt dyke swarms [27] [28] in the area of Dschang, Baham and Bafoussam. They are considered as within-plate magmatism developed in rift setting in relation with the opening of the South Atlantic Ocean [28]. The above mentioned rocks are associated with Cenozoic to Recent magmatic rocks. The latter consists of anorogenic complexes (e.g.: Nda Ali massif; Nkogam massif) and centers such as Mt Bambouto, Mt Mbapit [29], Mt Bana [30], Mt Bangou [31] and flood basalts. This displays a various chemical affinities which include alkaline [32]; transitional [31] and tholeiitic [30].

3. Data Sources and Methods

3.1. The Origin of Gravity Data

The gravity data used in this study were collected during several surveys carried out in Cameroon by IRD (Institut de Recherche pour le Développement, France) between 1963 and 1968 [33] and released by the Bureau Gravimétrique International (BGI). The data was collected at 4 km mean intervals at all gravity stations including base stations, on all available roads and tracks in the area, using Worden and Lacoste & Romberg gravimeters with a mean resolution of 0.01 mGal [34]. The estimated accuracy for the gravity measurement is about 0.2 mGal

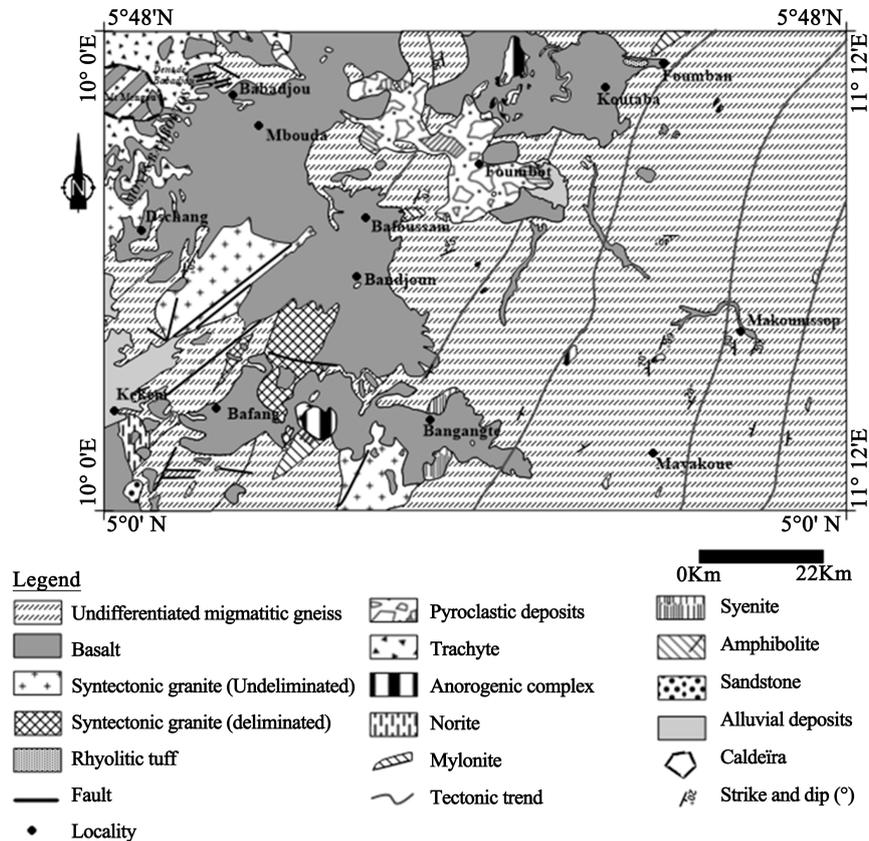


Figure 2. Geological map of the studied area (after [26], modified).

[35]. All gravity measurements are tied to the International Gravity Standardization Network 1971 (IGSN71) datum after correction of luni-solar effect and instrumental drift. To determine the free air anomaly, the linear vertical gradient of 0.3086 mGal/m was used to approximate free air correction. In order to take care of the gravitational effect of the horizontal infinite slab of rock between the gravity station and the datum, the Bouguer correction is applied with a density reduction of $2.67 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Due to the presence of relatively smooth topography, no terrain correction was added. Indeed, care is taken to avoid sitting gravity stations in the vicinity of local and very important topographic features, and is on a regional scale on the same average level topography [34] [36]. The Bouguer anomaly map of the area is obtained after interpolation, using the continuous curvature gridding algorithm and contoured in the Generic Mapping Tools (GMT) software [37].

3.2. Method for Estimating the Optimum Upward-Continuation Height for Gravity Separation

The Bouguer gravity anomalies include the effect of deep and shallow sources reflecting the lateral inhomogeneities in each. In order to enhance the signatures of mafic materials into the upper crust, observed data are separated into regional and residual anomalies [38] using polynomial fitting based on the least-squares method. In order to choose the order of the regional field which fixes the resi-

dual one, this method which is the most flexible and efficient analytical technique [39] [40] is combined with optimum upward continuation method [38] to determine the best surface representing regional field. The selection criterion of the regional field is the more objective, as it is based on the correlation between the regional analytical and the regional spectral. This correlation also determines the depth of investigation and takes into account the variations of Bouguer anomalies in all the directions [41] [42]. Indeed, to derive an optimum upward continuation height h_0 for gravity separation, the empirical method of [41] was used.

The upward continuation is a method used to separate a regional gravity anomaly resulting from deep sources from the observed gravity [41]. The optimum upward continuation height is obtained by the maximum cross correlation between the upward continued fields at the successive heights which presents a maximum deflection. More details concerning the steps of data treatment are found in [41] [42] [43] and references therein.

3.3. Estimation Method of the Investigation Depth

The investigation depth is the maximum depth of the sources whose anomalies constitute the residual field. This depth is fixed by optimum upward continuation height h_0 . Indeed, on the basis of a model of basement made up of an assembly of thin layers, [44] showed that the power spectrum of regional and residual fields can be expressed in the form of:

$$P_{reg}(k) = c \cdot \frac{s(k)}{2k\Delta z} e^{-2kz_0} \quad (1)$$

$$P_{res}(k) = c \cdot \frac{s(k)}{2k\Delta z} (1 - e^{-2kz_0}) \quad (2)$$

where $s(k)$ is the power spectrum of a density distribution of a thin layer; k is the radial wave number ($k = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$); Δz is the vertical space between the thin layers.

The residual field is caused by the thin layer situated above the depth h_0 and the regional field is caused by the thin layers situated below the depth h_0 . The power spectrum of the total field is given by:

$$P(k) = P_{reg}(k) + P_{res}(k) = C \cdot \frac{s(k)}{2k\Delta z} \quad (3)$$

when $P(k)$ is multiplied by the filter $F(k) = e^{-2kz_0}$ we obtain $P_{reg}(k)$. In the Fourier domain, $F(k) = e^{-2kz_0}$ is the operator which, applied to the Bouguer anomaly, permits the extraction of the regional anomaly. Its expression shows that it also corresponds to the filter of the upward continuation at the height $2Z_0$. Thus, the upward continuation at the height Z_0 eliminates the effect of the sources situated above the depth $\frac{Z_0}{2}$.

3.4. Method of Source-Depth Estimation Using Spectral Analysis

The spectral analysis is an interpretation technique based on the study of power

spectrum properties. This method, applying on profiles as well as on data grids, was carried out through 2-D Fast Fourier Transform (FFT), to estimate depths for the major structures which cause the measured anomaly.

According to this method, as described by [45], the depth of a perturbing body source is obtained from the negative slope of the linear relationship between the logarithmic power spectrum and the wave number of the gravity field. This method is well established and proved its usefulness in schemes of interpretation in gravity [35] [46] [47] [48].

3.5. 2.5D Forward Modelling

The 2.5D gravity modelling was carried out using the interactive computer program GRAV2DC [49] based on the Talwani algorithm, to calculate the anomaly due to various subsurface structures along a profile [50] [51]. This program requires the strike length, investigation depth, density contrasts and a number of points along a profile. In the program, a calculated anomaly is constructed as generated by a model of subsurface represented by polygons. The best model is obtained when the theoretical anomaly matches closely the observed data. In order to constrain the gravity modeling process, all the available independent information have been taken into account, namely the geological knowledge, results of spectral analysis and previous estimation of investigation depth.

4. Results

4.1. Analysis of Bouguer Anomaly

The Bouguer gravity anomaly map of the study area displays negative value from -48 to -110 mGal (**Figure 3**).

The relatively positive and negative anomalies are symmetrically opposed, with respect to NE-SW direction that constitutes the transition zone. The relatively negative anomalies (-80 to -110 mGal) cover the localities of Mbouda and Fokoué with the minima (-110 mGal) centered at the extreme NW of the area. This feature could be related to the caldera of Mt Bambouto which is made up of low density felsic lavas such as trachyte, ignimbrite and phonolite [52]. The relatively positive anomalies (-68 to -50 mGal) are restricted in the extreme SE and SW of the study area. These values are probably due to Precambrian high grade gneiss outcropping at the SE and the association of norite and Precambrian-high grade gneiss in the area of Kekem, respectively. Both areas mentioned above are separated by a NE-SW striking corridor which is delineated in its northern border by NE-SW highly tight anomaly gradient in the area of Bafoussam. This gradient may be the geophysical signature of the N40-50°E branch of the Pan-African Central Cameroon Shear Zone in the area. Contrarily, in its southern border, an arc shaped iso-anomaly counter, matches the geometry of Bazou granitic massif. In addition, negative anomalies are observed at Bangou with nearly circular shaped contours. This is probably due to the intrusion of Bangou granitic massif.

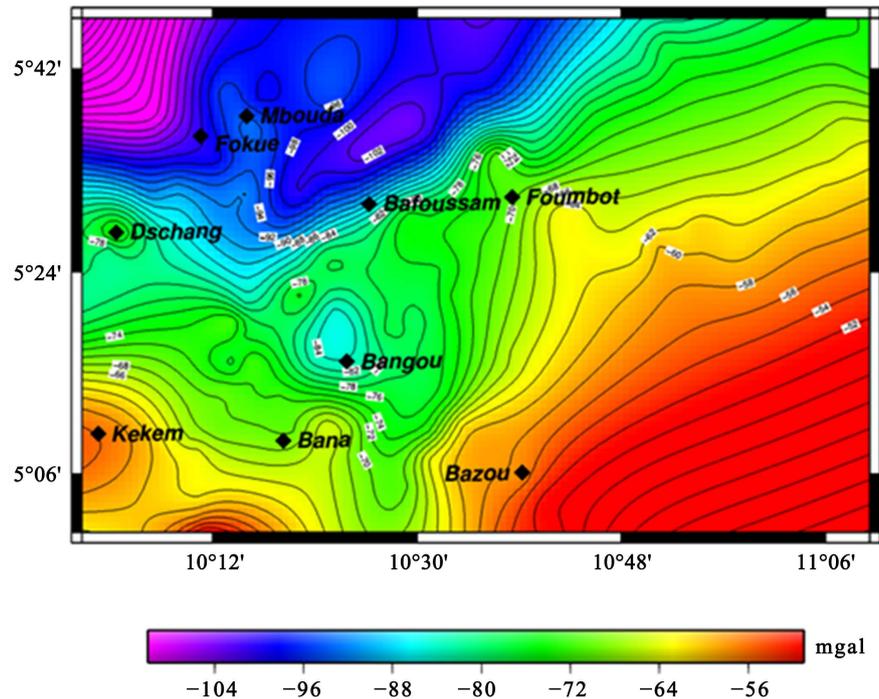


Figure 3. Bouguer gravity anomaly map of the study area (intervals: 2 mGals; color-scale unit: mGal; projection: Mercator).

4.2. Estimation of the Optimum Upward-Continuation Height for Gravity Separation and Investigation Depth

In order to derive an optimum upward continuation height H_0 for regional-residual gravity separation, the correlation factor is plotted as a function of increasing continuation height (**Figure 4(a)**). This is done in such a way that, each correlation factor corresponds to the lower of the two successive heights. The deflection (denoted C on **Figure 4(a)**) at each height is given by the gap between the correlation factor curve and the line joining the two ends of the curve.

The curve showing the deflection at each height (**Figure 4(b)**) attains a maximum at the height $H_0 = 35$ km, corresponding to the optimum upward continuation height.

To choose the order of the regional field which fixes the residual one, we calculate the coefficients of correlation between the upward continued Bouguer field at $H_0 = 35$ km and the regional anomaly field for various orders. We have used the Fourpot program to calculate the upward continuation [53]. The results are presented in the graph of **Figure 4(c)**. It is noted that the upward continued Bouguer field at optimum height has a maximum correlation with the regional anomaly field of order 1. The correlation coefficient factor which imposes the polynomial order selection is very high and equals to 0.99119. This polynomial degree is particular interesting as we have a better chance of locating the roof of intrusive igneous rocks situated in the upper crust.

As far as the investigation depth in this region is concerned, it is situated at

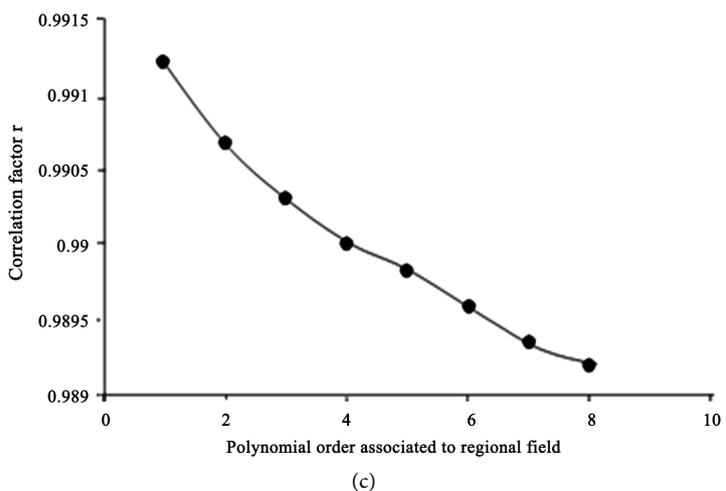
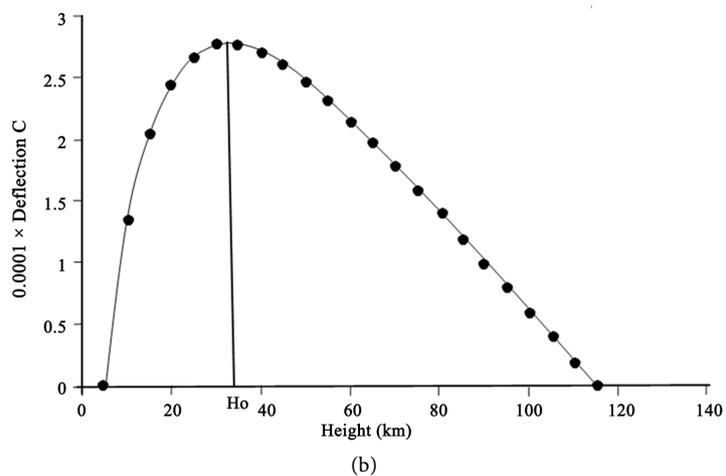
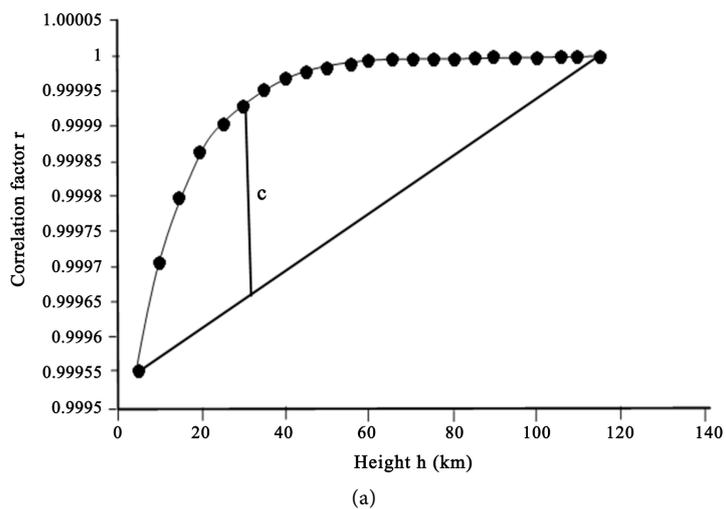


Figure 4. (a) Cross-correlation between two successive upward continued gravity field as a function of the continuation height; C is the deflection; (b) Deflection C as a function of the continuation height. H_0 is optimum upward continuation height; (c) Cross-correlation between upward continued gravity field at $H_0 = 35$ km and regional gravity anomaly as function of the polynomial order associated to the regional gravity field (c).

the height $h = 17.5$ km (Section 3.3: Estimation method of the investigation depth). Consequently, the residual gravity anomaly in the region will highlight essentially the structures which do not exceed the height $h = 17.5$ km.

The curve showing the deflection at each height (**Figure 4(b)**) attains a maximum at the height $H_0 = 35$ km, corresponding to the optimum upward continuation height.

To choose the order of the regional field which fixes the residual one, we calculate the coefficients of correlation between the upward continued Bouguer field at $H_0 = 35$ km and the regional anomaly field for various orders. We have used the Fourpot program to calculate the upward continuation [53]. The results are presented in the graph of **Figure 4(c)**. It is noted that the upward continued Bouguer field at optimum height has a maximum correlation with the regional anomaly field of order 1. The correlation coefficient factor which imposes the polynomial order selection is very high and equals to 0.99119. This polynomial degree is particularly interesting as we have a better chance of locating the roof of intrusive igneous rocks situated in the upper crust.

4.3. Analysis of Residual Gravity Anomaly

The first order residual anomaly map (**Figure 5**) shows relatively positive anomaly ranging from -16 to 28 mGal with sub-circular shapes whose maxima are located in the localities of Dschang, Kekem and around Foubot.

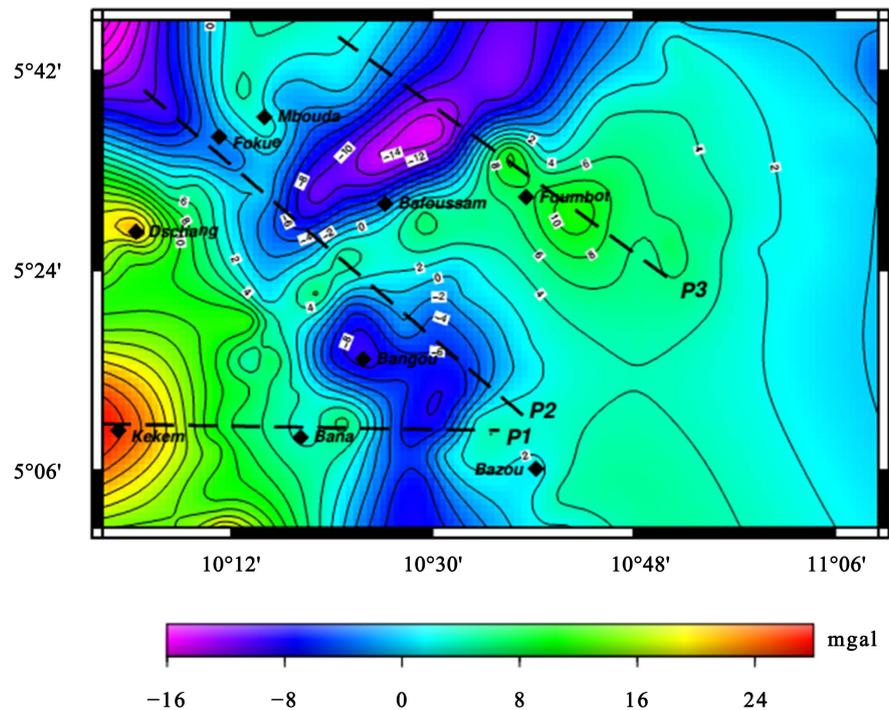


Figure 5. Residual anomaly map of the study area (Contour interval: 2 mGals; color-scale unit: mGal; projection: Mercator). Black squares represent locations of some towns in the studied area and the dashed lines represent the profiles used for the gravity models shown on **Figure 8**.

These maxima are likely related to the intrusion of mafic dense rocks. Three low gravity anomaly domains are observed on the map. The first area with minima values were observed at the extreme NW of the map, where the contours are slightly elongated towards the SE. This could be related to the emplacement of Babadjou volcanic plug associated to low density materials such as trachytes, rhyolites and phonolites that form the caldera.

The second area (-14 mGal) is sandwiched between Mbouda and Bafoussam with NE-SW oriented iso-anomal contours, are bordered by high gradient anomaly. These gradients are the signature of the SW prolongation of the N40-50°E branch of the Pan-African Central Cameroon Shear Zone in the Area [54]. The low anomaly observed may be due to the emplacement of the sheet-like granitoids reported in the area [22] [25] and volcanic low density products (pyroclastic materials) emitted through the Baleng Lake exposed in the area. The third low gravity anomaly area in Bangou, displays a NW-SE oriented which then curves into N20°E and comes back to the NW-SE trend. This feature is probably related to post-tectonic emplacement of low density materials (Bangou granite).

4.4. Spectral Analysis Results

In order to determine the depth of the major density discontinuities in the upper crust, three plots of the logarithm function of the average power spectrum versus the wave number for the gravity residual anomaly were derived (Figure 6). The high wave number position is due to the shallow bodies while the deep seated bodies cause the low wave number. From the deepest to the shallowest, three depths assumed to correlate with the upper crustal density discontinuities have been interpreted.

The mean depth estimates for the deepest discontinuity in the upper crust, along the NW-SE oriented P2 gravity residual profile is $H1 = 18 \pm 1$ km.

The depth $H1 = 18 \pm 1$ km may probably correspond to an interface between the upper and the lower crust in the region. This result ties very closely with the investigation depth of 17.5 km, determined through the upward continuation method and is consistent with that mentioned by [9].

Along the profile P3 crossing the Mbapit Massif, the depth of 14 ± 1 km may probably indicate the ascent of the volcanic rocks. This result is consistent with that obtained by [9], interpreted to be related to the Cameroon Volcanic Line (CVL). Depth estimates of 10.5 ± 0.5 km, 10.3 ± 0.5 km respectively for NW-SE oriented P2 profile and E-W oriented P1 profile may also explain the uplift of the volcanic materials along those profiles. Moreover, the depth $H = 3.2 \pm 0.2$ km shallowest one, obtained along the NW-SE oriented P2 and P3 profiles, may be associated to the recovery depth of the trachyte in the Mbouda area while those for P3 profile, crossing the Mbapit Massif may correspond to the base of rhyolitic tuff observed around this massif. Again, we observed that this ascent is very important around the Bana Complex, Mbapit Massif, and volcanic plug of Babadjou and in the FongoTongo area. All those areas are dominated by the

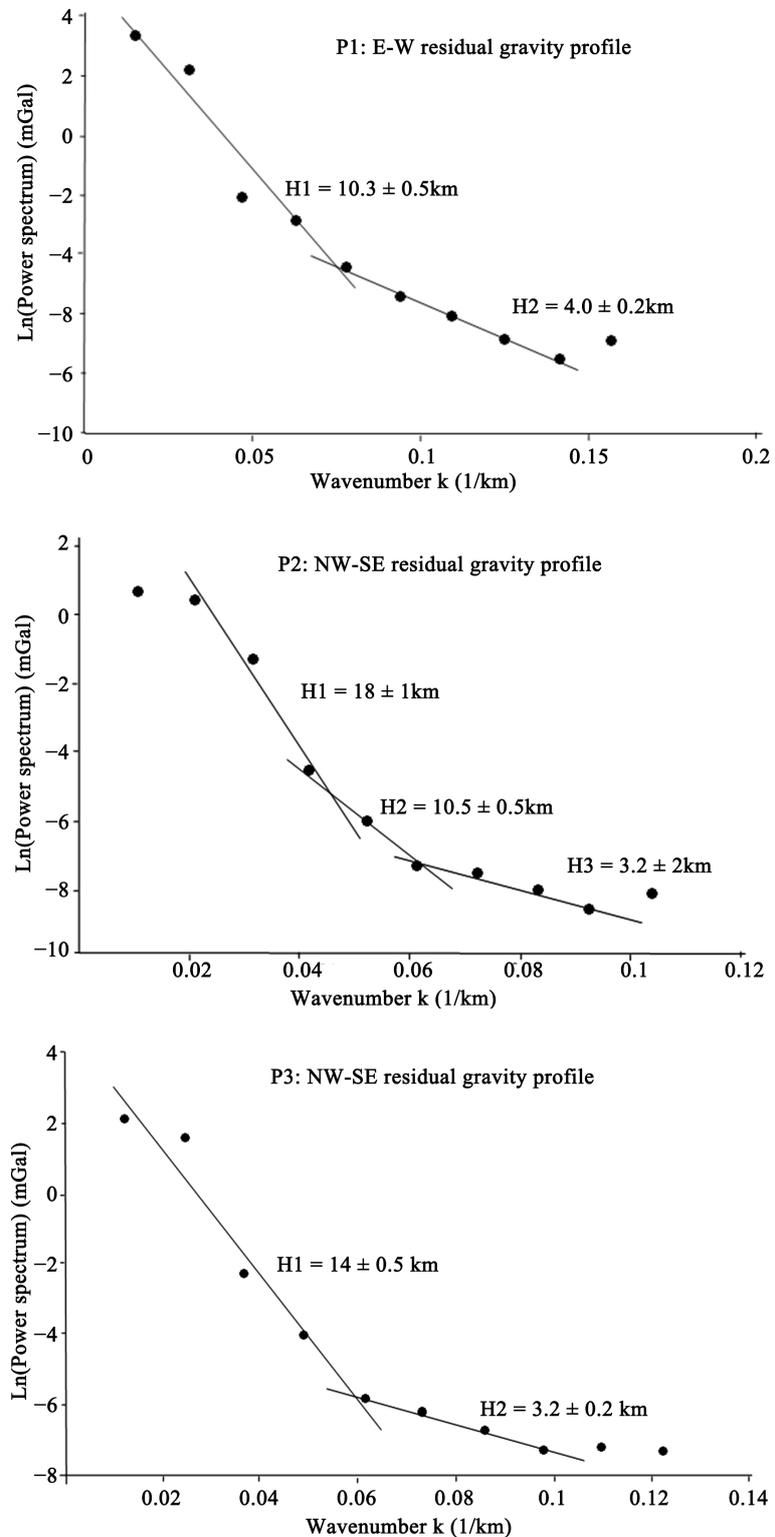


Figure 6. Power spectral analysis of gravity data. Plots of logarithm averaged power spectrum of the residual gravity anomaly over the West area versus the wavenumber (frequency) for profiles P1 oriented along E-W and P2 and P3 oriented along NW-SE. H1: deep density contrast plane corresponding to high wavenumber; H2: shallow density contrast plane low wavenumber are estimated from the negative slope of the corresponding segments.

Cenozoic to Tertiary volcanic rocks. The depth estimate of 4.0 ± 0.2 km along E-W oriented P1 profile may be ascribed to the emplacement of norite in the area of Kekem.

4.5. 2.5D Gravity Forward Results

For a more detail study of the structure of the upper crust and to have a proper understanding of the emplacement of mafic body into the upper crust in the area, three profiles are selected. To constrain the gravity models, all the available independent information (geological knowledge, results of spectral analysis, previous estimation of investigation depth) have been taken into account. The density contrasts used in this section are determined from the density values published in [6] [55], which vary in the following ranges (in $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$): 2.50 - 2.81 for granite; 2.50 - 2.80 for trachyte; 2.35 - 2.70 for rhyolite; 2.59 - 3.0 for gneiss; 2.4 - 3.1 for migmatites; 2.70 - 3.30 for basalts. The density contrasts are calculated relative to gneiss which is considered as the host rock. In all of the model profiles, the observed residual anomaly is plotted as black solid dots and the gravity response of the model is a thin black curve.

The E-W P1 profile (Figure 7) shows a high anomaly, decreasing towards the west and displays a graben-horst like outline with steep slopes.

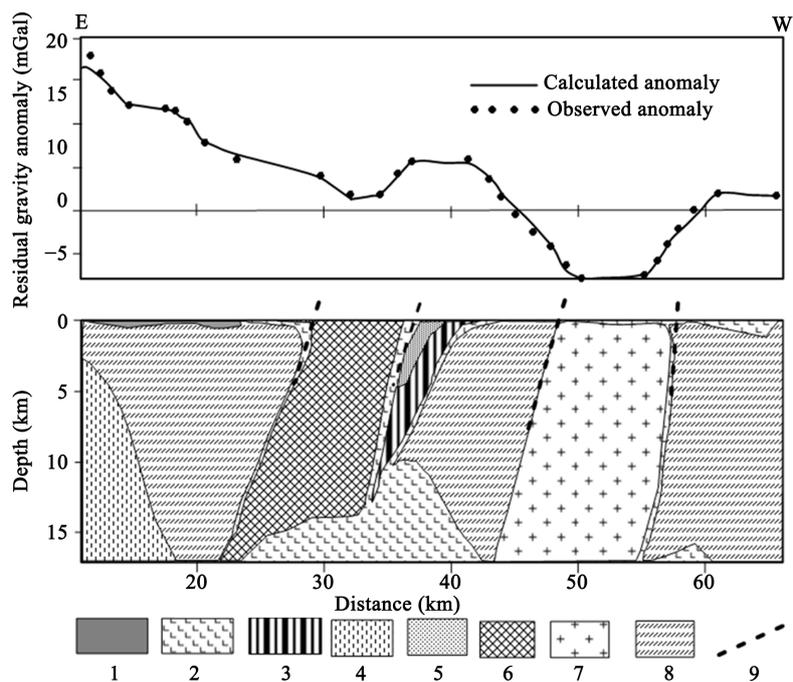


Figure 7. 2.5D residual gravity model of E-WP1 profile of Figure 5. The upper panel shows calculated and observed residual gravity anomaly and lower section shows the adopted model distributions. Black dots show observed anomaly and solid curve shows calculated anomaly. 1: Alluvial deposit $\rho = 2.4 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 2: Mafic body $\rho = 2.85 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 3: Anorogenic complex of Bana: $\rho = 2.65 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 4: Norite $\rho = 2.92 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 5: Trachyte $\rho = 2.6 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 6: Syntectonic granite (delimited) $\rho = 2.65 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 7: Syntectonic granite (undelimited) $\rho = 2.65 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 8: Gneiss $\rho = 2.7 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 9: Proposed fault.

The high anomaly is likely due to the ascension of dense basic rocks; probably norite with density of $\rho = 2.92 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, whose roof is emplaced at depth of about 3.8 km outcropping at Kekem. The horst-shaped section of the profile is related to the upwelling of the mafic body whose roof is located at a depth of about 10 km. This is consistent with the spectral analysis results which reveal contrast density at 10 km of depth. At the end of the profile, the large graben like shape is related to the emplacement of a dipping 14 km width tabular Bazou granite.

The NW-SE oriented P2 profile displays a successive graben and horst-like curve (Figure 8). This feature is likely due to multiple intrusion of granite sheet of various dimensions in the area.

The graben-like curve corresponds to Fomopéa, Batié and Bazou granites with density of $\rho = 2.65 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, respectively from NW to SE along the profile.

However, the upwelling of the dense basic materials with density of $\rho = 2.85 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ whose roof is located between 13.5 km and 16.5 km can be observed. The steep gradient which separates the graben and horst-like shape of gravity anomaly may correspond to the granite gneiss discontinuity. The latter are interpreted to be a weakness zone which constitutes the pathway for magma ascent. This shear zone coincides with the N40-50°E branch of CCSZ [21] [22] [23].

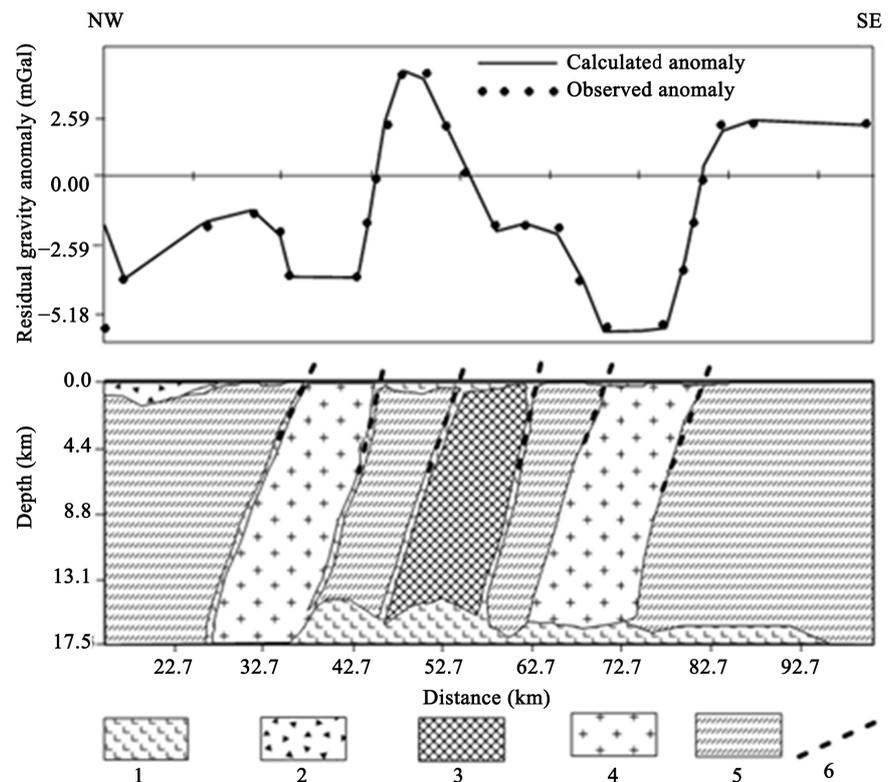


Figure 8. 2.5D residual gravity model of NW-SEP2 profile of Figure 5. The upper panel shows calculated and observed residual gravity anomaly and lower section shows the adopted model distributions. Black dots show observed anomaly and solid curve shows calculated anomaly. 1: Mafic body $\rho = 2.85 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 2: Trachyte $\rho = 2.6 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 3: Syntectonic granite (delimited) $\rho = 2.65 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 4: Syntectonic granite (undelimited) $\rho = 2.65 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 5: Gneiss $\rho = 2.7 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 6: Proposed fault.

At the beginning of the NW-SE oriented P3 profile (Figure 9), the low gravity anomaly with amplitude not greater than 4 mGal are observed. This anomaly may be associated to the internal influence of large granitic rocks occurring in the area.

The high but increasing anomaly value following the latter observed, is likely due to the intrusion of the basic mafic rocks whose roof is located at 3.2 km under the Mbapit Massif. This uppermost ascension could be explained by the intense volcanic activity occurring in the area. The steep gradient of the gravity anomaly observed in the area may correspond to a lateral granite-gneiss discontinuity. The progressive lateral discontinuities constitute the pathway for magmatic materials to reach to earth's surface.

5. Discussion

5.1. Intrusion of the Mafic Bodies beneath the N40-50°E Striking Shear Zone

The Bouguer and residual gravity anomaly maps reveal a N40-50°E-directed highly tight gradient anomaly in the Bafoussam area. Tight gradient anomaly is commonly interpreted as fault [6] [48]. Therefore, the same interpretation can be

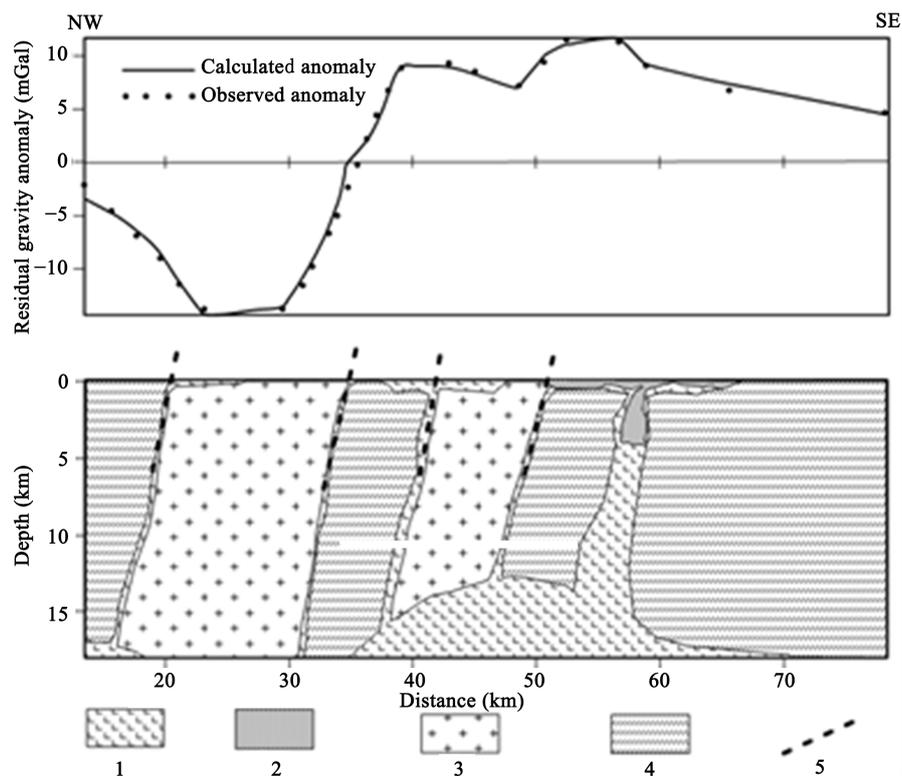


Figure 9. 2.5D residual gravity model of NW-SEP3 profile of Figure 5. The upper panel shows calculated and observed residual gravity anomaly and lower section shows the adopted model distributions. Black dots show observed anomaly and solid curve shows calculated anomaly. 1: Mafic body $\rho = 2.85 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 2: Rhyolitic tuff $\rho = 2.53 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 3: Syntectonic granite (undelimited) $\rho = 2.65 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 4: Gneiss $\rho = 2.7 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 5: Proposed fault.

envisaged for the Bafoussam area. Further, this feature is consistent with the sub-vertical N40°-50°E striking mylonitic band known as the N40-50°E branch of the Cameroon Central Shear Zone [20] [21] [22] [23]. Moreover, 2.5D gravity modeling shows that the mafic denser bodies are elongated under the N40-50°E strike lineament which corresponds to the Fouban-Foutoni shear zone [23] and also indicates that magma ascent into the surface is closely associated with that shear zone. In addition, the spectral analysis and 2.5D gravity modeling reveal the emplacement of mafic denser body at depth comprised between 3 and 14 km with the highest roof of mafic intrusion under volcanic centers (e.g. 3.2 ± 0.2 km under Mt Bamboubo and Mt Mbapit volcanic massifs). These NE aligned volcanic centers under which the highest roofs are observed matches well with the NE striking CCSZ, which suggest a possible relation between the shear zone and the emplacement of the mafic bodies. Similarly, denser mafic bodies were also reported beneath the Adamawa from gravity studies [6] [9] [11], which constitutes the N60-70°E branch of the CCSZ. Beneath the N60-N70°E-directed strike slip shear zone known as the Adamawa Shear Zone (ASZ) which has been proven to result from transcurrent tectonic [20] [55], are closely run by dense materials at depths varying between 5 and 10 km. This is interpreted as an igneous intrusion probably of basaltic composition emplaced in relation to the magmatic activities in the area [6] [9] [11]. The close relationship between the Adamawa Shear Zone and the magma ascent into the surface or the intrusion of mafic materials into the upper crust, suggested that their emplacement was facilitated by the reactivation of the Adamawa Shear Zone [6] [7]. However, there is no consensus from the interpretation from seismic studies. A low velocity zone at 10 km with V_p/V_s bracketed between 1.88 and 1.6 was revealed by [5]. This intermediate value are probably originated from low mafic intrusions restricted under CVL as evidence gravity studies [6] [7] [8] [9] [11] and VP speed recorded in many seismic stations [5]. However, the low velocity comprised between 1.6 and 1.88 characterizes granitic and mafic materials respectively. This intermediate value is likely related to the upwelling of the denser mafic body as seismic stations are away from volcanic centers (more than 65 km) under which the magma upwelling is recorded.

5.2. Mechanism of the Mafic Body Intrusion in the Upper Crust

The study area is part of the central domain of the Pan-African fold belt, which is characterized by a network of Pan-African transcurrent/transpressional shear zone. It strikes N60-N70°E in the area of the Adamawa region [6] [11] [20] [34] [55] [56] which turn into N40°E in the Fouban-Fotouni area [20] [21] [22] [23]. This feature is a part of the central Africa shear zone which runs to Dafur in Sudan and presumed to trace into Pernambuco in north east Brazil. Gravity studies carried out either in the N70°E striking shear zone in the area of Adamawa [6] [7] [11] or in the N40-50°E in west region (this study) reveal the existence of mafic bodies at depth between 3 and 14 km with the highest roof of the

mafic intrusion (this study) under the Cenozoic volcanic centers. Furthermore, in CCSZ the lithosphere is thinned following asthenospheric upwelling [11] or basal erosion [1] [2]. As CCSZ is deep-seated lithospheric-scale structure [9] [11] [22], it might have served as pathways for magma upwelling and crystallization into the upper crust.

6. Conclusion

The Bouguer and the residual gravity anomaly maps reveal N40-50°E oriented iso-anomal contours associated to negative anomaly, related to low density materials corresponding to sheeted-like granite and felsic lavas (trachyte and rhyolite). This feature corresponds to geophysical signature of N40-50°E branch of the Pan-African CCSZ in the west region. Moreover, the spectral analysis and 2.5D gravity modelling evidence the upwelling of mafic bodies at depth situated between 3.2 km to 14.2 km beneath the N40-50°E branch of the Pan-African CCSZ. The magma ascent in the upper crust beneath the N40-50°E branch is similar to that reported in the Adamawa plateau. The emplacement of these bodies into the upper crust could be related to the interaction between the NE-ward channel flow operating at the bottom of the lithosphere or the asthenosphere upwelling and the deep seated CCSZ. Further geophysical studies from combined more recent ground gravity data and GOCE satellite data will help to constrain the deeper seated features necessary to improve knowledge about the upwelling of mafic bodies beneath the Pan-African Central Cameroon Shear Zone.

Acknowledgements

We express our gratitude to IRD (Institut de Recherche pour le Développement, France) for providing the gravity data used in this study. We also appreciate the anonymous reviewers for their comments and suggestions which helped them improve the paper.

Avoid the stilted expression, “One of us (R. B. G.) thanks ...” Instead, try “R. B. G. thanks”. Do NOT put sponsor acknowledgements in the unnumbered footnote on the first page, but at here.

References

- [1] Adams, A.N., Wiens, D.A., Nyblade, A.A., Euler, G.G., Shore, P.J. and Tibi, R. (2015) Lithospheric Instability and the Source of the Cameroon Volcanic Line: Evidence from Rayleigh Wave Phase Velocity Tomography. *Journal of Geophysical Research*, **120**, 1708-1727. <https://doi.org/10.1002/2014JB011580>
- [2] De Plaen, R.S.M., Bastow, I.D., Chambers, E.L., Keir, D., Gallacher, R.J. and Keane, J. (2014) The Development of Magmatism along the Cameroon Volcanic Line: Evidence from Seismicity and Seismic Anisotropy. *Journal of Geophysical Research*, **119**, 4233-4252. <https://doi.org/10.1002/2013JB010583>
- [3] Elsheikh, A.A., Gao, S.S. and Liu, K.H. (2014) Formation of the Cameroon Volcanic Line by Lithospheric Basal Erosion: Insight from Mantle Seismic Anisotropy. *Jour-*

- nal of African Earth Sciences*, **100**, 96-108.
<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.06.011>
- [4] Gallacher, R.J. and Bastow, I.D. (2012) The Development of Magmatism along the Cameroon Volcanic Line: Evidence from Teleseismic Receiver Functions. *Tectonics*, **31**, TC3018. <https://doi.org/10.1029/2011TC003028>
- [5] Tokam, K.A.P., Tabod, C.T., Nyblade, A.A., Julia, J., Wiens, D.A. and Pasyanos, M. (2010) Structure of the Crust beneath Cameroon, West Africa, from the Joint Inversion of Rayleigh Wave Group Velocities and Receiver Functions. *Geophysical Journal International*, **183**, 1061-1076.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04776.x>
- [6] Noutchogwe, T.C., Tabod, C.T. and Manguelle-Dicoum, E. (2006) A Gravity Study of the Crust beneath the Adamawa Fault Zone, West Central Africa. *Journal of Geophysics and Engineering*, **3**, 82-89. <https://doi.org/10.1088/1742-2132/3/1/009>
- [7] Noutchogwe, T.C., Koumetio, F. and Manguelle-Dicoum, E. (2010) Structural Features of South-Adamawa (Cameroon) Inferred from Magnetic Anomalies: Hydrogeological Implications C.R. *Geoscience*, **342**, 467-474.
<https://doi.org/10.1016/j.crte.2010.03.004>
- [8] Jean, M., Abate, E.J.M., Nouck, P.N., Ngatchou, H.E., Oyoa, V., Tabod, C.T. and Manguelle-Dicoum, E. (2016) Structure of the Crust beneath the South Western Cameroon, from Gravity Data Analysis. *International Journal of Geosciences*, **7**, 991-1008. <https://doi.org/10.4236/ijg.2016.78075>
- [9] Nnange, J.M., Ngako, V., Fairhead, J.D. and Ebinger, C.J. (2000) Depths to Density Discontinuities beneath the Adamawa Plateau Region, Central Africa, from Spectral Analysis of New and Existing Gravity Data. *Journal of African Earth Sciences*, **30**, 887-901. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(00\)00058-0](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(00)00058-0)
- [10] Poudjom-Djomani, Y.H., Diamant, M. and Albouy, Y. (1992) Mechanical Behaviour of the Lithosphere beneath the Adamaoua Uplift (Cameroon, West Africa) Based on Gravity Data. *Journal of African Earth Sciences*, **15**, 81-90.
[https://doi.org/10.1016/0899-5362\(92\)90009-2](https://doi.org/10.1016/0899-5362(92)90009-2)
- [11] Poudjom-Djomani, Y.H., Diamant, M. and Wilson, M. (1997) Lithospheric Structure across the Adamawa Plateau (Cameroon) from Gravity Studies. *Tectonophysics*, **273**, 317-327. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00280-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00280-6)
- [12] Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J. and Michard, A. (2001) New U-Pb and Sm-Nd Data from North-Central Cameroon and Its Bearing on the Pre-Pan African History of Central Africa. *Precambrian Research*, **108**, 45-73.
[https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00149-2](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00149-2)
- [13] Deruelle, B., Ngounouno, I. and Demaiffe, D. (2007) The Cameroon Hot Line (CHL): A Unique Example of Active Alkaline Intraplate Structure in Both Oceanic and Continental Lithospheres. *Comptes Rendus Geoscience*, **339**, 589-600.
<https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.07.007>
- [14] Suh, C., Sparks, R., Fitton, J., Ayonghe, S., Annen, C., Nana, R. and Luckman, A. (2003) The 1999 and 2000 Eruptions of Mount Cameroon: Eruption Behaviour and Petrochemistry of Lava. *Bulletin of Volcanology*, **65**, 267-281.
<https://doi.org/10.1007/s00445-002-0257-7>
- [15] Fairhead, J.D. and Binks, R.M. (1991) Differential Opening of the Central and South-Atlantic Oceans and the Opening of the West African Rift System. *Tectonophysics*, **187**, 191-203. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90419-S](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90419-S)
- [16] TankoNjiosseu, E.L., Nzenti, J.P., Njanko, T., Kapajika, B. and Nédélec, A. (2005) New U-Pb Zircon Ages from Tonga (Cameroon): Coexisting Eburnean Transama-

- zonian (2.1 Ga) and Pan-African (0.6 Ga) Imprints. *Comptes Rendus Geoscience*, **337**, 551-562. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.02.005>
- [17] Tchakounté, J.N., Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., MvondoOndoua, J., Deloule, E., BouyoHouketchang, M., Ganwa, A.A. and White, W.M. (2007) Evidence of CA 1.6 Ga Detrital Zircon in the Bafia Group (Cameroon): Implication for the Chronostratigraphy of the Pan-African Belt North of the Congo Craton. *Comptes Rendus Geoscience*, **339**, 132-142. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.01.004>
- [18] Toteu, S.F., Penaye, J. and Poudjom-Djomani, Y. (2004) Geodynamic Evolution of the Pan-African Belt in Central Africa with Special Reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **41**, 73-85. <https://doi.org/10.1139/e03-079>
- [19] TchaptchetTchato, D., Schulz, B. and Nzenti, J.P. (2009) Electron Microprobe Dating and Thermobarometry of Neoproterozoic Metamorphic Events in the Kekem Area, Central African Fold Belt of Cameroon. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, **186**, 95-109. <https://doi.org/10.1127/0077-7757/2009/0140>
- [20] Ngako, V., Affaton, P., Nnange, J.M. and Njanko, T. (2003) Panafrican Tectonic Evolution in Central and Southern Cameroon: Transpression and Transtention during Sinistral Shear Movements. *Journal of African Earth Sciences*, **36**, 207-214. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(03\)00023-X](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(03)00023-X)
- [21] Njiekak, G., Dörr, W., Tchouankoue, J.P. and Zulauf, G. (2008) U-Pb Zircon and Microfabric Data of (Meta) Granitoids of Western Cameroon: Constraints on the Timing of Pluton Emplacement and Deformation in the Pan-African Belt of Central Africa. *Lithos*, **102**, 460-477. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.07.020>
- [22] Njonfang, E., Ngako, V., Moreau, C., Affaton, P. and Diot, H. (2008) Restraining Bends in High Temperature Shear Zone: The Central Cameroon Shear Zone, Central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, **52**, 9-20. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2008.03.002>
- [23] TcheumenakKouémo, J., Njanko, T., Kwékam, M., Naba, S., Bella Nké, B.E., YakeuSandjo, A.F., Fozing, E.M. and Njonfang, E. (2014) Kinematic Evolution of the Fodjomekwet-Fotouni Shear Zone (West-Cameroon): Implications for Emplacement of the Fomopéa and Bandja Plutons. *Journal of African Earth Sciences*, **99**, 261-275. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.07.018>
- [24] Djouka-Fonkwé, M.L., Schulz, B., Schüssler, U., Tchouankoué, J.P. and Nzolang, C. (2008) Geochemistry of the Bafoussam Pan-African I- and S-Type Granitoids in Western Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, **50**, 148-167. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2007.09.015>
- [25] KouankapNono, G.D., Nzenti, J.P., Suh, C.E. and Ganno, S. (2010) Geochemistry of Ferriferous, High-K Calc-Alkaline Granitoids from the Banefo-Mvoutsaha Massif (NE Bafoussam), Central Domain of the PanAfrican Fold Belt, Cameroon. *The Open Geology Journal*, **4**, 15-28. <https://doi.org/10.2174/1874262901004010015>
- [26] Dumort, J.C. (1968) Notice explicative de la carte géologique de reconnaissance du Cameroun au 1/500 000. Feuille Douala Ouest. Direction des Mines et Géologie du Cameroun. *Earth Science*, **13**, 549-559.
- [27] Tchouankoue, J.P., SimeniWambo, N.A., KagouDongmo, A. and Wörner, G. (2012) Petrology, Geochemistry, and Geodynamic Implications of Basaltic Dyke Swarms from the Southern Continental Part of the Cameroon Volcanic Line, Central Africa. *Open Geology Journal*, **6**, 72-84. <https://doi.org/10.2174/1874262901206010072>
- [28] Tchouankoue, J.P., SimeniWambo, N.A., KagouDongmo, A. and Li, X.H. (2014)

- 40Ar/39Ar Dating of Basaltic Dykes Swarm in Western Cameroon: Evidence of Late Paleozoic and Mesozoic Magmatism in the Corridor of the Cameroon Line. *Journal of African Earth Sciences*, **93**, 14-22. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.01.006>
- [29] Wandji, P., TchokonaSeuwi, D., Bardintzeff, J.M., Bellon, H. and Platevoet, B. (2008) Rhyolites of the Mbépit Massif in the Cameroon Volcanic Line: An Early Extrusive Volcanic Episode of Eocene Age. *Mineralogy and Petrology*, **94**, 271-286. <https://doi.org/10.1007/s00710-008-0013-6>
- [30] Kuepouo, G., Tchouankoue, J.P., Nagao, T. and Sato, H. (2006) Transitional Tholeiitic Basalts in the Tertiary Bana Volcanoplutonic Complex, Cameroon Line. *Journal of African Earth Sciences*, **45**, 318-332. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2006.03.005>
- [31] Fosso, J., Ménard, J.J., Bardintzeff, J.M., Wandji, P., Tchoua, F.M. and Bellon, H. (2005) Les laves du mont Bangou: Une première manifestation volcanique éocène à affinité transitionnelle de la Ligne du Cameroun. *Comptes Rendus Geoscience*, **337**, 315-325. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.10.014>
- [32] TchoumeignieNgongang, N.B., Kamgang, P., Chazot, G., Agranier, A., Bellon, H. and Nonnotte, P. (2015) Age, Geochemical Characteristics and Petrogenesis of Cenozoic Intraplate Alkaline Volcanic Rocks in the Bafang Region, West Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, **102**, 218-232. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.10.011>
- [33] Collignon, F. (1968) Gravimétrie de reconnaissance de la République Fédérale du Cameroun. O.R.S.T.O.M., Paris, 35 p.
- [34] Nnange, J.M. (1991) The Crustal Structure of the Cameroon Volcanic Line and the FoubanShear Zone Based on Gravity and Aeromagnetic Data. PhD Thesis, University of Leeds, Leeds, 242 p.
- [35] Poudjom-Djomani, Y.H., Nnange, J.M., Diament, M., Ebinger, C.J. and Fairhead, J.D. (1995) Effective Elastic Thickness and Crustal Thickness Variation in West Central Africa Inferred from Gravity Data. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 22047-22070. <https://doi.org/10.1029/95JB01149>
- [36] Boukeke, D.B. (1994) Structures crustales d'Afrique Centrale déduites des anomalies gravimétriques et magnétiques: Le domaine précambrien de la République Centrafricaine et du Sud Cameroun. PhD Thesis, Univ. Paris XI, Orsay.
- [37] Wessel, P. and Smith, W.H.F. (1995) New Version of GMT Released. *Transactions of the American Geophysical Union*, **72**, 445-446.
- [38] Azad, M.R., Koneshloo, M., Kamakarrouhani, A. and Aghajani, H. (2015) Comparison of Factorial Kriging Analysis Method and Upward Continuation Filter to Recognize Subsurface Structures—A Case Study: Gravity Data from a Hydrocarbon Field in the Southeast Sedimentary Basins of the East Vietnam Sea. *Acta Geophysica*, **64**, 398-416. <https://doi.org/10.1515/acgeo-2015-0068>
- [39] Skeels, D.C. (1967) What Is Residual Gravity? *Geophysics*, **32**, 872-876. <https://doi.org/10.1190/1.1439896>
- [40] Kamguia, J., Manguelle-Dicoum, E., Tabod, C.T. and Tadjou, J.M. (2005) Geological Models Deduced from Gravity Data in the Garoua Basin, Cameroon. *Journal of Geophysics and Engineering*, **2**, 147-152. <https://doi.org/10.1088/1742-2132/2/2/009>
- [41] Zeng, H., Xu, D. and Tan, H. (2007) A Model Study for Estimating Optimum Upward Continuation Height for Gravity Separation with Application to a Bouguer Gravity Anomaly over a Mineral Deposit, Jilin Province, Northeast China. *Geophysics*, **72**, 145-150. <https://doi.org/10.1190/1.2719497>
- [42] Koumetio, F., Njomo, D., Tabod, C.T., Noutchogwe, T.C. and Manguelle-Dicoum,

- E. (2012) Structural Interpretation of Gravity Anomalies from the Kribi-Edea Zone, South Cameroon: A Case Study. *Journal of Environmental & Engineering*, **9**, 664-673. <https://doi.org/10.1088/1742-2132/9/6/664>
- [43] Guo, L., Meng, X., Chen, Z., Li, S. and Zheng, Y. (2013) Preferential Filtering for Gravity Anomaly Separation. *Computers & Geosciences*, **51**, 247-254. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.09.012>
- [44] Jacobsen, B.H. (1987) A Case for Upward Continuation as a Standard Separation Filter for Potential-Field Maps. *Geophysics*, **52**, 390-398. <https://doi.org/10.1190/1.1442378>
- [45] Spector, A. and Grant, F.S. (1970) Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data. *Geophysics*, **35**, 293-302. <https://doi.org/10.1190/1.1440092>
- [46] Erbek, E. and Dolmaz, M.N. (2013) Geophysical Researches (Gravity and Magnetic) of the Eratosthenes Seamount in the Eastern Mediterranean Sea. *Acta Geophysica*, **62**, 762-784. <https://doi.org/10.2478/s11600-013-0185-2>
- [47] Saibi, H., Aboud, E. and Ehara, S. (2011) Analysis and Interpretation of Gravity Data from the Aluto-Langano Geothermal Field of Ethiopia. *Acta Geophysica*, **60**, 318-336. <https://doi.org/10.2478/s11600-011-0061-x>
- [48] Tadjou, J.M., Nouayou, R., Kamguia, J., Kande, H.L. and Manguelle-Dicoum, E. (2009) Gravity Analysis of the Boundary between the Congo Craton and the Pan-African Belt of Cameroon. *Austrian Journal of Earth Sciences*, **102**, 71-79.
- [49] Cooper, G.R.J. (2003) GRAV2DC for Windows User's Manual (Version 2.10). Geophysics Department, University of the Witwatersrand, Johannesburg.
- [50] Talwani, M., Worzel, J.L. and Landisman, M. (1959) Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendicino Submarine Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research*, **64**, 49-59. <https://doi.org/10.1029/JZ064i001p00049>
- [51] Pamukçu, O., Gönenç, T., Uyanik, O., Sözbilir, H. and Çakmak, O. (2014) A Microgravity Model for the City of İzmir (Western Anatolia) and Its Tectonic Implementations. *Acta Geophysica*, **62**, 849-871. <https://doi.org/10.2478/s11600-014-0203-z>
- [52] KagouDongmo, A., Nkouathio, D., Pouclet, A., Bardintzeff, J.M., Wandji, P., Nono, A. and Guillou, H. (2010) The Discovery of Late Quaternary Basalt on Mount Bamboutos: Implications for Recent Widespread Volcanic Activity in the Southern Cameroon Line. *Journal of African Earth Sciences*, **57**, 96-108. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2009.07.015>
- [53] Pirttijärvi, M. (2009) FOURPOT. University of Oulu, Department of Physics, Geophysics, Oulu. <https://wiki oulu.fi/x/0oU7AQ>
- [54] Noutchogwe, T.C., Tabod, C.T., Koumetio, F. and Manguelle-Dicoum, E. (2011) A Gravity Model Study for Differentiating Vertical and Dipping Geological Contacts with Application to a Bouguer Gravity Anomaly over the Fouban Shear Zone, Cameroon. *Geophysica*, **47**, 43-55.
- [55] Njanko, T., Nedélec, A. and Affaton, P. (2006) Synkinematic High-K Calc-Alkaline Plutons Associated to the Pan-African Central Cameroon Shear Zone (West-Tibati Area: Petrology and Geodynamic Significance. *Journal of African Earth Sciences*, **44**, 494-510. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.11.016>
- [56] Ngako, V., Affaton, P. and Njonfang, E. (2008) Pan-African Tectonics in Northern Cameroon: Implication for the History of Western Gondwana. *Gondwana Research*, **14**, 509-522. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.02.002>

Reference Ellipsoid Parameters of Cameroon from GPS Data

Ludovic Houetchak Kande*, Joseph Kamguia, Loudi Yap, Louis Foyang

National Institute of Cartography, Yaounde, Cameroon
Email: *lkande2001@yahoo.fr

Received 13 July 2016; accepted 16 August 2016; published 19 August 2016

Copyright © 2016 by authors and Scientific Research Publishing Inc.
This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY).
<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

Abstract

The standard spheroidal reference surface also referred as the reference ellipsoid is a part of mapping basic infrastructures of a country. In Cameroon, the ellipsoid Clarke 1880 with unknown parameters used for a long time as reference system in basic mapping, has lead to the use of World Geodetic System 1984 (WGS 84) whose parameters are well known. Meanwhile, the latter is not accurate locally due to the fact that the best ellipsoid is the one that fits very well with the local geoid. In order to look for the parameters of the local ellipsoid that fits best to the local geoid (Cameroon Geoid Model 2011 (CGM11)), the Global Positioning System (GPS) data made of 525 geodetic ground control points of the new geodetic network of Cameroon set up in 2011 were used. These GPS measures provide for each point the values of the ellipsoid height and the elevation which are used to determine the parameters of the local ellipsoid model for Cameroon through the least square form of the Molodensky analytical method. The results are given as the difference in ellipsoidal height relative to the parameters of the WGS84 ellipsoid assuming the two ellipsoids in their parallel. These results show that the obtained ellipsoid fits better to the local geoid with 1.072 m as the standard deviation value, is improved considerably in comparison to the previous studies conducted in Cameroon whose standard deviation was fairly equal to 1.679 m.

Keywords

Ellipsoid, Parameters, Geoid, GPS, Molodensky Analytical Method, Cameroon

1. Introduction

The basis cartographic infrastructure is characterized by a mapping reference system made of the ellipsoid, representing the mathematical model of the earth surface. This model is determined by a set of parameters that

*Corresponding author.

define its shape, position and orientation in space. The reference system is determined by selecting a set of points called triangulation points in the area of interested. These points determined by the coordinate observations constitute the frame of the map. It's from these coordinates that the projection system is developed, on which all the features to be mapped are located. In Cameroon, the works of IGN France effectively started in 1939 with the Gardet triangulation on the Cameroon-Nigeria border and ended in 1976, enabled the production of 44 map cuts at scale 1:200,000 and 248 map cuts at scale 1:50,000. Since these first geodetic works, based on the obsolete basic infrastructures and several lines of leveling crossing the major roads at that period, multiple mapping systems have emerged. In fact, due to the lack of reliable cartographic infrastructure, we can say that each mapping project has raised its reference system. Most of these reference systems use the ellipsoid Clarke 1880 whose origin is poorly known, and its structure is made of astronomical points with no connection between them [1]. On the other hand, the newer systems use the WGS84 ellipsoid as reference in combination with new geodetic network of Cameroon. The WGS 84 reference ellipsoid model is calculated to represent the entire earth surface. It reflects the general shapes of the earth but does not take into account all the local topographic characteristics of each country like the case of Cameroon [2]. So far, the best ellipsoid model for a country is the one that fits very well to the local geoid [3]. The Molodensky simplified formula enables the transformation of the coordinates of a point between two different ellipsoid parameters when processing parameters are known [4]-[6]. In this case we are looking for a local ellipsoid parameters in Cameroon knowing the parameters of a global WGS84 ellipsoid and with the GPS data made of 525 points of the geodetic network of Cameroon. This problem is solved by applying the least squares method to the simplified formula Molodensky [7].

2. Method

Consider an oriented ellipsoid, centered to (X, Y, Z) with the parameters (a, f) . Let also a point P with the coordinates (φ, λ, h) . The ellipsoidal height difference δh relative to a second ellipsoid, centered to $(X + \Delta X, Y + \Delta Y, Z + \Delta Z)$ with the same orientation and the parameters (a', f') is given. The Molodensky formula helps to establish a relationship between the coordinates of the point P in both ellipsoids [5] [8]. Generally, the simplified form of this formula is used for the ellipsoidal height difference which is given by the relation:

$$\Delta h = \cos \varphi \cos \lambda \Delta x + \cos \varphi \sin \lambda \Delta y + \sin \varphi \Delta z + (a \Delta f + f \Delta a) \sin^2 \varphi - \Delta a \tag{1}$$

- h = ellipsoid height (meters)
- φ = latitude
- λ = longitude
- a = semi-major axis of the spheroid (meters)
- b = semi-minor axis of the spheroid (meters)
- f = flattening of the spheroid.

In this study, we assume that the parameters of the first ellipsoid are well known and we look for the parameters of the second ellipsoid that fits best to the local geoid. For this, we measure a set of GPS points of the geodetic network evenly divided over the country. For each point P_i , the coordinates $(\varphi_i, \lambda_i, h_i)$ and its elevation H_{0i} (the height from the geoid) are known. It is assumed that the gap between the ellipsoid whose parameters are sought and the local geoid is the lowest possible. Using the least squares method, the relationship (1) becomes:

$$\sum_{i=1}^n \left[\left(\cos \varphi_i \cos \lambda_i \Delta x + \cos \varphi_i \sin \lambda_i \Delta y + \sin \varphi_i \Delta z + a \sin^2 \varphi_i + a f \sin^2 \varphi_i \Delta f - (f \sin^2 \varphi_i - 1) \Delta a \right) - (h_i - H_{0i}) \right] = \min \tag{2}$$

Equation (2) is in the form:

$$\sum_{i=1}^n [f(\varphi_i, \lambda_i) - \Delta h_i] = \min \tag{3}$$

With

$$f(\varphi_i, \lambda_i) = \left(\cos \varphi_i \cos \lambda_i \Delta x + \cos \varphi_i \sin \lambda_i \Delta y + \sin \varphi_i \Delta z + a \sin^2 \varphi_i + a f \sin^2 \varphi_i \Delta f - (f \sin^2 \varphi_i - 1) \Delta a \right) \tag{4}$$

$$\Delta h_i = h_i - H_{0i} \tag{5}$$

Applying the partial derivatives to the coefficients of this function we have:

$$\frac{\partial}{\partial q_j} \sum_{i=1}^n [f(\varphi_i, \lambda_i) - \Delta h_i]^2 = 0$$

where

$$j = [1, 5]; q_1 = \Delta x; q_2 = \Delta y; q_3 = \Delta z; q_4 = \Delta f; q_5 = \Delta a \quad (6)$$

Which provides an equation in matrix form $AQ = B$. A is a 5×5 symmetric matrix, Q the self-column matrix with 6 coefficients whose values are to be determined and B , a self-column matrix. The coefficient of A and B are the following:

$$\begin{aligned} A_{11} &= \sum_{i=1}^n \cos^2 \varphi_i \cos^2 \lambda_i \\ A_{12} &= \sum_{i=1}^n \cos^2 \varphi_i \cos \lambda_i \sin \lambda_i \\ A_{13} &= \sum_{i=1}^n \cos \varphi_i \sin \varphi_i \cos \lambda_i \\ A_{14} &= \sum_{i=1}^n a \cos \varphi_i \sin^2 \varphi_i \cos \lambda_i \\ A_{15} &= \sum_{i=1}^n \cos \varphi_i \cos \lambda_i (f \sin^2 \varphi_i - 1) \\ A_{25} &= \sum_{i=1}^n \cos \varphi_i \sin \lambda_i (f \sin^2 \varphi_i - 1) \\ A_{33} &= \sum_{i=1}^n \sin^2 \varphi_i \\ A_{34} &= \sum_{i=1}^n a \sin^3 \varphi_i \\ A_{35} &= \sum_{i=1}^n \sin \varphi_i (f \sin^2 \varphi_i - 1) \\ A_{44} &= \sum_{i=1}^n a^2 \sin^4 \varphi_i \\ A_{45} &= \sum_{i=1}^n a \sin^2 \varphi_i (f \sin^2 \varphi_i - 1) \\ A_{55} &= \sum_{i=1}^n (f \sin^2 \varphi_i - 1)^2 \\ B_1 &= \sum_{i=1}^n \cos \varphi_i \cos \lambda_i \Delta h \\ B_2 &= \sum_{i=1}^n \cos \varphi_i \sin \lambda_i \Delta h \\ B_3 &= \sum_{i=1}^n \sin \varphi_i \Delta h \\ B_4 &= \sum_{i=1}^n a \sin^2 \varphi_i \Delta h \\ B_5 &= \sum_{i=1}^n (f \sin^2 \varphi_i - 1) \Delta h \end{aligned}$$

The resolution of this equation enables us to determine the values of ΔX , ΔY , ΔZ , Δf and Δa . The $R_i = f(\varphi_i, \lambda_i) - \Delta h_i$ is the residue between model and measurement and also corresponds to the difference between the ellipsoid and the geoid assuming that each point of GPS measurement is reduced to the geoid level.

The uncertainties are not known for each measurement. The best estimate of the variance is given by the equation:

$$\sigma_0^2 = \frac{1}{N - M} \sum_{i=1}^N R_i^2 \quad (7)$$

$N - M$ is the number of degree of freedom model/measurement and σ_0 the standard deviation.

3. Data Processing, Results and Discussion

The data used in this study are the GPS coordinates of the geodetic network of Cameroon established in 2011 [9]. Its structure consists of 25 reference points, 510 base points and 20 auxiliary points observed from GPS technology. All these points (Figure 1) are determined on the WGS 84 reference system where origin is in the center of the earth mass with its parameters indicated in the Table 1. It is important to note that the reference points constitute the primary geodetic network (first order network) and are situated at about 200 km each other. The base points make up the second order network are composed of spaced points of 20 to 30 km and the auxiliary points enable the joining all the network.

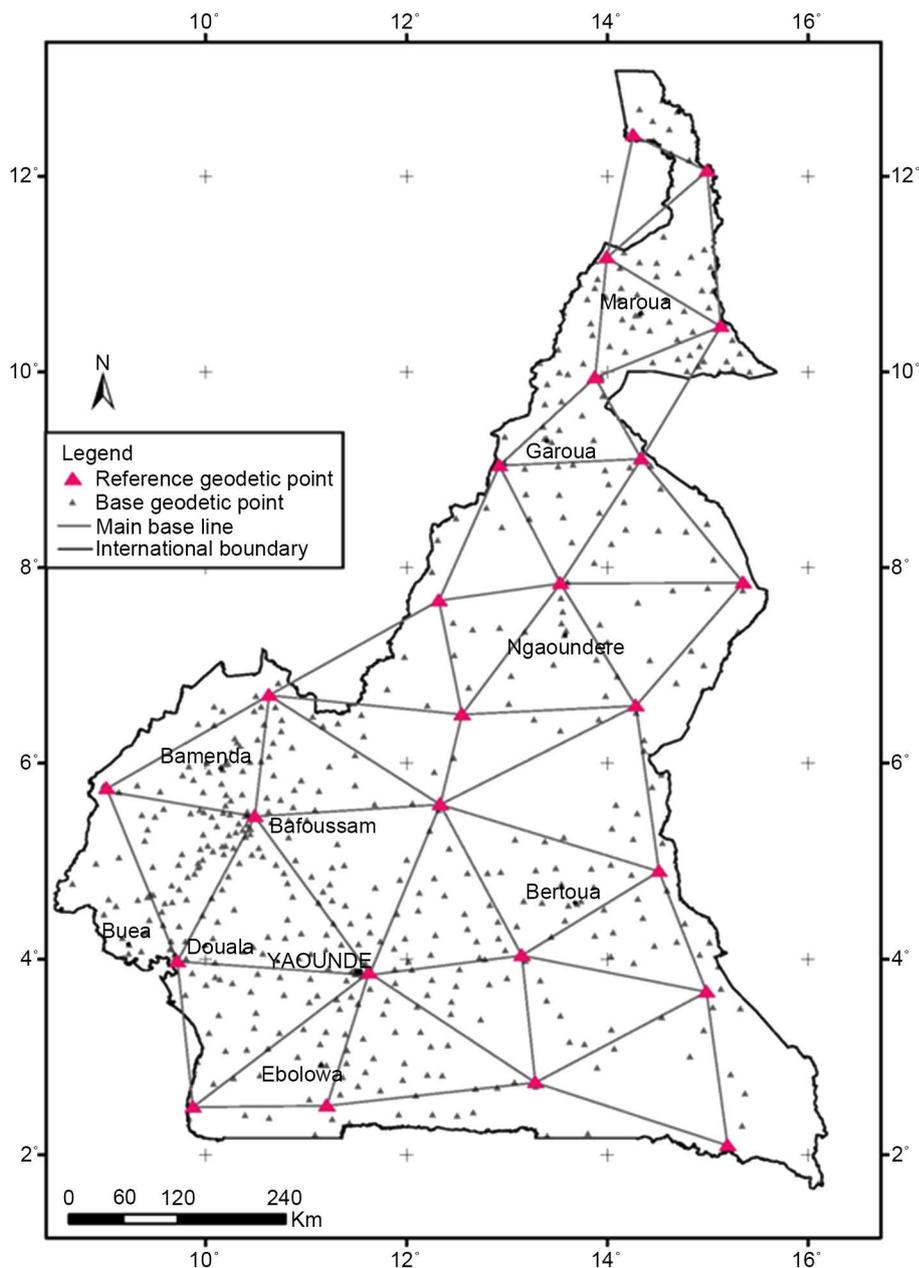


Figure 1. Structure of the New Geodetic Network Cameroon elaborated by [7]. The small pink triangles show the reference geodetic points and the small black triangles represent the base geodetic points. Data are densely distributed in the west, but there are many gaps in the central and eastern parts of the country.

Table 1. Parameters of the WGS84 ellipsoid.

Parameter	WGS84	GRS80
Semi-major axis of the spheroid (a)	6,378,137.0000 m	6,378,137.0000 m
Semi-minor axis of the spheroid (b)	6,356,752.3142 m	6,356,752.3141 m
Flattening of the spheroid (f)	1/298.257223563	1/298.257222101

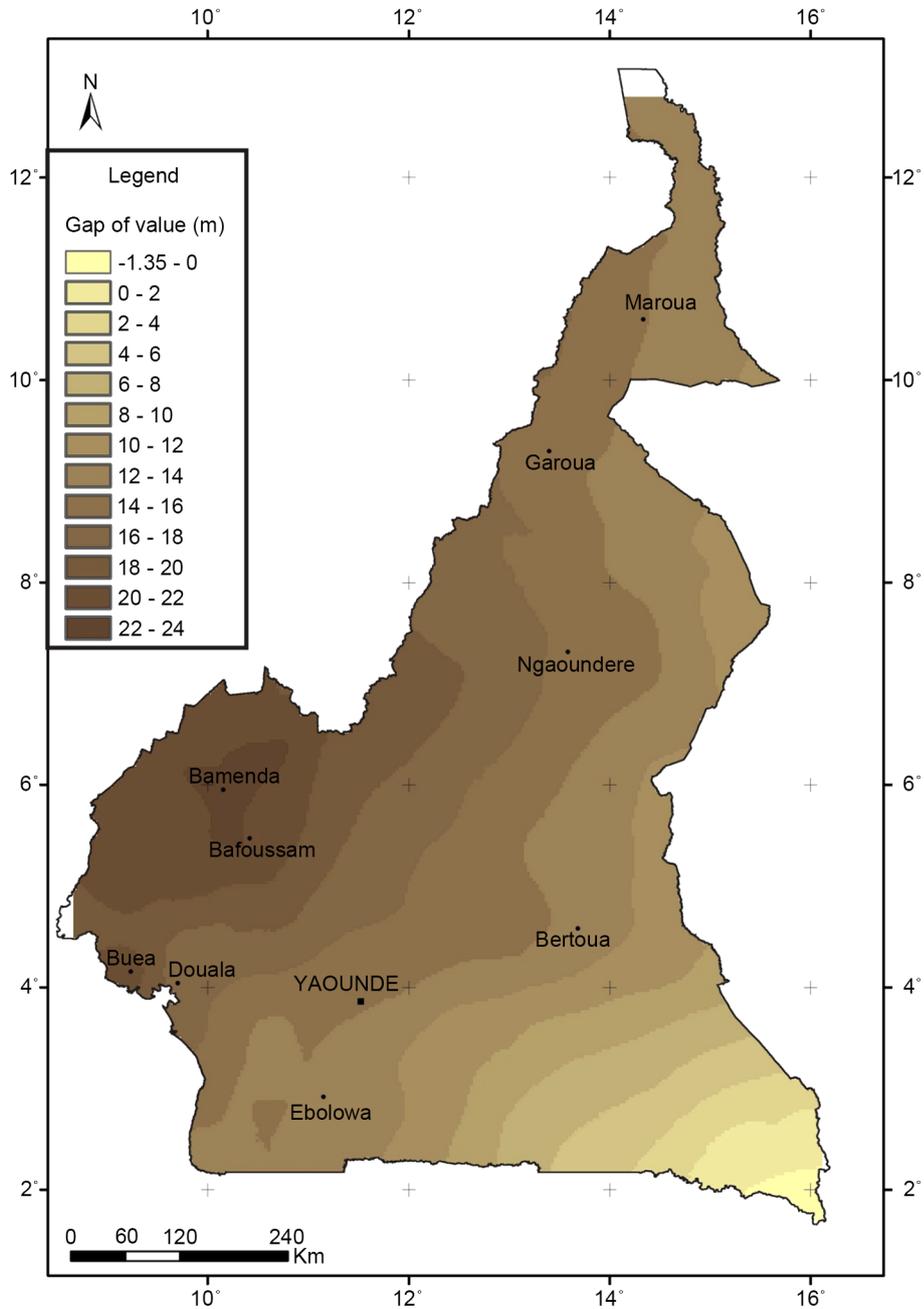


Figure 2. Residual map between the local ellipsoid model obtained from the global WGS84 ellipsoid where the parameters are well known and the geoid over Cameroon.

Table 2. Parameters of the local ellipsoid obtained from the global WGS84 ellipsoid using the least square form of the Molodensky formula.

Parameters	Values
ΔX	151.840979
ΔY	-88.1397904
ΔZ	215.810833
Δf	0.0000959551031387562
Δa	127.982768

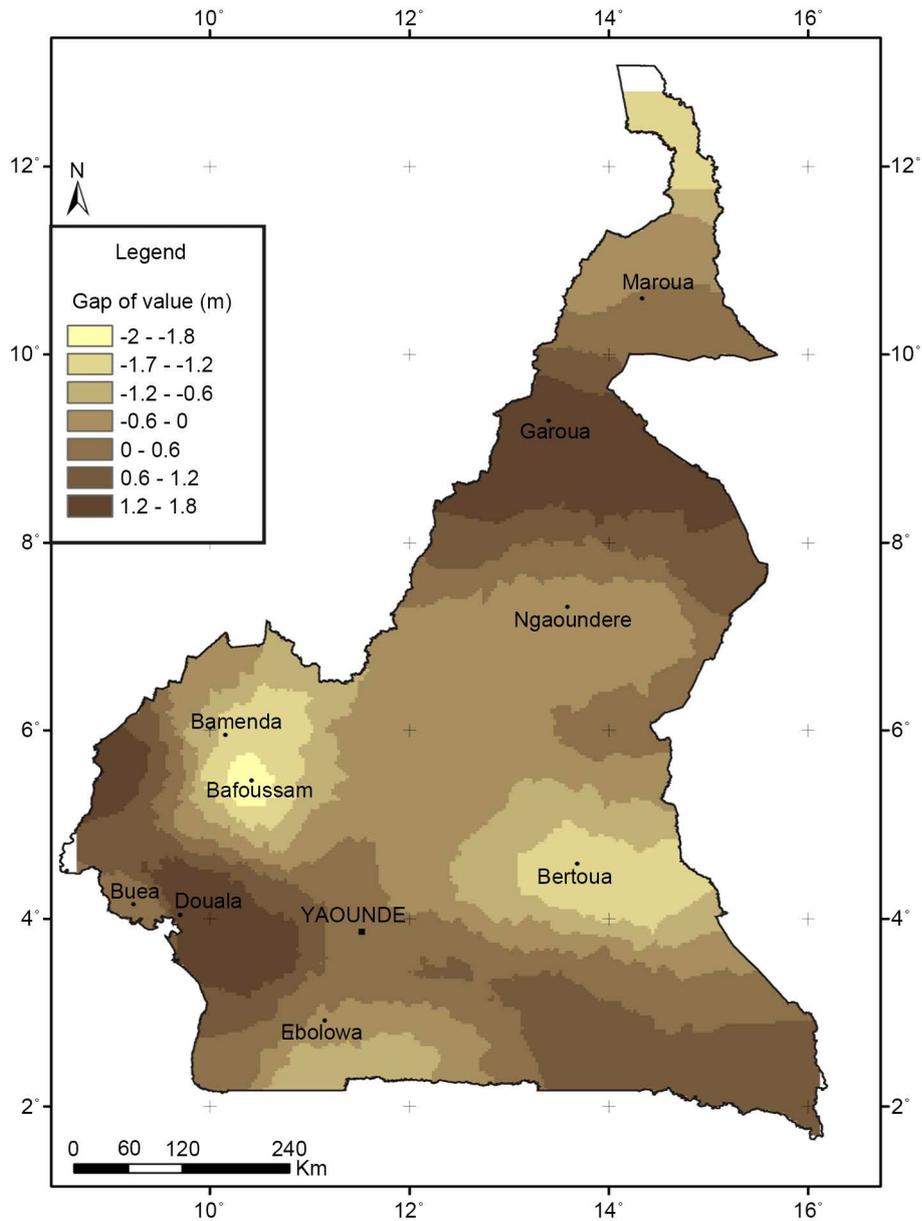


Figure 3. Residual map between the local ellipsoid model obtained from the global WGS84 ellipsoid and the geoid over Cameroon. The semi-major and semi-minor axis of the ellipsoid a and b respectively are assumed variables in order to ensure the best fitting of the geoid to the ellipsoid model.

The geoid model (Cameroon Geoid Model 2011 (CGM11)) used in this scientific research [9], was adjusted from the global Earth Geoid Model 2008 (EGM08; [10]) and served as a reference surface in Cameroon. The CGM11 is more accurate than the local geoid model of Cameroon CGM05 computed by [3].

The difference between the local ellipsoid obtained from the global WGS84 ellipsoid and the geoid is shown in **Figure 2**.

It is important to note that the above map shows the gap values ranging from -1.35 to 24 m increase from south east to North West of the map. The gap values reach their peak over the west Cameroon Volcanic Line and centered at Bafoussam and Bamenda.

The processing of these data uses the Molodensky formula from which the least square method is applied as shown in the above paragraph. An equation in the form $AX = B$ is developed where A is a 5×5 matrix with a number of points $N = 555$. The resolution of this equation enables the determination of the local ellipsoid parameters for Cameroon from the parameters of the WGS84 ellipsoid with the standard deviation of $\sigma_0 = 1.072$. The results are summarized in the **Table 2**.

The above parameters aim to achieve the model residual map, which also corresponds to the difference between the ellipsoid model and the geoid shown in **Figure 3**. Note that the residual gap is small and comprises between -2 m and 1.8 m. The gap values are small in the area where the geodetic control points are densely distributed like in the localities of Bafoussam, Bamenda, Bertoua and Maroua.

The recent works conducted by [1], using the same data, have estimated the values of ΔX , ΔY , ΔZ , with a standard deviation of 1.679 m. In that study, the semi-major and semi-minor axis a and b respectively, were assumed invariables and corresponded of the WGS84 ellipsoid. Therefore, $\Delta a = \Delta b = 0$. In this case, a and b are assuming variables in order to ensure the best fitting of the geoid to the ellipsoid model. This allows to evaluate the values of ΔX , ΔY , ΔZ , Δa , Δb with a standard deviation of 1.072 m. These results improve significantly compare to those found by the previous author.

4. Conclusion

The parameters of the local reference ellipsoid for Cameroon were determined by the Molodensky analytical method using GPS data of the new geodetic network set in 2011. This method compares the parameters of two ellipsoids, and also determines the parameters of one ellipsoid from the known parameters of another using the least squares method. The results obtained show that the differences between the WGS84 ellipsoid parameters and the local ellipsoid are $\Delta x = 151.840979$, $\Delta y = -88.1397904$, $\Delta z = 215.810833$, $\Delta f = 0.0000959551031387562$ and $\Delta a = 127.982768$, assuming that the ellipsoid principal axis is pair-wise parallel and of the same orientation. These are determined with a standard deviation of 1.072 m between the two ellipsoids. These results improve significantly the similar study conducted by Foyang in 2010 which only determined the Δx , Δy , Δz parameters, with a standard deviation of 1.679 m, using the same method while assuming that $\Delta f = 0$ and $\Delta a = 0$.

Acknowledgements

The authors thank the Minister of State Property, Survey and Land Tenure, who has permitted them to use data set from Cameroon Geodetic Network.

References

- [1] Foyang, L. (2012) Mise en place d'une Infrastructure cartographique de Base au Cameroun et son influence sur la cartographie et les mesures du parcellaire. Mémoire de Master professionnel, Université de Yaoundé I, Cameroun, 109 p.
- [2] Yakubu, I. and Kumi-Boateng, B. (2015) Ramification of Datum and Ellipsoidal Parameters on Post Processed Differential Global Positioning System (DGPS) Data—A Case Study. *Ghana Mining Journal*, **15**, 1-9.
- [3] Kamguia, J., Tabod, C.T., Nouayou, R., Tadjou, J.M., Manguelle-Dicoum, E. and Kande, H.L. (2007) The Local Geoid Model of Cameroon, CGM05. *Nordic Journal of Surveying and Real Estate Research*, **4**, 7-23.
- [4] Dekin, R.E. (2004) The Standard and Abridged Molodensky Coordinate Transformation Formulae. Department of Mathematical and Geospatial Sciences, RMIT University, Australia.
- [5] Molnár, G. and Timár, G. (2005) Determination of the Parameters of the Abridging Molodensky Formulae Providing the Best Horizontal Fit. *Geophysical Research*, **7**, 01018.

- [6] Newsome, G.G. and Harvey, B.R. (2003) GPS Coordinate Transformation Parameters for Jamaica. *Survey Review*, **37**, 218-234. <http://dx.doi.org/10.1179/sre.2003.37.289.218>
- [7] Jean, H. (2009) Méthodes numériques et informatiques 2: Ajustements au sens des “moindres carrées”. Université Pierre et Marie CURIE, France.
- [8] Molodensky, M.S. and Eremeev, V.F. (1960) A New Method of Solving Geodetic Problems. Trudy TsNIIGAiK.
- [9] Carme, J.L. (2012) Le nouveau réseau géodésique national du Cameroun. *Revue XYZ*, N°131, 2e trimestre 2012, 37-46.
- [10] Pavlis, N., Holmes, S.A., Kenyon, S.C. and Factor, J.K. (2008) An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM08. *Presented at the 2008 General Assembly of the European Geosciences Union*, Vienna, April 2008, 13-18.



Scientific Research Publishing

Submit or recommend next manuscript to SCIRP and we will provide best service for you:

Accepting pre-submission inquiries through Email, Facebook, LinkedIn, Twitter, etc.

A wide selection of journals (inclusive of 9 subjects, more than 200 journals)

Providing 24-hour high-quality service

User-friendly online submission system

Fair and swift peer-review system

Efficient typesetting and proofreading procedure

Display of the result of downloads and visits, as well as the number of cited articles

Maximum dissemination of your research work

Submit your manuscript at: <http://papersubmission.scirp.org/>