

RÉPUBLIQUE DU CAMEROUN
Paix-Travail-Patrie

UNIVERSITÉ DE YAOUNDÉ I

CENTRE DE RECHERCHE ET DE
FORMATION DOCTORALE EN
SCIENCES, TECHNOLOGIES ET
GÉOSCIENCES

UNITE DE RECHERCHE ET DE
FORMATION DOCTORALE
PHYSIQUE ET APPLICATIONS

B.P 812 Yaoundé
Email: crfd_stg@uy1.uninet.cm



REPUBLIC OF CAMEROON
Peace-Work-Fatherland

UNIVERSITY OF YAOUNDE I

POSTGRADUATE SCHOOL OF
SCIENCE, TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCES

DOCTORATE RESEARCH UNIT
FOR PHYSICS AND
APPLICATIONS

P.O Box 812 Yaoundé
Email: crfd_stg@uy1.uninet.cm

**MODELISATION 3D DES ANOMALIES
GRAVIMETRIQUES ET DES
INTERFACES CRUSTALES DANS LA
REGION DU SUD-OUEST CAMEROUN**

*Thèse présentée et soutenue en vue de l'obtention du Doctorat / Ph D en Physique
Option : Géophysique et Géoexploration*

Par

LEMOTIO Willy
Master en Physique
Matricule: 14U2954

Sous la Codirection de :



NGUIYA Severin
Maître de conférences,
Université de Douala

**NJANDJOCK NOUCK
Philippe**
Professeur,
Université de Yaoundé I

Année Académique 2021-2022

RÉPUBLIQUE DU CAMEROUN

Paix-Travail-Patrie

UNIVERSITÉ DE YAOUNDÉ I

FACULTÉ DES SCIENCES

DÉPARTEMENT DE PHYSIQUE

B.P.: 812 Yaoundé, Tel/Fax: 222 234 496



REPUBLIC OF CAMEROON

Peace-Work-Fatherland

UNIVERSITY OF YAOUNDÉ I

FACULTY OF SCIENCE

DEPARTMENT OF PHYSICS

P.O. Box: 812 Yaoundé, Tel/Fax: 222 234 496

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

Nous, Professeur **OWONA ANGUE Marie-Louise** et Professeur **MANGUELLE-DICOUM Eliézer**, respectivement Examineur et Président du jury de la thèse de Doctorat/Ph.D de Monsieur **LEMOTIO Willy**, matricule **14U2954**, préparée sous la co-direction du Professeur **NGUIYA Sévérin** et du Professeur **NJANDJOCK NOUCK Philippe** intitulée : «**Modélisation 3D des anomalies gravimétriques et des interfaces crustales dans la région du Sud-Ouest Cameroun**», soutenue le **Mardi 18 avril 2023**, 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..... **08 JUIN 2023**

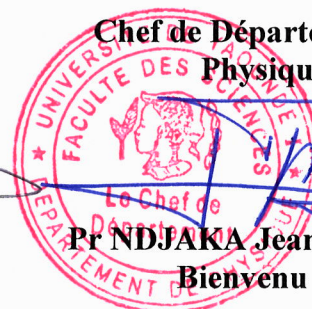
Examineur

Pr OWONA ANGUE Marie-Louise

Président du jury

Pr MANGUELLE-DICOUM Eliézer

Chef de Département de
Physique



Pr NDJAKA Jean-Marie
Bienvenu

DEDICACE

A mes parents :

LEMOTIO AUGUSTIN

Et

NDONGMO SOPGHO ELIANA

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, je remercie le Dieu, l'Éternel Tout-Puissant qui par sa grâce, m'a permis d'arriver au bout de cette longue aventure. L'occasion m'est aussi donnée de remercier les personnes et institutions qui ont contribué au bon déroulement, à l'achèvement et à la publication finale de cette thèse. Mes remerciements vont :

- ✚ Au **Professeur Émérite MANGUELLE-DICOUM Eliézer**, d'avoir présidé la séance ainsi que tous les **membres du Jury** pour l'honneur qu'ils m'accordent en acceptant d'évaluer ce travail de thèse;
- ✚ Au **Pr. NGUIYA Séverin**, Directeur de cette thèse de doctorat, pour m'avoir permis de travailler avec lui et de la confiance qu'il m'a accordée pendant ces quatre ans et demi. Depuis mon inscription en Master, il a su me guider dans la bonne direction en m'apportant des conseils et astuces utiles pour mener à bien un travail de recherche scientifique. Avec son expérience et son sens de rigueur, il m'a encadré, en me proposant un bon timing de travail pour gérer au mieux mon temps de travail et optimiser mon rendement dans les résultats de recherche;
- ✚ Au **Pr. NJANDJOCK NOUCK Philippe**, qui a accepté codiriger ce travail. Malgré ses nombreuses occupations, il a toujours pu se libérer lorsqu'il s'agissait de discuter sciences et technologies. Les notions de base de la gravimétrie qu'il m'a inculquées dès mes débuts dans la recherche m'ont permis de développer une vraie passion pour les méthodes potentielles;
- ✚ A tous les enseignants du laboratoire de Physique de l'Environnement Terrestre, en particulier : **Pr. VONDOU DERBETINI Appolinaire** pour m'avoir accueilli au sein du Laboratoire de Modélisation des Paramètres Climatiques (LAMEPA) qu'il dirige. L'équipe du Laboratoire a été d'une aide précieuse dans la programmation sous l'environnement LINUX; **Dr TOKAM KAMGA Alain-Pierre**, **Dr NGATCHOU Evariste**, pour toutes leurs critiques constructives et leurs suggestions d'amélioration qui m'ont beaucoup guidé dans l'élaboration du manuscrit final.
- ✚ Une reconnaissance particulière est adressée au **Pr. ORTIZ David Gomez** de l'Université Rey Juan Carlos, Département des Sciences de la Terre et Physique Appliquée, sans qui je n'aurais pas pu réaliser ce travail. Il s'est toujours montré disponible à m'apporter toutes les informations nécessaires à la compréhension du code Matlab 3DINVER dont il en est l'auteur. Qu'il trouve ici l'expression de toute ma reconnaissance ; sans oublier **Dr**

- BANSAL Abhey Ram** du Centre National de Recherche en Géophysique (CSIR-NGRI) que je remercie pour son appui technique dans l'analyse spectrale 2D ;
- ✚ Je tiens à remercier tous les enseignants des Départements de Physique de la Faculté des Sciences de Douala et de l'Université de Yaoundé 1 pour leur encadrement tout au long de ma formation académique et professionnelle ;
 - ✚ Je remercie également tout le staff administratif de l'Université de Yaoundé 1 en commençant par mon chef de Département, **Pr. NDJAKA Jean-Marie Bienvenu**, mon Doyen **Pr. TCHOUANKEU Jean Claude** et enfin mon Recteur **Pr. Maurice Aurélien SOSSO** d'avoir permis que la soutenance publique de cette thèse de doctorat puisse avoir lieu ;
 - ✚ Aux différentes équipes des laboratoires de recherche de l'Institut National de la Cartographie (INC) à savoir le Laboratoire de Recherche en Géodésie (LAREG), le Laboratoire de Traitement d'Image et de Stéréorestitution (LATIS) et Laboratoire de Recherche sur les Risques Naturels (LRRN) ;
 - ✚ A tous mes camarades de promotion, en particulier Dr DIFFO Steve, Dr KAMTO Paul Gautier, Dr POUFONE Yvonne, NGO NYOUMA Rachel et LANDO TSAKOU, pour leur franche collaboration et leur soutien moral tout au long de ce travail ;
 - ✚ A la petite équipe des thésards de l'Ecole Nationale Supérieure Polytechnique de Douala (ENSPD), en particulier FANTAH CHEUNTEUH Armel et PLATON Nizegha avec qui j'ai passé de moments agréables lors de mon séjour en tant que moniteur au sein de cette institution. Qu'ils trouvent également l'expression de toute ma reconnaissance ;
 - ✚ A tous mes amis de l'Université de Douala en particulier, NDE FOSSO Hughes, PENLAP Landry, NGAJIP Léonel, YAMBECHU Catel, pour leurs sincères amitiés qu'ils m'ont accordées ;
 - ✚ Je ne saurais exprimer ma profonde gratitude envers la famille JOFACK qui m'a accueilli à bras ouverts ici à Yaoundé. Leur chaleur familiale et le cadre social qu'elle m'a offerts ont été d'un apport incommensurable à la réalisation de cette thèse de Doctorat ;
 - ✚ Je tiens aussi à adresser des sincères remerciements à mes parents LEMOTIO Augustin et NDONGMO SOPGHO Eliana, pour leur soutien indéfectible sans lequel je ne me serais certainement pas lancé dans cette aventure, Tata ANGELLE pour son soutien spirituel et à tous mes frères et sœurs ;
 - ✚ A tous ceux qui ont pu m'assister au cours de mes études, j'exprime mes sincères remerciements ;

Que ceux dont les noms ne sont pas cités ici ne se sentent pas oubliés.

RESUME

L'objectif de cette thèse est d'étudier l'influence de la dynamique des discontinuités superficielles et profondes de la croûte dans la prévention des catastrophes naturelles dans la partie Sud-Ouest du Cameroun. L'approche méthodologique utilisée est basée sur le traitement et l'analyse des données gravimétriques terrestres pour la modélisation de la discontinuité intracrustale et des données gravimétriques satellitaires (Modèle EIGEN 6C4) pour la modélisation de la discontinuité du Moho. En premier lieu, les résultats ont révélé une topographie irrégulière de l'interface intracrustale caractérisée par une séquence de structures en horsts et en grabens avec des profondeurs allant de 15,6 à 23,4 km. Les profondeurs les plus faibles (15,6 à 17 km) sont associées à la remontée des formations mafiques vers la croûte supérieure. La subsidence de ces formations sous le Craton du Congo (CC) est matérialisée par deux structures en graben symétriques situées sous Matomb et Ebolowa à une profondeur maximale de 23,4 km. Les profondeurs intermédiaires (18-22 km) sont corrélées à une zone de suture le long de la zone de Pouma-Bipindi. Ensuite, un modèle tridimensionnel des interfaces du Moho a été proposé dans cette étude. La comparaison de ce modèle au modèle de Moho issu du Modèle Numérique de Terrain ETOPO1 a induit les conclusions suivantes : 1) une croûte sur-compensée dans la plaine côtière, en particulier sous le bassin sédimentaire de Kribi-Campo, le graben de Kumba et le Domaine de Yaoundé ; 2) une croûte mince et sous-compensée pour les zones situées à l'extrémité Sud du Domaine d'Adamawa-Yade; 3) les principaux volcans tels que le Mont Cameroun et le Mont Manengouba de la Ligne Volcanique du Cameroun (LVC) sont sous-compensés. De plus nos résultats ont suggéré que la plupart des événements sismiques ($M > 3,5$) se sont produits dans des zones marquées par des variations brusques du champ de compensation. Par conséquent, nous avons conclu que la limite nord du CC, le Mont Cameroun et ses environs, sont des zones d'extension tectonique qui peuvent jouer un rôle majeur dans l'occurrence des catastrophes naturelles futures.

Mots clés : Modélisation, données gravimétriques, interfaces crustales, plaine côtière, CC, LVC.

ABSTRACT

The objective of this thesis is to analyze the dynamic influence of surface and deep crustal interfaces in the prevention of natural disasters in the south-western part of Cameroon. The methods used are based on the analysis and processing of terrestrial gravity data for the modeling of the intracrustal interface and satellite gravity data (Model EIGEN6C4) for the modeling of the Moho discontinuity. Firstly, the results reveal an irregular topography of the intracrustal interface characterized by a sequence of horst and graben structures with depths ranging from 15.6 to 23.4 km. The shallowest depths (15.6 to 17 km) are associated with uplift of the mafic rocks towards the upper crust. The subsidence of these materials beneath the Congo Craton (CC) is materialized by two symmetrical graben structures located under Matomb and Ebolowa at a maximum depth of 23.4 km. Intermediate depths (18-22 km) are correlated to a suture zone along the Pouma-Bipindi area. Then, a 3D model of the Moho interfaces has been proposed in this study. The comparison of this model with the Moho model from the Digital Elevation Model ETOPO1 induced the following main conclusions: 1) an over-compensated crust in the coastal plain, particularly under the Kribi-Campo sedimentary basin, the Kumba graben and the Yaounde Domain; 2) the crust beneath areas located in the southern end of the Adamawa-Yade Domain is thin and under-compensated; 3) main volcanoes such as Mount Cameroon and Mount Manengouba of the Cameroon Volcanic Line (CVL) are isostatically under-compensated. Additionally, most seismic events ($M > 3.5$) occurred in areas marked by abrupt changes in compensation amplitude. Thus, we concluded from this study that the northern limit of the CC, the Mount Cameroon and its surroundings, are tectonic extension areas that may play a crucial role in the occurrence of future natural hazards.

Keywords: Modelling, gravity data, crustal interfaces, coastal plain, CC, CVL.

TABLE DES MATIERES

| | |
|---|-----|
| DEDICACE..... | i |
| REMERCIEMENTS | ii |
| RESUME..... | iv |
| ABSTRACT | v |
| TABLE DES MATIERES | vi |
| LISTE DES FIGURES..... | ix |
| LISTE DES TABLEAUX..... | xi |
| LISTE DES SYMBLOLES ET ABREVIATIONS | xii |
| INTRODUCTION GENERALE..... | 1 |
| Chapitre 1 : Revue de la littérature..... | 5 |
| 1.1 Contexte géologique et tectonique | 5 |
| 1.1.1 Marge Sud-Ouest du Golfe de Guinée | 5 |
| 1.1.2 Le Craton du Congo (CC) | 7 |
| 1.1.3 La Chaîne Panafricaine d’Afrique Centrale (CPAC)..... | 10 |
| 1.1.4 La Ligne Volcanique du Cameroun (LVC)..... | 14 |
| 1.1.5 Les grands accidents structuraux..... | 15 |
| 1.1.6 Collision entre le Craton du Congo et la Chaîne Panafricaine..... | 16 |
| 1.1.7 Géodynamique des formations mafiques | 16 |
| 1.2 Cadre géographique et géomorphologique | 17 |
| 1.2.1 Situation géographique..... | 17 |
| 1.2.2 Cadre géomorphologique | 18 |
| 1.2.2.1 Les bas plateaux Sud-Camerounais et paysages côtiers..... | 19 |
| 1.2.2.2 Les basses terres septentrionales | 21 |
| 1.3 Travaux géophysiques antérieurs | 22 |
| 1.4 Contexte, problématique et objectifs d’étude | 25 |

| | |
|--|----|
| Chapitre 2 : Données et méthodes | 29 |
| 2.1 Données utilisées | 29 |
| 2.1.1 Collecte des données terrestres | 29 |
| 2.1.2 Données issues des missions spatiales : EIGEN 6C4 | 31 |
| 2.2 Méthodes utilisées | 32 |
| 2.2.1 Notion d'anomalie gravimétrique | 33 |
| 2.2.1.1 Anomalie de Bouguer issue des données terrestres..... | 34 |
| 2.2.1.2 Anomalies gravimétriques issues des modèles globaux..... | 37 |
| 2.2.2 Séparation régionale/résiduelle | 40 |
| 2.2.2.1 Filtrage par prolongement vers le haut | 40 |
| 2.2.2.2 Filtrage en cosinus surélevé..... | 42 |
| 2.2.3 Analyse spectrale 2D..... | 43 |
| 2.2.4 Inversion 3D des données d'anomalies | 44 |
| 2.2.5 Modèle crustal dérivé de l'isostasie | 47 |
| 2.2.5.1 Calcul de la racine crustale au sens d'Airy..... | 49 |
| 2.2.5.2 Anomalie gravimétrique et isostasie..... | 50 |
| 2.2.5.3 Compensation isostatique et mouvements verticaux de la croûte terrestre. ... | 50 |
| 2.2.6 Modélisation gravimétrique directe 2D 1/2..... | 51 |
| Chapitre 3 : Résultats et discussion..... | 54 |
| 3.1 Interprétation qualitative des cartes d'anomalies de Bouguer..... | 54 |
| 3.1.1 Les zones d'anomalies positives ou lourdes | 54 |
| 3.1.2 Les zones d'anomalies négatives ou légères | 55 |
| 3.1.3 Les zones de gradients gravimétriques..... | 56 |
| 3.2 Estimation de la profondeur moyenne des interfaces crustales | 57 |
| 3.3 Analyse des cartes d'anomalies filtrées..... | 60 |
| 3.3.1 Anomalies associées à la discontinuité intracrustale..... | 60 |
| 3.3.2 Anomalies associées à la discontinuité du Moho..... | 62 |

| | | |
|-------|---|-----|
| 3.4 | Interprétation des résultats issus du principe d'inversion 3DINVER..... | 63 |
| 3.4.1 | Modélisation de l'interface intracrustale..... | 63 |
| 3.4.2 | Modélisation de l'interface Moho | 67 |
| 3.5 | Comparaison du modèle de Moho inversé avec les récents modèles de croûte | 73 |
| 3.6 | Modélisation de l'interface du Moho déduit de la théorie d'Airy Heiskanen. | 77 |
| 3.7 | Taux de compensation isostatique..... | 80 |
| 3.8 | Résultats de la modélisation directe 2.5D des sources perturbatrices | 82 |
| 3.9 | Discussion..... | 87 |
| | CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES | 95 |
| | REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES | 98 |
| | ANNEXES | 114 |

LISTE DES FIGURES

| | |
|--|----|
| Figure 1: Carte géologique montrant la reconstruction des grands ensembles tectoniques. | 6 |
| Figure 2: Carte géologique du Sud-Ouest Cameroun. | 8 |
| Figure 3: Evolution de la CPAC dans le domaine du Sud-Cameroun. | 12 |
| Figure 4: Carte hydrographique de la zone d'étude. | 18 |
| Figure 5: Carte topographique de la zone d'étude. | 20 |
| Figure 6: Carte de distribution des points de mesure des données gravimétriques. | 30 |
| Figure 7: Satellites mis en orbite pour la collecte des données gravimétriques. | 32 |
| Figure 8: Représentation de la hauteur du géoïde. | 33 |
| Figure 9: Les différentes corrections gravimétriques. | 35 |
| Figure 10: Carte d'anomalie de Bouguer non maillée de la partie Sud-Cameroun. | 37 |
| Figure 11: Carte d'anomalie de Bouguer obtenue après interpolation. | 38 |
| Figure 12: Carte d'anomalie à l'air libre dérivée du modèle global EIGEN 6C4. | 39 |
| Figure 13: Fonction de transfert du filtre de type cosinus surélevé. | 42 |
| Figure 14: Organigramme illustratif du principe d'inversion. | 47 |
| Figure 15: Compensation isostatique locale. | 48 |
| Figure 16: Explication des différentes configurations de l'équilibre isostatique. | 52 |
| Figure 17: Élément géométrique impliqué dans l'attraction gravitationnelle. | 53 |
| Figure 18: Carte d'anomalies de Bouguer affinée issue du modèle EIGEN6C4. | 55 |
| Figure 19: Graphique du spectre de puissance de la grille de Bouguer de la figure 11. | 57 |
| Figure 20: Grille d'anomalie de Bouguer étendue par la Méthode d'Entropie Maximale. | 58 |
| Figure 21: Graphique du spectre de puissance de la grille. | 59 |
| Figure 22: Carte gravimétrique régionale. | 61 |
| Figure 23: Carte d'anomalie résiduelle. | 62 |
| Figure 24: Carte gravimétrique régionale obtenue. | 63 |
| Figure 25: (a) Carte des contours de profondeur de l'interface intracrustale. | 65 |
| Figure 26: a) Modèle 3D des données d'anomalies observées ($\Delta\rho = 0,19 \text{ g/cm}^3$). | 66 |
| Figure 27: a) Modèle 3D des données d'anomalies observées ($\Delta\rho = 0,24 \text{ g/cm}^3$). | 67 |
| Figure 28: a) Modèle 3D des données d'anomalies observées ($\Delta\rho = 0,45 \text{ g/cm}^3$). | 70 |
| Figure 29: a) Modèle 3D des données d'anomalies observées ($\Delta\rho = 0,55 \text{ g/cm}^3$). | 71 |
| Figure 30: a) Modèle 3D des données d'anomalies observées ($\Delta\rho = 0,65 \text{ g/cm}^3$). | 72 |
| Figure 31 : Carte des contours de profondeur du Moho dérivée l'inversion gravimétrique. | 75 |

| | |
|---|----|
| Figure 32: a) Carte des contours de profondeur du Moho. | 77 |
| Figure 33: Cartes des contours de profondeur du Moho isostatique..... | 78 |
| Figure 34: Diagramme de dispersion du Moho gravimétrique. | 79 |
| Figure 35: (a) Pourcentage de compensation isostatique selon la théorie d'Airy..... | 81 |
| Figure 36: Modèle gravimétrique 2,5 D le long du profil A-A' | 84 |
| Figure 37: Modèle gravimétrique 2,5 D le long du profil B-B' | 85 |
| Figure 38: Modèle gravimétrique 2,5 D le long du profil C-C' | 86 |

LISTE DES TABLEAUX

| | |
|--|----|
| Tableau 1: Organismes, chercheurs et années de campagne..... | 29 |
| Tableau 2: Efficacité de l'inversion par unité géologique..... | 64 |
| Tableau 3: Efficacité de l'inversion sur le modèle du Moho calculé | 69 |
| Tableau 4: Résultats statistiques des différences. | 69 |
| Tableau 5: Comparaison du modèle de Moho | 73 |
| Tableau 6: Densités utilisées pour le modèle 2D1/2. | 83 |

LISTE DES SYMBOLES ET ABREVIATIONS

SYMBOLES

Δ : Variation

λ : Longueur d'onde (km)

ρ_c : Densité moyenne de la croûte (g/cm^3).

$\Delta\rho$: Contraste de densité (g/cm^3).

(r, λ, φ) : Coordonnées géocentriques

O_p : Opérateur de prolongement

G : Constante gravitationnelle ($m^3 \cdot kg^{-1} \cdot s^{-2}$)

V_p : Vitesse d'onde P (m/s)

V_s : Vitesse d'onde S (m/s)

g_{th} : Pesanteur théorique (mGal)

g_{mes} : Pesanteur mesurée (mGal)

Δg_a : Correction à l'air libre (mGal)

Δg_p : Correction de plateau (mGal)

Δg_t : Correction topographique (mGal)

\overline{P}_{lm} : Fonctions de Legendre normalisées

\overline{C}_{lm} : Coefficients de Stokes normalisés

\overline{S}_{lm} : Coefficients de Stokes normalisés

ABREVIATIONS

EIGEN: European Improved Gravity model of the Earth by New techniques,
GNSS-SST: Global Navigation Satellite System-Satellite to Satellite Tracking,
SGG: Satellite Gravity Gradiometry,
GOCE: Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer,
GFZ : Geo Forschungs Zentrum,
LAGEOS: Laser Geodynamics Satellite,
LEGOS: Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales,
CNES : Centre National d'Etudes Spatiales,
GRACE: Gravity Recovery and Climate Experiment,
ESA : European Space Agency,
NASA : National Aeronautics and Space Administration,
MEM : Méthode d'Entropie Maximale,
U.I.G.G : Union Internationale de Géodésie et de Géophysique,
GRGS : Groupe de Recherche Géodésie Spatiale
IGRS: International Gravity Reference System,
SRTM: Shuttle Radar Topography Mission,
IGSN71: International Gravity Standardization Network, 1971,
GM: Global Model,
MNT: Modèle Numérique de Terrain,
ICGEM: International Center for Global Earth Models,
USGS : Institut d'études géologiques des États-Unis,
LAREG : Laboratoire de Recherche en Géodésie,

LATIS : Laboratoire de Traitement d'Image et de Stéréorestitution,

LRRN : Laboratoire de Recherche sur les Risques Naturels,

KFZ : Kribi Fracture Zone,

TTG : Tonalite-Trondhjemite-Granodiorites,

RMS: Root Mean Square,

CC: Craton du Congo,

LCC : Limite du Craton du Congo,

CPAC: Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale,

LVC : Ligne Volcanique du Cameroun,

CCC : Cisaillement Centre Camerounais,

FTB : Faille de Tcholliré-Banyo,

FS : Faille de la Sanaga,

FKC : Faille de Kribi-Campo.

INTRODUCTION GENERALE

La connaissance du processus de formation des montagnes, des bassins sédimentaires, des volcans ainsi que des mécanismes tectoniques qui ont contribué aux irrégularités topographiques observées en surface reste et demeure d'un intérêt particulier pour les scientifiques en général et les géophysiciens en particulier. Dans le monde, la recrudescence des catastrophes naturelles d'ordre géomorphologiques observée ces dernières années est la conséquence des accidents de relief liés d'une part aux causes géologiques tels que les mouvements des plaques lithosphériques (phénomènes de convergence et de divergence) et d'autre part aux processus de surface tels que le ruissellement, l'érosion et la sédimentation. On peut citer en exemple les régions exposées aux phénomènes de subduction à l'instar des zones longeant soit l'Asie du Sud-Est (Indonésie), soit le pourtour Pacifique (Mariannes, Aléoutiennes-Alaska, Amérique Centrale), les marges continentales passives qui sont surtout des zones de limite de plaque comme la marge du Labrador au Canada ou encore le golfe d'Aden en Afrique de l'Est. En Afrique, le rift Est-Africain constitue un phénomène géodynamique important composé d'une succession de plusieurs fossés d'effondrement séparés par des failles majeures qui bordent la frontière ouest du golfe d'Aden. Cette zone est marquée par un niveau de sismicité très élevé ; les sismologues ont enregistré 47 séismes tous de magnitude comprise entre 4 et 6 (Matondo et al., (2014). En vue de l'évaluation du potentiel en risque sismique, les scientifiques ont essayé de caractériser les mouvements inter-sismiques horizontaux et verticaux à l'aide des techniques de géodésie spatiale et de gravimétrie. Ainsi la mesure des variations spatiales et temporelles du champ de gravité à l'échelle de la lithosphère leur a permis non seulement de déterminer sa structure interne, mais aussi de suivre dans le temps toutes sortes de phénomènes tels les déformations consécutives liées aux grands séismes qui ont affecté le Golfe d'Aden (Dugda et al., 2005; Tiberi et al., 2005; Autin et al., 2010; Lemenkova, 2021).

Notre zone d'intérêt est le Cameroun, plus précisément le Sud-Ouest Cameroun. Sa bordure côtière qui constitue la marge continentale Ouest africaine est une marge continentale de seconde génération, qui s'ouvre dans la seconde phase distensive au Crétacé (à partir de 140 Ma au Sud) et s'intègre dans l'échelle globale d'observations de marge dans le monde. La partie Sud-Ouest du Cameroun est également marquée par des mégastructures tectoniques qui sont le Craton du Congo (CC) et la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale (CPAC). La CPAC comprend le domaine continental d'une chaîne qui constitue la Ligne Volcanique du Cameroun

(LVC). Cette dernière est limitée au Sud-Ouest par la bordure côtière camerounaise et au Nord-Est par le massif volcanique de l'Adamaoua. Des hypothèses géologiques révèlent qu'elle serait liée à un évènement tectonique majeur ayant conduit à la séparation du supercontinent Gondwana pour donner naissance aux plaques Africaine et Sud-Américaine (Burke, 2001; Fitton, 1980; Gallacher et Bastow, 2012). La zone de rift et la morphologie allongée de la portion continentale de la LVC sont contrôlées par un système de failles de direction prédominante ENE-WSW de la croûte, au-dessus de laquelle se sont développés les volcans. Ainsi, les risques naturels tels que les émissions de gaz, les tremblements de terre, les mouvements de masse qui y sont liés et les éruptions volcaniques, observés depuis le 20^e siècle, sont directement liés à la déformation de la croûte terrestre et aux mouvements différentiels qui en résultent au sein de celle-ci (Ambraseys et Adams, 1986; Tabod et al., 1992). L'occurrence de tels évènements à l'intérieur des plaques et leur résurgence en surface sous forme de mouvement de masse est moins bien comprise, en grande partie parce que l'on sait peu de choses sur les mécanismes de déformation à l'intérieur des entités tectoniques. De plus les déformations dues aux mouvements de masse observées ces dernières années dans la région du Sud-Ouest Cameroun concernent approximativement tous les matériaux géologiques (roches naturelles, sol, remblai artificiel) et peuvent se développer dans une grande variété de formes et à des gammes d'échelle plus larges (Tchoua, 1983; Ayonghe et al., 2004; Zogning et al., 2007; Pazzi et al., 2019). Parallèlement, si l'on veut analyser les processus tectoniques à l'échelle de la croûte, voire de la lithosphère, il est nécessaire d'imager le champ de déformation continue à l'échelle de domaines suffisamment larges.

Dans un tel contexte, la gravimétrie qui est l'une des disciplines fondamentales de la géophysique, a constamment évolué au rythme des progrès technologiques pour permettre la mesure du champ de gravité terrestre sur une gamme d'échelles spatiales de plus en plus étendue et une précision de plus en plus grande. La connaissance du champ de gravité dans la région du Sud-Ouest Cameroun est le résultat de nombreuses campagnes gravimétriques et de levés à grande échelle lancées et exécutées au cours des 50 dernières années (Tadjou et al., 2009; Angue et al., 2011; Tokam et al., 2010; Njandjock Nouck et al., 2013; Jean Marcel et al., 2016). Malgré que le lien direct entre les anomalies du champ de pesanteur à grande échelle et les inégalités de densité liées aux convections mantelliques n'a pas été clairement établi, l'imagerie et la modélisation de ces données ont sans doute permis à ces auteurs d'analyser et d'interpréter les variations du champ de pesanteur comme étant des remontées magmatiques le long de la marge continentale de la Ligne Volcanique du Cameroun (LVC) ou comme des mouvements tectoniques importants ayant provoqué des séismes. La question principale n'est plus

simplement de statuer sur les meilleurs modèles géophysiques rendant compte de la distribution et de la géométrie des structures profondes de la croûte mais de parvenir à concilier les phénomènes géodynamiques souterrains aux instabilités géomorphologiques pour une meilleure prévention des catastrophes naturelles (mouvements de masse) observées ces dernières années dans la région du Sud-Ouest Cameroun. La réponse à ce problème demeure jusqu'à présent un sujet de spéculation, mais la gravimétrie associée aux récents modèles géopotentiels apporteront sans doute une contribution notable dans la compréhension de ces phénomènes.

La stratégie adoptée dans ces travaux de thèse consiste à utiliser la méthode gravimétrique dans la région du Sud-Ouest Cameroun afin :

- De caractériser toutes les signatures gravimétriques des formations géologiques pour la reconnaissance des modèles structuraux.

- D'évaluer les profondeurs moyennes des interfaces de densité source des anomalies observées à partir de l'analyse spectrale des grilles de données d'anomalies en vue
 - 1) de minimiser l'erreur sur les estimations de l'épaisseur des structures constituant la croûte,
 - 2) d'envisager une cartographie plus fine et précise des discontinuités géologiques sous-jacentes.

- De proposer des modèles de structure 3D du sous-sol illustrant les variations latérales et profondes des interfaces superficielles et profondes de la croûte afin d'établir l'inter-action directe entre la géodynamique superficielle et profonde.

- De faire une analyse conjointe des données topographiques et gravimétriques afin de comprendre les différents facteurs responsables des déformations de la proche surface et de leurs rôles respectifs.

A la lumière des travaux géophysiques antérieurs, les résultats issus des travaux de cette thèse permettront d'identifier et d'estimer les paramètres physiques influencés par l'effet des discontinuités superficielles et profondes de la croûte, de proposer une caractérisation de la topographie des interfaces de densité du sous-sol, d'étudier l'effet dynamique des interfaces de densité de grande longueur d'onde par rapport à la topographie afin de dégager leur impact

géodynamique sur la géologie de surface et leur implication sur l'apparition des catastrophes naturelles observées ces dernières décennies dans le Sud-Ouest Cameroun.

Cette thèse commence par une introduction générale et s'articule en trois chapitres :

Le premier chapitre présentera une synthèse bibliographique, constituée d'une part d'une analyse descriptive du contexte géographique, géologique et tectonique de la zone d'étude, et d'autre part d'une présentation de l'état de l'art des travaux géologiques et géophysiques antérieurs.

Le second chapitre sera consacré aux bases théoriques de la gravimétrie et aux méthodes employées pour le traitement des données gravimétriques.

Le troisième chapitre nous présentera les différents résultats obtenus et leur discussion. La thèse s'achève par une conclusion générale avec ouverture sur les perspectives de recherche.

Chapitre 1 : Revue de la littérature

1.1 Introduction

Une bonne étude géophysique ne pourrait se faire que si l'on ait une bonne connaissance du milieu naturel où l'on se trouve. Ce chapitre présente les contextes dans lesquels est abordée l'étude du site d'intérêt. Dans un premier temps, il sera question de faire une synthèse géologique afin de replacer dans leur contexte les différents événements tectoniques qui se sont succédés pour aboutir à la structure actuelle de la marge passive du Sud-Ouest Cameroun. Ensuite, après avoir présenté les grands ensembles structuraux et les principales phases de déformation dans la région du Sud-Ouest Cameroun, la description géographique et géomorphologique permettra de comprendre le paysage physique actuel et de contraindre les relations entre les indices tectoniques et le développement de la géomorphologie. Enfin, ce chapitre s'achèvera sur la présentation des travaux géologiques et géophysiques antérieurs qui mèneront sur une problématique afin de tenter d'établir sur des bases solides le problème à résoudre du point de vue du géophysicien.

1.2 Contexte géologique et tectonique

1.2.1 Marge Sud-Ouest du Golfe de Guinée

L'Afrique présente une grande variété de structures de marges continentales, de styles tectoniques et d'enregistrements sédimentaires. Le secteur d'étude est situé en Afrique Centrale, plus précisément entre les parallèles 1° et 6° de latitude Nord et les méridiens 9° et 14° de longitude Est.

Le domaine côtier appartient au vaste système des marges équatoriales de l'Afrique Occidentale (Séranne et Anka, 2005). Il est surtout marqué par la présence du Bassin sédimentaire côtier de Douala/Kribi-Campo, née de la séparation des plaques lithosphériques Sud-américaine et Africaine et s'étend le long du Golfe de Guinée (Figure 1).

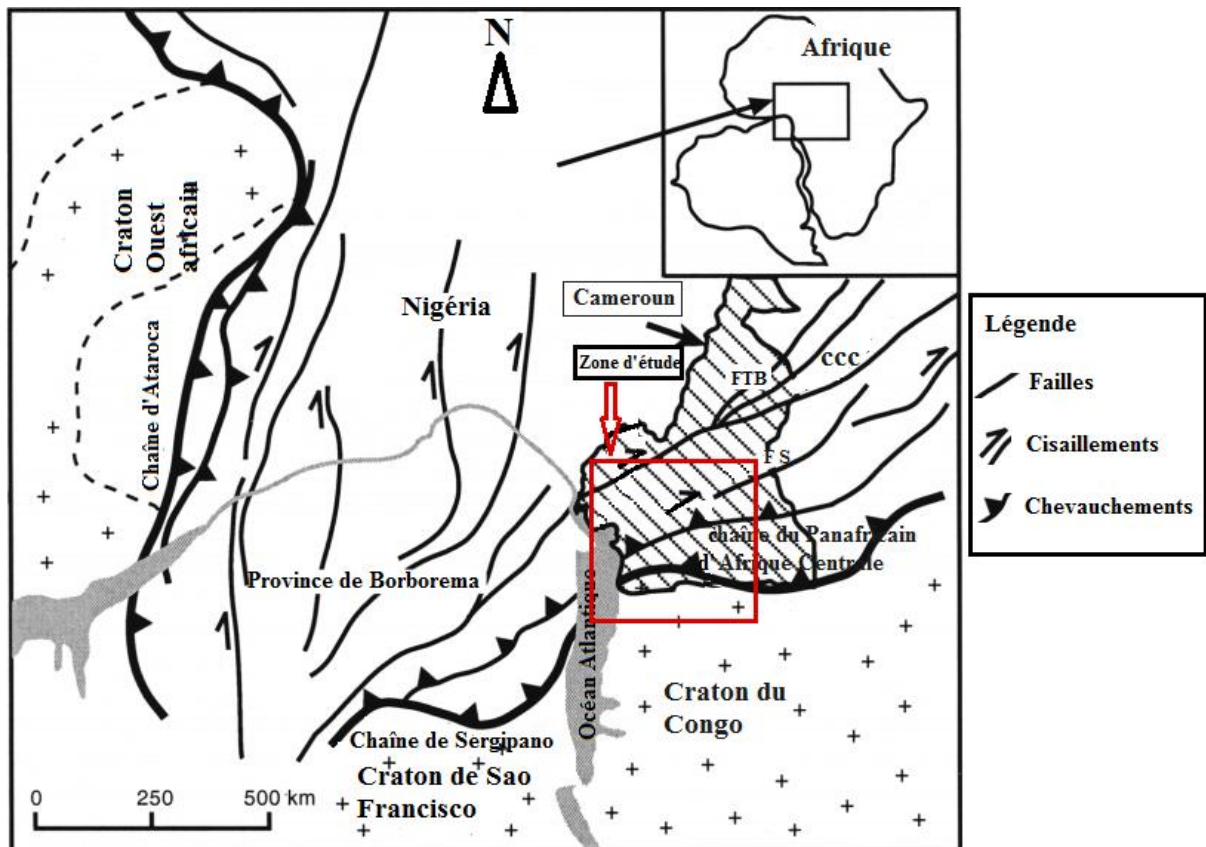


Figure 1: Carte géologique montrant la reconstruction des grands ensembles tectoniques notamment la naissance de la marge Ouest Africaine (modifiée d'après Castaing et al. (1994)).

La mise en place de cette grande dépression épicontinentale est consécutive à l'ouverture de l'Atlantique Sud, suite à la fracturation du Gondwana. Scotese et al. (1988) ont montré que cette ouverture est liée à l'épisode allant du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur (144-125 Ma). Le bassin de Douala/Kribi-Campo s'étend sur une superficie de 19.000 km², dont 7.000 km² en onshore (Regnault, 1986). Il est subdivisé en 2 sous-bassins que sont : le sous-bassin de Douala au Nord, et le sous-bassin de Kribi-Campo au Sud. L'évolution géodynamique de ces bassins est liée à la création de l'Océan Atlantique.

Benkhelil et al. (2002), ont distingué trois grands épisodes tectoniques et sédimentaires marqués au Crétacé inférieur par une phase de rifting suivie d'une phase de drift et enfin par un court épisode compressif durant le Crétacé supérieur et le Tertiaire. Le bassin sédimentaire de Kribi-Campo montre un contexte tectonique particulier. Il est formé en réponse à un rifting oblique et est soumis à des contraintes régionales extensives (Reyre, 1984). Ce bassin est traversé par une zone océanique de fracture majeure suivant une direction sensiblement NE-SW connue

sous le nom 'Kribi Fracture Zone' (KFZ) et qui se prolonge dans le continent en conservant la même orientation.

La séquence tectono-lithostratigraphique du bassin sédimentaire de Kribi-Campo est similaire à celle du bassin sédimentaire de Douala (Owono, 2010).

1.2.2 Le Craton du Congo (CC)

Le Craton du Congo est une énorme masse sub-circulaire d'environ 5.711.000 km² de surface et d'un diamètre d'environ 2.500 km (Shang et al., 2010). Il est limité au Nord par la zone mobile d'Afrique Centrale et au Sud par la zone mobile d'Afrique du Sud (Figure 2). Il s'est mis en place vers 2800 Ma (cycle libérien) et a été rajeuni au cours de l'Eburnéen (2300-1800 Ma). Par comparaison avec les âges obtenus sur le Craton Ouest Africain; les données géochronologiques (Lasserre, 1975) ont montré que le CC est représenté au Cameroun par le complexe du Ntem qui comprend d'Ouest en Est, les unités tectoniques du Nyong, du Ntem et de l'Ayina.

L'unité du Ntem : Elle est un mélange hétérogène de roches méta-sédimentaires, de charnockites et de granitoïdes du Paléoprotérozoïque archéen. Elle est également marquée par une prédominance des complexes intrusifs de gneiss, principalement constitués de roches de la suite des Tonalite-Trondhjemite-Granodiorites (TTG) (Nédélec et Nsifa, 1987). Les roches intrusives de l'unité tectonique ont un caractère charnockitique avec une prédominance de formations granitiques, tonalitiques et syénitiques. La croûte hétérogène de cette unité serait le résultat de trois épisodes de formation et de remaniement de la croûte (Nédélec et al., 1990; Toteu et al., 1994). La première phase de formation de la croûte qui s'est produite à ~3,1 Ga a pris la forme des ceintures de roches vertes représentée dans l'unité Ntem par la présence d'ortho-amphibolites et de différents types de roches méta-sédimentaires. Ceci a été suivi par une phase de mise en place de la suite de Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG) dans la ceinture de roches vertes à ~2,9 Ga et cette phase est représentée par l'exposition extensive de charnockites et de granitoïdes dans l'unité Ntem. La phase finale est caractérisée par le remaniement de la croûte Ntem par la fusion de la ceinture de roches vertes et de la suite TTG pour produire un magma felsique qui a pénétré la croûte sous la forme de granitoïdes à haute teneur en K entre 2,7 et 2,5 Ga (Shang et al., 2010).

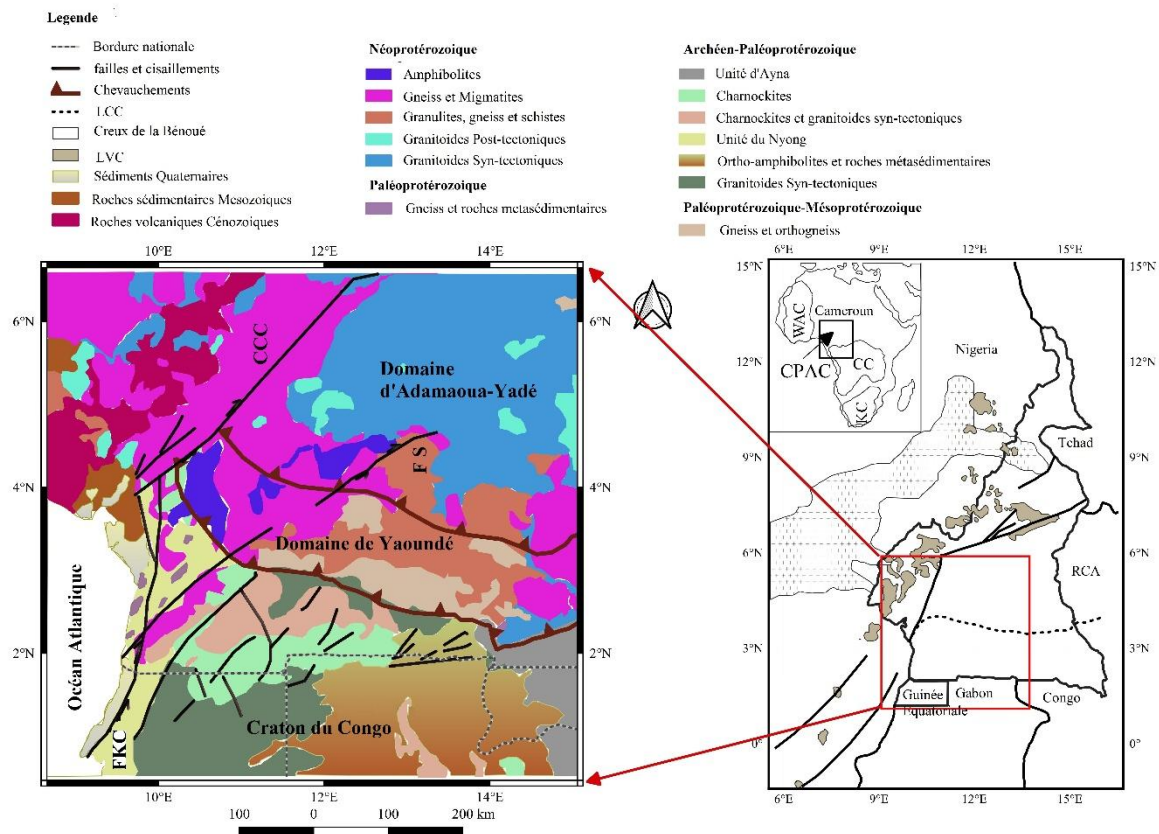


Figure 2: Carte géologique du Sud-Ouest Cameroun (modifiée d'après Ngalamo et al. (2017)). LCC : Limite du Craton du Congo, LVC : Ligne Volcanique du Cameroun, CCC : Cisaillement Centre Camerounais, FS : Faille de la Sanaga, FKC : Faille de Kribi-Campo.

L'unité du Nyong : Elle correspond à la bordure Ouest du Craton du Congo. Elle a été considérée comme l'équivalent de l'unité archéenne du Ntem restructurée au Panafricain ou à l'Eburnéen (Lasserre, 1975; Cahen et al., 1984). Elle est constituée de gneiss mafiques et de la suite TTG, de quartzites et de granitoïdes (Lerouge et al., 2006). Elle est en fait en grande partie composée de métasédiments et de metabasites paléoproterozoïques (Toteu et al., 1994). Toteu et al. (1994) ont daté un événement métamorphique à forte teneur qui a conduit à la formation de charnockites dans l'unité Nyong à ~2,05 Ga et ont suggéré que l'unité pourrait s'être formée à la suite d'un remaniement paléoproterozoïque de la continuation Nord-Ouest de l'unité Ntem. L'évolution paléoproterozoïque se caractérise donc d'après les auteurs par le développement d'une tectonique en nappe et par un métamorphisme du faciès granulite affectant un domaine archéen recyclé et des sédiments d'âge paléoproterozoïque (Penaye et al., 2004). L'âge de la sédimentation dans cette unité est estimé autour de 2,4 Ga, et la mise en place des roches basiques à ultrabasiques vers 2100 Ma. L'unité du Nyong est affectée par un métamorphisme

synchrone de la mise en place des granitoïdes syntectoniques autour de 2,05 Ga (Toteu et al., 1994; Lerouge et al., 2006).

L'unité de l'Ayina : Elle est située dans la partie Sud-Est du complexe du Ntem et est constituée de roches similaires à celles de l'unité du Ntem (Vicat et al., 1997). Au Sud-Est du Cameroun, la couverture paléoprotérozoïque du CC, repose en discordance sur l'unité de l'Ayina et comprend en majorité des roches cristallophyliennes (leptynites, amphibolites, gneiss), des roches à caractère intrusif (granites, syénites, tonalites) et des ceintures de roches vertes, qui passent en continuité de l'unité du Ntem à celle de l'Ayina. L'unité est également pénétrée par des granitoïdes du Mésoprotérozoïque tardif localisés à la base des roches de couverture et pourrait représenter la fonte crustale inférieure (Vicat et al., 1997).

Les travaux géochronologiques (Tchameni, 1997) permettent de scinder l'évolution tectonique de la bordure septentrionale du CC en deux grands épisodes tectoniques :

L'épisode archéen : Il commence à 3,1 Ga et correspond à une phase de distension avec formation des bassins marins ou continentaux comblés de matériaux volcano-sédimentaires, injectés par la suite de roches basiques. Cette phase de distension est suivie d'une phase compressive (2,9 à 2,6 Ga) associée à un abondant plutonisme charnockitique, tonalitique et granitique. Les granitoïdes observés d'âge environ 2,6 Ga sont les produits de la fusion crustale. Le cycle archéen est clôturé dans la zone par une phase de magmatisme calco-alcalin (2,6 Ga).

L'épisode protérozoïque inférieur : Il commence vers 2,4 Ga avec fracturation et événements thermiques. Un réchauffement favorise un remaniement des formations archéennes. Les fractures développées antérieurement sont colmatées par des dolérites vers 2,1 Ga. Un métamorphisme de haut degré daté à 2,05 Ga accompagne la déformation D2 qui prend de l'ampleur dans l'unité du bas Nyong. Cette unité est le résultat de la collision entre les cratons du Congo-Saô Francisco au Protérozoïque inférieur.

L'épisode protérozoïque supérieur : Il est marqué par l'effondrement du Craton du Congo par un réseau de fossés intracratoniques dont l'aulacogène de la Sangha est la pièce maîtresse. Les formations d'âge protérozoïque supérieur affleurant au Sud-Est du Cameroun sont supposées dans les zones effondrées du Craton, masquées par les dépôts récents de la forêt équatoriale de la cuvette Congolaise (Bessoles et Trompette, 1980).

Ces différentes phases tectoniques ont conduit à la mise en place des unités structurales de la région.

1.2.3 La Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale (CPAC)

La zone mobile d'Afrique Centrale correspond à la zone située entre le Craton Ouest Africain au Nord et le Craton du Congo au Sud. Les roches appartenant à cette zone sont celles qui ont été soumises à la tectonique panafricaine ou dont les âges géochronologiques montrent un rajeunissement à 500-600 Ma. La portion camerounaise de la Chaîne Panafricaine est souvent qualifiée de Chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale. Dans notre zone d'étude, elle est représentée par le domaine de Yaoundé et le domaine d'Adamaoua-Yade.

Le domaine de Yaoundé : Il est représenté par les séries métamorphiques du groupe de Yaoundé charriées vers le Sud sur le CC. Il est constitué d'un mélange de roches métamorphiques de faible à forte teneur, d'origine à la fois sédimentaire et ignée (Toteu et al., 1994). Ces roches métasédimentaires et méta-ignées sont réparties dans les séries d'Ayos-Mbalmayo-Bengbis au Sud, la série de Yaoundé au Centre, la série de Yokadouma à l'Est et la série de Bafia au Nord (Nédélec et al., 1986; Nzenti, 1987; Penaye et al., 2004). Ces séries sont principalement constituées de roches paradérivées (métapélites et métagrauwackes) ainsi que des migmatites. Les séries d'Ayos-Mbalmayo-Bengbis et de Yaoundé correspondent aux roches du Néoprotérozoïque dans le domaine de Yaoundé, tandis que la série de Bafia correspond aux roches Paléoprotérozoïque-Mésoprotérozoïques dans le domaine.

Elle est une unité hétérogène composée de reliques de roches paléoprotérozoïques de haut grade et de métasédiments néoprotérozoïques, recoupés par des granitoides néoprotérozoïques (Penaye et al., 2004; Tchakounté et al., 2007). L'âge de dépôt des roches métasédimentaires des séries d'Ayos-Mbalmayo-Bengbis et de Yaoundé est suggéré comme étant postérieur à ~620 Ma étant donné que les zircons détritiques de ces roches ont donné un âge de ~620 Ma (Toteu et al., 2006). D'après Nzenti et al. (1988), les roches sédimentaires du groupe de Yaoundé ont été déposées dans un environnement de marge passive, prédisant que la source de ces roches sédimentaires provenait du Craton du Congo.

Par contre Penaye et al. (1993); Toteu et al. (2001) ont démontré grâce à l'exploitation des données isotopiques Sm-Nd que les roches de ces séries proviennent de protolithes formés par un mélange de sources d'âge Paléoprotérozoïque et Néoprotérozoïque, sans contribution majeure à partir du Craton du Congo. De plus, Toteu et al. (2006) ont suggéré que la source de

ces roches sédimentaires se trouve plus au Nord sous la forme d'un arc continental néoprotérozoïque développé au sommet de la croûte paléoprotérozoïque du domaine d'Adamaoua-Yadé.

La formation du domaine Yaoundé se résume à une collision entre le CC et le domaine Adamawa-Yadé, qui s'est faite en plusieurs étapes (dépôt, enfouissement, métamorphisme granulitique, exhumation et charriage sur le Craton du Congo (Figure 3). Cette évolution est caractérisée par le développement d'un arc magmatique au Nord du CC et par l'ouverture puis la fermeture rapide de bassins sédimentaires marginaux liés à la subduction vers le Nord, sous le domaine Adamawa-Yadé (Toteu et al., 2006, Penaye, et al., 2006). Le bassin de Yaoundé est d'ailleurs considéré par Penaye et al. (2006) comme s'étant développé sur un vieux socle et pendant une très courte durée, ~ 626 à ~ 600 Ma, en association étroite avec les évènements collisionnels (Figure 3).

La limite entre le domaine de Yaoundé et le CC est considérée comme étant l'expression crustale de la zone de suture entre le Craton et les terranes orogéniques au Nord et que les roches métamorphiques de faible teneur du groupe de Yaoundé qui montrent un tissu planaire sub-horizontal dominant, représentent la seule poussée de l'allochtone (Nédélec et al., 1990). Cependant, il est également suggéré que la limite lithosphérique Nord du CC pourrait se trouver plus au Nord le long de la zone de cisaillement Tcholliré-Banyo (Kwékam et al., 2010). De plus, la géométrie et la cinématique des structures du domaine de Yaoundé sont interprétées comme développées à partir d'une contraction N-S en deux phases, la phase la plus jeune ayant entraîné la mise en place vers le Sud de l'allochtone de Yaoundé sur la limite Nord du CC (Toteu et al., 2004; Toteu et al., 2006). Cependant, Mvondo et al. (2003) ont soutenu que le tissu planaire sub-horizontal développé pendant la phase de déformation tardive dans le domaine de Yaoundé pourrait être sous la forme d'une extension de cisaillement pure déclenchée par une exhumation rapide du domaine.

L'évolution tectono-métamorphique de l'ensemble du domaine de Yaoundé est marquée par deux phases majeures de déformation. La première phase est peu connue, masquée par la seconde phase de déformation. Elle correspond probablement au premier stade de la formation de la nappe de Yaoundé, associée au métamorphisme granulitique (Toteu et al., 2004; Mvondo et al., 2007). La phase de déformation D2 est caractérisée par une foliation régionale, plate et faiblement inclinée vers le Nord et par une linéation d'étirement de direction N20°E à N30°E à plongement SSW. Ces structures résultent du chevauchement vers le Sud du domaine de Yaoundé ou de son extension (Toteu et al., 2004; Mvondo et al., 2007).

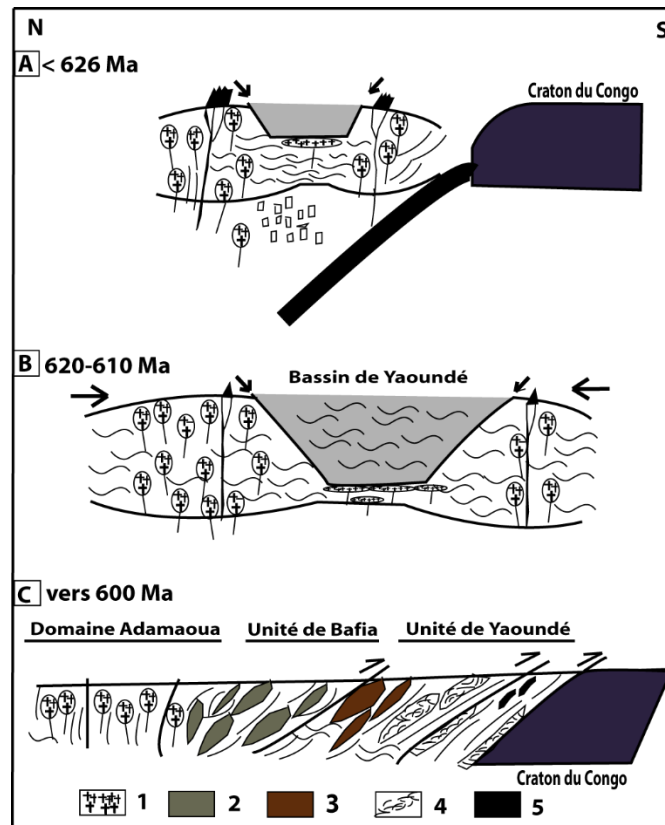


Figure 3: Evolution de la CPAC dans le domaine du Sud-Cameroun, modifiée d'après (Toteu et al., 2006). 1 Granitoides post-nappe, 2 Granitoides d'environ 600 Ma, 3 Granitoides d'environ 620 Ma. 4 Plutonisme basique de 660-640 Ma et 5 Roches ultramafiques.

Le domaine d'Adamaoua-Yadé : Il s'étend entre le domaine de l'Ouest Cameroun au Nord-Ouest du Cameroun et le domaine de Yaoundé au Sud (Figure 2). Ce domaine est caractérisé par la présence de vastes étendues de roches métasédimentaires et d'ortho-gneiss paléoprotérozoïque (Toteu et al., 2004). Il est également composé des ensembles métavolcanosédimentaires néoprotérozoïques décrits sous l'appellation de série de Lom, affectés par un métamorphisme de degré faible à moyen ; ainsi que d'abondants granitoïdes syn- à tardi tectoniques d'origine crustale ou mixte (Soba et al., 1991; Tchameni et al., 2006). À partir des âges du modèle Sm-Nd et des âges du zircon hérité, Toteu et al. (2004) ont suggéré que les métasédiments et les ortho-gneiss du domaine d'Adamaoua-Yadé contiennent une contribution significative d'une croûte archéenne similaire en âge au Craton du Congo. Ces formations rocheuses ont également conservé les vestiges du métamorphisme du faciès granulitique du Paléoprotérozoïque (~2,1 Ga) mais cet évènement métamorphique a été significativement effacé par la déformation du Néoprotérozoïque qui a accompagné l'orogénèse Panafricaine.

L'une des caractéristiques frappantes du domaine d'Adamaoua-Yadé est la présence d'expositions étendues de granitoïdes syn-tectoniques à post-tectoniques (Toteu et al., 1994; Kwékam et al., 2010). Deux corps plutoniques de cette suite de granitoïdes ont donné des âges de zircons U-Pb de 620 ± 3 Ma et 613 ± 2 Ma (Kwékam et al., 2010). Le domaine d'Adamaoua-Yadé est également pénétré par la suite de gabbrorites post-tectoniques qui a donné un âge de zircon U-Pb de 576 ± 4 Ma. Kwékam et al. (2010) ont conclu que la source du magma de ces corps provenait d'un mélange de source mantellique juvénile et de la fusion d'une croûte inférieure de l'Archéen au Paléoproterozoïque. Une conclusion similaire a été tirée pour les sources magmatiques d'autres granitoïdes syn-tectoniques à post-tectoniques du domaine Adamaoua-Yadé (Toteu et al., 2001).

(Toteu et al., 2001, 2004) ont proposé, indépendamment de la présence d'une contribution mineure du manteau juvénile du Paléoproterozoïque, que le domaine d'Adamaoua-Yadé est une croûte paléoproterozoïque qui a été recyclée à partir d'une croûte archéenne par altération et sédimentation ainsi que par la fonte et l'intrusion de roches plutoniques. En outre, (Toteu et al., 2001, 2004) ont proposé que cette croûte paléoproterozoïque a été fortement remobilisée lors de l'événement orogénique panafricain du Néoproterozoïque. Ces auteurs ont comparé l'évolution du domaine d'Adamaoua-Yadé à celle de l'unité Nyong dans la bordure Nord-Ouest du CC et ont considéré que l'unité du Nyong était la continuation du domaine Adamaoua-Yadé. (Toteu et al., 2001, 2004) ont également suggéré que les deux entités tectoniques pourraient avoir partagé la même évolution géologique en tant que partie du CC, mais seulement que l'unité Nyong est restée attachée au Craton alors que le domaine Adamaoua-Yadé a été séparé du Craton pendant sa fragmentation au début du Néoproterozoïque.

Sur le plan tectonique le domaine Adamaoua-Yadé est affecté par deux phases de déformation ductile (Tchameni et al., 2006). La première est caractérisée par une foliation sub-horizontale et est généralement transposée par la deuxième phase, en plis droits à axe horizontal. Cette seconde phase est caractérisée par une foliation régionale de direction NE-SW et à fort pendage vers le Sud-Est ou le Nord-Ouest, et par une linéation L2 sub-horizontale, de direction NE-SW et à plongement SW. Des marqueurs de cisaillement C2 associés aux plans de foliation S2, sont également décrits. Ces marqueurs indiquent un mouvement sénestre dans la partie Nord du domaine, en relation avec la faille Tcholliré-Banyo (Tchameni et al., 2006), et un mouvement dextre dans sa partie Sud, en relation avec la zone de cisaillement centre camerounais et la faille de l'Adamaoua (Njonfang et al., 2006).

1.2.4 La Ligne Volcanique du Cameroun (LVC)

La ligne volcanique du Cameroun (LVC) est une chaîne linéaire de centres volcaniques de 1800 km de long, orientée SW-NE, qui s'étend du Golfe de Guinée jusqu'au centre du Cameroun. La LVC est oblique sur le cisaillement centre Camerounais sur lequel se localise le plateau volcanique de l'Adamaoua. Elle comprend de multiples centres volcaniques et plutoniques et des zones de soulèvement associées, qui sont divisées en un secteur océanique et un secteur continental de longueurs à peu près égales.

Le secteur océanique de la LVC s'étend d'Annobon (Pagalú) au Sud-Ouest à Bioko au Nord-Est, englobant l'île de Sao Tomé-et-Principe. Le secteur continental de la LVC est constitué de sept volcans primaires, dont le Mont Cameroun près de la côte et s'étend plus à l'Est dans le centre Cameroun (Déruelle et al., 2007). Le Mont Cameroun est un volcan continental d'environ 4 090 m de haut situé sur la ligne volcanique du Cameroun (LVC) de 1 800 km de long, un alignement du Paléocène aux complexes intrusifs et aux volcans centraux récents (Déruelle et al., 1991). Avec un volume subaérien d'environ 1 300 km³, le Mont Cameroun est l'un des plus grands volcans continentaux et le volcan le plus actif d'Afrique de l'Ouest. Il s'est développé sur une faille glissante régionale et repose sur un bassin sédimentaire qui contient des couches ductiles sur lesquelles le volcan pourrait s'être étendu. Il contient également des failles de glissement dextres tardives, regroupées sous le nom de Cisaillement Centre Camerounais (CCC). Ce socle cristallin a subi un processus de rifting avant l'ouverture de l'Océan Atlantique équatorial (105-100 Ma). Les bassins sédimentaires bordés par des failles normales de tendance NW-SE à N-S (les bassins de Rio del Rey, Douala et Kribi/Campo) se sont formés dans la zone d'étude. Les mouvements de glissement dextres se produisant le long du CCC réactivé ont été transférés sur les failles transformantes océaniques il y a 100 Ma (Déruelle et al., 2007).

La partie Sud-Ouest de la LVC qui fait partie de la zone d'étude repose principalement sur les formations du socle Panafricain comprenant des schistes et des gneiss pénétrés par des granites et des diorites (Déruelle et al., 2007, 1991). La plupart des roches volcaniques cénozoïques qui composent la LVC sont principalement des basaltes alcalins, des trachytes, des rhyolites et des laves néphéliniques (Nkoumbou et al., 1995). La mise en place du magmatisme de la LVC apparaît liée à la réactivation d'anciennes structures panafricaines dans un contexte qui a fait l'objet d'interprétations variées encore peu satisfaisantes (Déruelle et al., 1991).

1.2.5 Les grands accidents structuraux

Sur le plan structural, la région est dominée par de nombreuses failles et de zones de cisaillement à savoir :

La Faille Kribi-Campo (FKC) : Elle est située au Sud-Cameroun, où elle recoupe le socle paléoprotérozoïque de l'unité du Nyong en passant par les localités de Kribi et de Campo. Elle correspond à une zone de cisaillement sénestre de direction NNE-SSW, dont l'âge est estimé à partir de l'âge de cristallisation du pluton syénitique syn-cinématique du Rocher de Loup, autour de 590 Ma (Lerouge et al., 2006; Toteu et al., 1994).

La faille de la Sanaga (FS) : Elle est une faille ductile sénestre de direction N70°E, qui correspond à un prolongement vers l'Ouest de la faille de Bozoum-N'délé située en RCA (Dumont, 1986). Elle est localisée au Sud du Cisaillement Centre Camerounais (CCC) et longe la bordure Sud du bassin de Lom, qui résulte d'un jeu de failles entre la Faille de la Sanaga (FS) et les failles locales (Ngako et al., 2003). L'âge de dépôt du bassin, estimé entre 600 et 613 Ma (Toteu et al., 2006), est équivalent à l'âge du mouvement sénestre de la FS (Ngako et al., 2008).

La Faille de Tcholliré-Banyo (FTB) : Le domaine d'Adamaoua-Yadé est séparé du domaine de l'Ouest du Cameroun par la Faille de Tcholliré-Banyo qui est supposée être une zone de cisaillement sinistrale à l'échelle lithosphérique et à tendance ENE (Toteu et al., 2004). Cette zone de cisaillement fait partie de la zone de cisaillement Néoprotérozoïque d'Afrique Centrale qui s'étend vers l'Est à travers le Tchad, vers l'Ouest du Soudan et vers l'Ouest au Brésil avant la fragmentation du Gondwana (Van Schmus et al., 2008). Il est suggéré que la Faille de Tcholliré-Banyo a été réactivée au cours du Crétacé en association avec l'ouverture de l'Océan Atlantique Sud et que cette réactivation a entraîné la formation de bassins de séparation le long de cette zone de cisaillement. Cette dernière est localement minéralisée en or (Tchameni et al., 2013).

Le Cisaillement Centre Camerounais (CCC) : Il est l'unique faille majeure dextre connue au Cameroun (figure 1). Il correspond à une faille ductile de direction N70°E, qui s'étend du Sud Soudan jusqu'au Nord-Est du Brésil. Au Cameroun, il est également connu sous la désignation des linéaments de Ngaoundéré ou de Fouban (Browne and Fairhead, 1983). Plusieurs auteurs au Cameroun et au Brésil ont défini le CCC et son extension comme une zone de cisaillement dextre (Ngako et al., 2003; Nzenti et al., 2006). Cependant des travaux récents (Ngako et al.,

2003; Njonfang et al., 2006) ont révélé un cisaillement sénestre auquel s'est superposé le cisaillement dextre postérieur de même direction.

D'après, Njonfang et al. (2006), cette superposition est due à l'interférence de deux phases de cisaillement à sens opposés et de direction constante, évoluant successivement en conditions profonde et superficielle, respectivement.

1.2.6 Collision entre le Craton du Congo et la Chaîne Panafricaine

Le modèle de collision a été proposé par Toteu et al. (2004) et supporté par les travaux antérieurs de (Houketchang et al., 2009). Il suggère une collision en plusieurs étapes entre le Craton du Congo et la Chaîne Panafricaine, constituée de micro-blocs séparés par de grandes zones de cisaillements d'importance lithosphérique, entre 650 et 580 Ma. Les deux grands blocs concernés par la collision sont le bloc Sud (constitué de la bordure Nord du Craton du Congo et les séries paléoprotérozoïques associées) et le bloc Nord, ou zone mobile (constitué des domaines Adamaoua-Yadé, Nord-Cameroun et Mayo-Kebbi). Le bloc Sud correspond à une marge passive et le bloc Nord à une marge active, les 2 blocs sont entrés en collision entre 610 et 620 Ma (Figure 3). Cette collision continentale est argumentée par la présence permanente des migmatites et granulites dans les trois domaines actuels de la Chaîne Panafricaine au Cameroun, et par la présence d'une épaisse nappe de socle le long de la bordure Nord du Craton. Le développement tardif des failles de décrochement dans les domaines Centre et Nord-Cameroun (CCC ; FS ; FTB) résulte de mouvements horizontaux post-collision entre les micro-blocs. L'existence de micro-blocs dans cette zone mobile, qui entrent en collision se justifie par la juxtaposition de domaines distincts par leur caractéristiques pétrographique, structurale et isotopique.

1.2.7 Géodynamique des formations mafiques

Les unités volcaniques et plutoniques regroupent des roches mafiques/ultramafiques métamorphisées au faciès schiste vert/amphibolite de nature inconnue. Les roches mafiques et ultramafiques résultent généralement du refroidissement et/ou de la cristallisation de magmas primitifs en provenance du manteau. Ces roches sont intéressantes pour deux raisons fondamentales : a) elles pourraient indiquer le contexte tectonique de leur mise en place; b) elles ont le potentiel de contenir des dépôts de sulfures magmatiques riches en Nickel (Ni),

Cuivre (Cu), Cobalt (Co), EGP (Eléments du Groupe du Platine) ou des dépôts d'oxydes contenant du Vanadium (V), Titane (Ti) et Chrome (Cr). De nombreuses études géologiques ont visé à classifier et comprendre le mode de formation de ces unités lithologiques selon des critères pétrographiques et géochimiques (Barnes, 1990). Cette classification leur a permis de déduire le potentiel économique et le contexte géodynamique de formation. La composition d'une grande partie de la croûte continentale inférieure de la terre est énigmatique. Hacker et al. (2015) ont émis l'hypothèse selon laquelle la vitesse des ondes exigent que 10 à 20 % du tiers inférieur de la croûte soit mafique, mais les contraintes de flux de chaleur et de vitesses d'onde peuvent être satisfaites si la croûte continentale inférieure ailleurs contient entre 49 et 62 % en poids de SiO_2 . Tokam Kanga et al. (2010) ont suggéré l'existence d'une croûte épaisse mafique en dessous du Craton congolais caractérisée par une couche à forte vitesse dans la croûte inférieure. Bien que l'examen des événements magmatiques ayant suivi la formation du complexe du Ntem n'ait pas beaucoup aidé les auteurs à expliquer la très épaisse croûte inférieure mafique, les géologues ont pu fournir des preuves supplémentaires d'événements magmatiques qui auraient pu contribuer à l'épaississement de la croûte inférieure mafique (Nsifa, 2006). Il s'agit ici de la présence des dykes mafiques datant de plus de 2100 Ma associés au rifting de la croûte du complexe du Ntem, ainsi que l'intrusion des gabbros et le développement des ceintures des roches vertes. Ainsi la caractérisation des formations mafiques et ultramafiques à la frontière des zones de convergence (zone de transition entre le CC et la CPAC) serait d'un atout fondamental pour la connaissance géoscientifique du secteur.

1.3 Cadre géographique et géomorphologique

1.3.1 Situation géographique

Les cours d'eau du Cameroun sont repartis en quatre unités hydrographiques : les bassins de l'Atlantique, du Congo, de la Bénoué et du Tchad. Ainsi les réseaux du cours d'eau du Cameroun participent au drainage d'un vaste ensemble couvrant près du tiers de la superficie du continent Africain. Notre zone d'étude est majoritairement drainée par deux bassins : le bassin de l'Atlantique et le bassin du Congo, le bassin Atlantique est dominé par le système fluvial de la Sanaga qui couvre presque toute la longueur du plateau sud, en particulier la région située au nord de la latitude 4°N. Les principaux affluents du système fluvial de la Sanaga sont le Lom, le Djerem, le Mbam et le Noun (Figure 4).

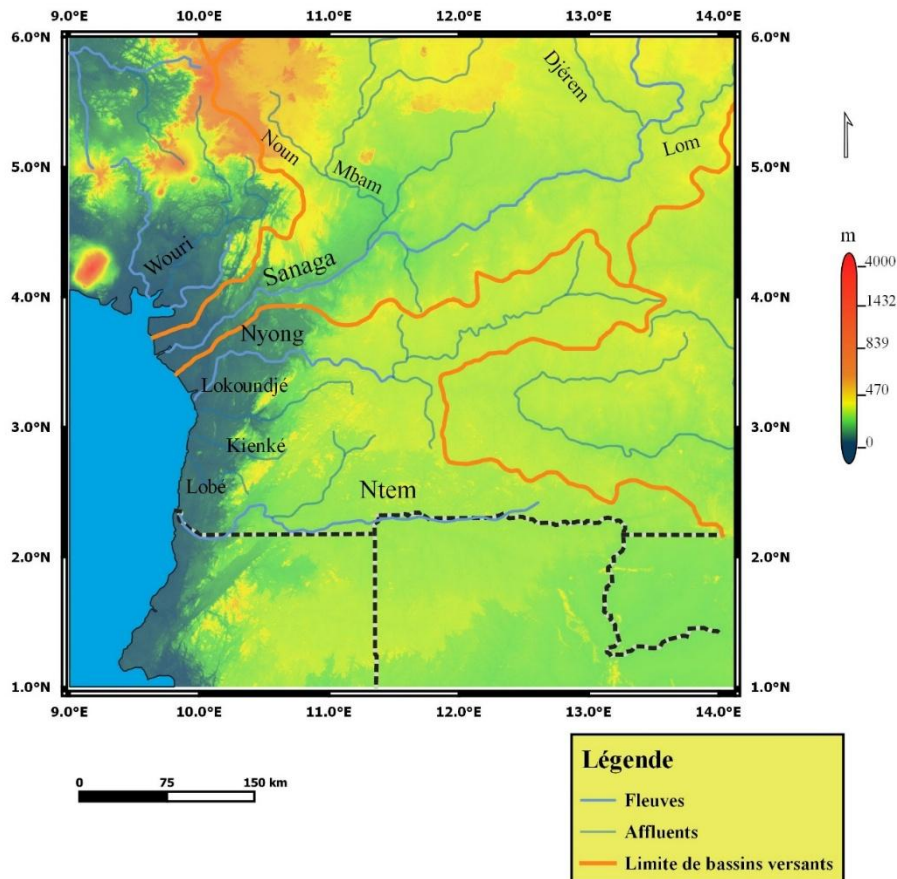


Figure 4: Carte hydrographique de la zone d'étude montrant les principaux cours d'eau et affluents (modifiée d'après (Olivry, 1986)).

Les fleuves côtiers au Nord-Ouest de la Sanaga, les plus importants sont le Ntem, le Nyong, le Wouri et le Mungo ; les fleuves côtiers du Sud sont la Lobé, la Kienké et la Lokoundjé (Figure 4). Le fleuve Nyong prend sa source dans la région de l'Est et s'écoule suivant la direction E-W tandis que le fleuve Ntem, qui forme la frontière entre le Cameroun et les pays voisins du Sud prend sa source au niveau du Gabon. Ces principaux fleuves côtiers coulent tous vers l'Ouest en direction de l'Atlantique et sont alimentés toute l'année par un réseau hydrographique dense (Olivry, 1986).

1.3.2 Cadre géomorphologique

L'évolution géomorphologique d'une région est considérée comme cruciale pour comprendre le paysage actuel et les forces qui ont agi et agissent actuellement sur la topographie en constante évolution. Les marges passives mondiales, telles que le Sud-ouest de l'Afrique situé dans un contexte aride, et le Groenland rencontré dans un climat humide sont particulièrement élevées, comme les reliefs voisins en amont. De telles anomalies

topographiques sont difficiles à préserver dans ces "zones stables" présumées. Les hauts plateaux sont généralement reconnus dans d'anciennes zones de soulèvement et de collision (Pysklywec et Mitrovica, 1999). La marge passive du Sud-Ouest Cameroun, une partie de la marge Ouest-africaine dans le Golfe de Guinée, appartient au bas plateau camerounais, qui constitue le plateau d'Afrique Centrale (Owono, 2010). Ce plateau est aujourd'hui érodé et représenté par des surfaces résiduelles complexes; il a évolué dans un environnement singulier par rapport aux autres marges passives.

En effet, construite sur un terrane du Protérozoïque, cette marge a été disséquée par plusieurs caractéristiques tectoniques régionales actives, les plus importantes étant la zone de cisaillement centre camerounais du Protérozoïque tardif et la faille de la Sanaga paléozoïque (Kwékam et al., 2010), la jonction triple crétacée de la Bénoué (Benkhelil et al., 1988) et la ligne volcanique crétacée du Cameroun (Déruelle et al., 2007). La géomorphologie du Sud-Ouest Cameroun est très variée et étagée, depuis les plaines (côtières, lac Tchad) jusqu'aux chaînes montagneuses de la LVC en passant par les plateaux Sud camerounais et de l'Adamaoua (Figure 5). Les corrélations avec l'esquisse géologique montrent que les bas-plateaux (plaines côtières) correspondent aux surfaces Précambriennes tandis que le Haut-Plateau de l'Ouest Cameroun se développe le long de la LVC et du fossé de la Bénoué sur des formations sédimentaires depuis 65 Ma (Déruelle et al., 1991; Burke, 2001). D'autres unités morpho tectoniques sont construites sur des roches ignées et des roches métamorphiques.

1.3.2.1 Les bas plateaux Sud-Camerounais et paysages côtiers

Les bas plateaux Sud-Camerounais sont principalement caractérisés par des altitudes qui varient de 350 m à 1000 m ; ils se sont développés sur des roches cristallophylliennes précambriennes appartenant au Craton du Congo et la ceinture Panafricaine néoprotérozoïque. Ils forment une surface en gradins avec des altitudes décroissantes de direction N-S depuis le haut plateau de l'Adamaoua comme le montrent les profils le long des fleuves Sanaga et Nyong jusqu'au bas plateau Sud-camerounais (Segalen, 1967). Ces surfaces présentent des escarpements liés à des failles et résultent d'une altération et d'une érosion différentielle à long terme. Cependant, les surfaces les plus basses correspondent aux plaines côtières et aux cuvettes. On les rencontre généralement le long de la côte Atlantique et au Nord Cameroun.

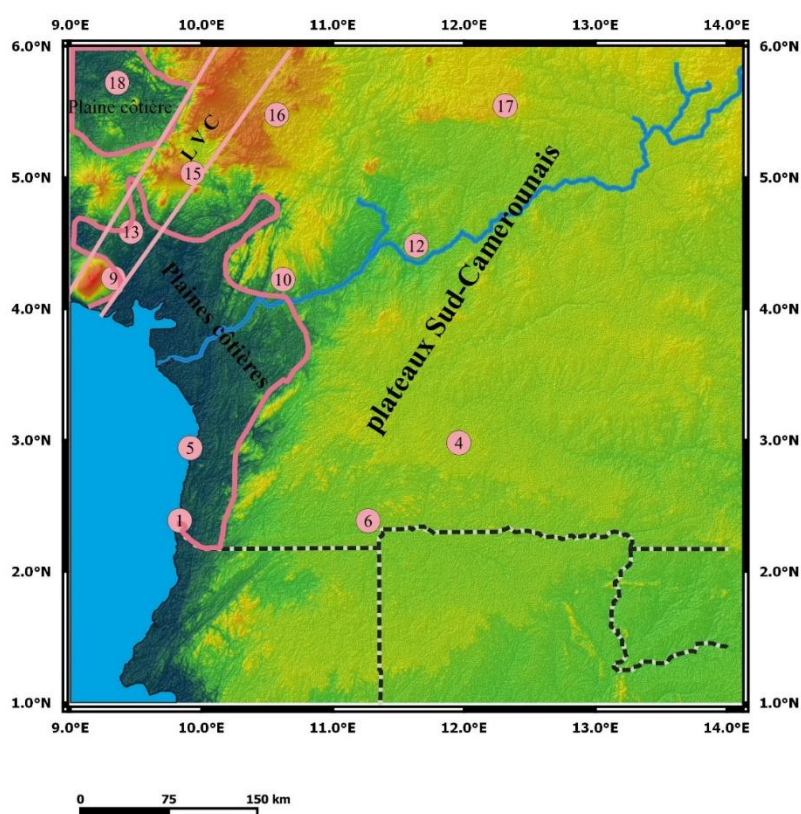


Figure 5: Carte topographique de la zone d'étude issue du MNT SRTM illustrant les principales unités géomorphologiques (Segalen, 1967).

Le long de la bordure Atlantique, la morphologie détaillée montre un paysage marqué par de nombreuses petites collines séparées par des ruisseaux à débit lent à régulier. Ce type de paysage concerne la majeure partie des plaines sédimentaires de la façade maritime. Celle-ci à peine, ondulée ne dépasse pas généralement 200 m d'altitude. Leur partie la plus côtière est d'ailleurs franchement alluviale et les surfaces sont subhorizontales (Lienou et al., 2008).

A l'Ouest de la région côtière deux ensembles s'individualisent : la plaine côtière de l'Akwa Yafé et la cuvette de Mamfe (drainée par la Manyu). L'embouchure de l'Akwa Yafé constitue la frontière occidentale entre le Cameroun et le Nigeria et l'embouchure de la Lokoundje prolonge de façon ininterrompue les basses terres sédimentaires jusque dans l'Océan Atlantique. Entre le Mont Cameroun et Campo, la plaine littorale est continue et est traversée successivement par les cours inférieurs des fleuves Mungo, Wouri, Sanaga, Nyong et Ntem. Les plaines côtières apparaissent limitées à l'Est par le Plateau Sud camerounais et au Nord par les hautes terres de l'Ouest.

Cette région côtière est essentiellement constituée de mangroves et de barres sableuses. Ces plaines largement étalées ne dépassent pas 150 km de large et sont constituées de terrains

sédimentaires recouverts par endroits de basaltes. La morphologie de détail montre de nombreuses petites collines convexes ou franchement en demi oranges qui dépassent rarement 200 m d'altitude. Les côtes camerounaises se subdivisent en deux grandes parties : les côtes rocheuses et les côtes basses. La côte camerounaise représente de nos jours le milieu d'une intense érosion et des modifications du trait de côte de Bakassi à Campo avec pour conséquence la récurrence des inondations (Mesmin, 2007).

1.3.2.2 Les basses terres septentrionales

Dans le Nord du pays, les régions les plus basses concernent deux unités : la première constitue la cuvette de la Bénoué et ses affluents (Faro et Mayo Kebi) et la seconde unité géomorphologique du Nord Cameroun est constituée par la cuvette Tchadienne.

Entre les zones basses évoquées ci-dessus, on rencontre également des plateaux assez élevés et des montagnes. Le Cameroun possède la particularité d'avoir bénéficié du volcanisme dans presque 35 % de son territoire. Les plateaux les plus élevés et les plus répandus se rencontrent dans la partie centrale du Cameroun (Plateau de l'Adamaoua) d'altitude moyenne 1100 m. Le plateau sud-camerounais, d'une altitude comprise entre 650 et 900 mètres, couvre environ le tiers de la superficie du pays au sud de la latitude 4°, à l'exception d'une étroite plaine littorale. Le relief est monotone et ponctué de quelques rares inselbergs autour de Yaoundé. Ce relief s'incline faiblement en direction de la frontière Sud du Cameroun.

Les reliefs montagneux se rencontrent le long de la Ligne Volcanique du Cameroun (LVC). Du Nord au Sud, ce sont les Monts Mandara (Région de l'Extrême Nord) qui longent la frontière Cameroun Nigéria et qui culminent au Cameroun à 1 442 m. Les reliefs à forte pente sont constitués d'inselbergs et de dykes de lave avec des reliefs intermédiaires de plateaux (Kapsikis). Dans l'Ouest de la Région de l'Adamaoua, les hauts reliefs culminent à 2 460 m au Tchabal Mbabo, à 1900 m au Ngaou. Plus au Sud-Ouest on rencontre une série de hauts reliefs volcaniques à savoir le Mont Oku (3 008 m), le Mont Bamboutos (2 740 m), le Mont Manengouba (2 396 m) et le Mont Cameroun (4 090 m). Le Mont Cameroun est un volcan inhabituellement dominé par la lave escarpée qui possède un plateau sommital plat, des pentes abruptes, une zone de rift, une vallée profonde sur le flanc nord et des marches topographiques à sa base (Meyers et al., 1998). Sur la base de cette morphologie et de l'interprétation structurale de la LVC comme une série d'horsts et de grabens, il a été proposé que le Mont Cameroun ne fût pas un édifice volcanique au sens strict mais un horst volcanique recouvert d'une mince succession des coulées de lave.

1.4 Travaux géophysiques antérieurs

Dans la région du Sud-Ouest Cameroun, la diversité et la complémentarité des méthodes d'investigation géophysiques ont permis aux géophysiciens non seulement d'étendre l'information ponctuelle sur la nature et les caractéristiques des matériaux sous-jacents (entités tectoniques) à grande échelle mais aussi de progresser sur les problématiques environnementales liées aux phénomènes naturels dévastateurs dont ont subi les populations ces dernières années.

Travaux sismiques

Lors des premières campagnes sismologiques opérées au Cameroun entre février 1987 et mai 1989, l'exploitation des données sismologiques ont permis à Tabod et al. (1992), d'établir l'une des premières cartes de sismicité le long de la ligne volcanique du Cameroun (LVC), dans la partie continentale située au Sud-Ouest Cameroun. De cette étude, il ressort que les tremblements de terre survenus au voisinage de Kribi ont des foyers localisés à plus de 30 Km de profondeur. Compte tenu des marges d'erreur dans la localisation de l'épicentre et du foyer, il a associé ces événements à la présence d'une ligne de faille dite Faille de Kribi-Campo.

Plusieurs années plus tard, Ntepe et al. (2004) ont fait une analyse des sismogrammes et des données macrosismiques et ont montré que le tremblement de terre survenu en Juillet 2002 au Sud-Cameroun avait une magnitude de $3,6 \pm 0,4$ et que son épicentre était situé dans l'Océan Atlantique, à 50-55 km à l'Ouest de Kribi. Ces auteurs ont également suggéré que ce tremblement de terre a eu pour origine la partie océanique de la marge Nord du Craton du Congo et/ou le système de failles de la Sanaga, dont la réactivation fréquente a produit de nombreux séismes historiques.

Tokam Kamga et al. (2010) utilisent des données sismologiques provenant d'un réseau temporaire installé au Cameroun entre 2005 et 2007, pour proposer des modèles de la croûte dans le territoire. Durant cette campagne, 4 stations sismologiques ont opéré dans la présente zone d'étude, et les modèles obtenus par inversion conjointe des vitesses de groupe de Rayleigh et des fonctions récepteurs, ont permis de situer la profondeur moyenne du Moho sous le Craton à environ 45 km et sous le domaine Kribi-Campo à environ 28 km. De plus, les modèles de vitesse suggèrent la présence des roches basiques (ou mafiques) qui occupent la presque totalité de la croûte inférieure, avec des épaisseurs variant de 10 km sous le bassin à près de 25 km sous le Craton. Bien que ces modèles soient validés suite à des observations géologiques de surface,

aucune autre étude géophysique antérieure ne signale la présence d'une croûte inférieure de composition essentiellement mafique dans la zone étudiée.

Deux années plus tard, Gallacher et Bastow, (2012), ont mené une étude sismique basée sur l'analyse de fonctions récepteurs télésismiques provenant du même réseau de stations sismiques utilisées par Tokam Kamga et al. (2010). Grâce à l'analyse des rapports V_p/V_s , ils ont pu conclure que les rapports V_p/V_s sont nettement faibles (moyenne du réseau 1,74) par rapport aux points chauds ailleurs, qui d'ailleurs ne prouverait pas que le magmatisme de la LVC soit à l'origine d'intrusions crustales mafiques fondues ou refroidies.

Plus récemment, l'étude sismique réalisée par Ojo et al. (2019) a révélé une augmentation de l'épaisseur de la croûte terrestre de 28 km dans le rift de Garoua à 42 km sous le Craton du Congo, tandis que sous la LVC et la ceinture panafricaine, l'épaisseur de la croûte terrestre varie entre 33 et 40 km. Ces auteurs ont également comparé la topographie et l'épaisseur de la croûte terrestre au Cameroun. Ils ont supposé que la croûte sous le plateau de l'Adamaoua et le rift de Garoua est en équilibre isostatique au sens d'Airy et que les ondulations du Moho ne constitueraient pas un impact de premier ordre sur l'élévation au Sud Cameroun.

Travaux gravimétriques

L'analyse et l'interprétation des données gravimétriques issues des tous premiers levés gravimétriques opérés au Cameroun entre 1962 et 1967 par l'ORSTOM (Office de la Recherche Scientifique des Territoires d'Outre-Mer) ont montré leur efficacité dans la caractérisation et la reconnaissance des entités tectoniques et des grands modèles structuraux qui constituent la région du Sud-Ouest Cameroun (Collignon, 1968).

Boukeke, (1994) a mené une étude basée sur les structures crustales associées aux anomalies gravimétriques et magnétiques du domaine précambrien de la République Centrafricaine et du Sud-Cameroun. A partir de la modélisation des anomalies gravimétriques il a pu mettre en évidence la présence des structures crustales qui permettent de confirmer le caractère collisionnel de la chaîne panafricaine au Sud-Cameroun. Cette étude lui permet de conclure par la suite que le Craton du Congo plonge sous le domaine réactivé au Panafricain de l'Adamaoua-Yaoundé le long d'une discontinuité intracrustale interprétée comme la trace d'une suture de collision.

Poudjom Djomani, (1993), a pu établir à partir de l'analyse spectrale des grilles des données gravimétriques, la profondeur moyenne du Moho dans la bordure nord du Craton du Congo. Il ressort de cette étude que l'épaisseur crustale dans cette zone est supérieure à 30 km

et peut atteindre 50 km (Soller et al., 1982). Eux par contre ont montré que l'épaisseur de la croûte est de l'ordre de 40 km sous le Craton du Congo.

Nnange et al. (2000) par l'étude des discontinuités profondes de densité à partir de l'analyse spectrale des données gravimétriques ont pu mettre en évidence trois discontinuités majeures de densités dans la lithosphère sous le Craton du Congo : une à 13 km pour la croûte supérieure, la seconde à 25 km pour la croûte moyenne et la troisième à 35 km pour l'interface croûte-manteau.

Tadjou et al. (2008) à partir de l'analyse spectrale 2D ont pu localiser dans le bassin de Kribi Campo la profondeur des structures anomaliques à 6,5 km pour le toit des formations denses issues du manteau supérieur, 2,5 km pour le toit du socle et 0,8 km pour l'épaisseur des sédiments du bassin.

Tadjou et al. (2009) à partir de l'interprétation des données gravimétriques combinées à l'analyse spectrale 2D1/2, ont pu identifier les structures profondes et déterminer les profondeurs moyennes des discontinuités majeures dans la croûte. Il ressort de cette étude que l'épaisseur de la croûte sous la bordure Nord du Craton du Congo varie de 25 km à l'Ouest, de 32 km dans le Nord et de 47 km dans le centre du Congo. Cette étude leur ont aussi permis d'établir la limite septentrionale du Craton du Congo et d'estimer la profondeur moyenne du Moho à 47 km.

Shandini et al. (2010) ont interprété les données gravimétriques dans le Sud-Cameroun afin de mieux comprendre l'organisation des structures sous-jacentes le long de la bordure Nord du Craton du Congo. Leurs résultats démontrent que les anomalies gravimétriques observées dans la zone sont associées à des structures tectoniques à la surface et que le modèle résultant est en accord avec l'hypothèse de l'existence d'une zone de collision continentale majeure entre le Craton du Congo et la zone mobile panafricaine.

Angue et al. (2011) ont étudié la structure de la zone de transition entre la bordure Nord-Ouest du Craton du Congo et le bassin sédimentaire de Kribi-Campo en combinant trois méthodes géophysiques. Le modèle gravimétrique 2D1/2 obtenu le long d'un profil traversant la marge du Craton du Congo et le bassin sédimentaire de Kribi-Campo suggère la présence d'une couche épaisse mafique (supérieure à 10 km) à une profondeur de moins de 18 km sous les deux unités géologiques. Le modèle obtenu nous fournit suivant une coupe verticale 2D1/2 les profondeurs des formations mafiques constituant la croûte inférieure mais nous renseigne très peu sur leur extension latérale. Une amélioration de ces travaux en ce sens contribuerait à une meilleure compréhension de la géodynamique de ces structures dans la région.

En raison de la faible couverture spatiale des données terrestres surtout pour des zones difficiles d'accès comme en forêt littorale atlantique du Sud, les récentes études gravimétriques ont pour la plupart été portées vers le traitement et l'analyse des modèles globaux satellitaires dans l'investigation de la structure de la croûte au Cameroun.

Ngalamo et al. (2017) ont utilisé les données gravimétriques du modèle global WGM 2012 pour étudier le Craton du Congo (CC) et la ceinture mobile Panafricaine. Après imagerie de la structure lithosphérique de ces entités précambriennes, les auteurs ont suggéré la présence d'une croûte inférieure dense sous la partie Sud du domaine de l'Adamaoua-Yadé qu'ils ont interprétée comme étant la manifestation d'un processus de métacratonisation qui a accompagné la collision entre le Craton et les terrains orogéniques.

Jean Marcel et al. (2016) ont étudié les structures profondes de la croûte sous une partie de la Ligne Volcanique du Cameroun (LVC) grâce à l'analyse du modèle de champ potentiel EGM2008. Les méthodes classiques d'interprétation des données gravimétriques leur ont permis de situer le Moho à des profondeurs respectives de, 19-25 km sous le Mont Cameroun, 28-34 km à Kumbo, 23-31 km à Ngambe et 22-32 km à Eséka.

Deux ans plus tard, Jean Marcel et al. (2018), ont calculé les anomalies isostatiques pour étudier la géodynamique de la lithosphère sous la LVC en utilisant le modèle EGM2008 et les données topographiques numériques ETOPO1. Les auteurs ont conclu que les conditions de compensation isostatique au sens d'Airy ne sont pas respectées pour la plupart des montagnes appartenant à la LVC.

Ghomsy et al. (2020) ont utilisé un modèle géopotential récent XGM 2016 associé aux données topographiques et sismiques pour proposer un modèle crustal affiné. Les résultats issus de cette recherche leur ont permis de conclure que la plupart des structures géologiques ayant subi une surcompensation isostatique se seraient formées pendant un régime tectonique de compression, à l'exception du Rift de Garoua.

1.5 Contexte, problématique et objectifs d'étude

Contexte

Ce travail de thèse s'insère dans le cadre d'un programme de recherches basé sur la caractérisation des déformations superficielles et profondes dans la partie Sud-Ouest Cameroun conduit par le Laboratoire de Physique de l'Environnement Terrestre (Géophysique et Géoexploration) de l'Université de Yaoundé 1 (Cameroun), en liaison avec le Laboratoire de Recherche en Géodésie (LAREG) et le Laboratoire de Traitement d'Image et de Stéréorestitution (LATIS) de l'Institut National de Cartographie (INC-Cameroun). La

caractérisation des déformations implique ici comprendre les mécanismes responsables de la mise en place des entités tectoniques potentiellement actives de notre zone d'intérêt, afin de prévoir où et avec quelle intensité sont susceptibles de se produire les séismes, et les catastrophes naturelles d'ordre géomorphologique à l'instar des mouvements de masse.

Comme nous l'avons souligné précédemment, notre domaine d'étude porte les marques des principaux événements géologiques et géomorphologiques survenus en Afrique et par conséquent est doté d'une géodynamique assez complexe. De par sa position géographique, cette zone présente un double intérêt : un intérêt socio-économique à travers la mise en évidence des indices physiques et traits structuraux favorables à la présence des gisements exploitables (cas des bassins sédimentaires côtiers appartenant aux plaines côtières) ; un intérêt sécuritaire à travers la caractérisation des déformations crustales pouvant contribuer aux instabilités de surface et favoriser les catastrophes naturelles tels que les séismes, éruptions volcaniques, glissements de terrain (cas de la portion Sud-Ouest de la LVC et de la zone de transition entre le CC et la CPAC).

Problématique

Bien que notre domaine d'étude ait fait l'objet de nombreux travaux, il subsiste cependant des zones d'ombre nécessitant des éclaircissements. Nous en citons quelques unes susceptibles d'être abordées dans le cadre de cette étude dans la région du Sud-Ouest Cameroun.

- (1) La première zone d'ombre concerne la localisation, la nature et la géométrie des matériaux constituant la croûte inférieure de la partie Sud-Cameroun. Afin d'expliquer le processus géodynamique des interfaces de densité allant du manteau supérieur à la croûte inférieure, la fluctuation de la fonction spectre d'énergie a permis à Djomani et al. (1995); Nnange et al. (2000); Tadjou et al. (2009) de délimiter les bandes de fréquence correspondant aux discontinuités majeures de la croûte. Les résultats de la profondeur moyenne obtenus par ces auteurs révèlent une épaisseur crustale d'environ 45 km sous la région du CC et d'environ 28 km pour la partie continentale de la région de Kribi-Campo. En effet, si tous les protagonistes s'accordent sur une croûte mince sous le domaine côtier et une croûte épaisse en dessous du Craton, il n'y a pas de consensus sur la composition essentiellement mafique de la croûte inférieure le long de la zone de transition entre le bassin sédimentaire de Kribi-Campo et le CC. Cependant, les travaux de Tokam Kamga et al. (2010), basés sur l'inversion conjointe des vitesses de groupe d'ondes de Rayleigh et des fonctions récepteurs P, ont révélé la présence de formations mafiques qui occupent la quasi-totalité de la croûte inférieure, avec des épaisseurs variant de 10 km sous le bassin continental à près de 25 km sous le Craton. De plus, les résultats obtenus par Angue et al. (2011), en joignant d'autres

analyses de données géophysiques, ont abouti à une conclusion similaire. Ainsi comprendre la dynamique spatiale des formations mafiques de la croûte inférieure serait d'un apport considérable dans l'évolution géodynamique de la région ainsi que leur lien sur l'apparition des mouvements de masse observée ces dernières décennies.

- (2) La seconde zone d'ombre concerne l'interprétation des processus tectoniques dérivés de la collision tectonique entre le CC et la CPAC. Comme pour la plupart des chaînes précambriennes, plusieurs hypothèses ont été avancées pour reconstituer le contexte géodynamique de cette collision historique (Nzenti et al., 1984; Castaing et al., 1994; Toteu et al., 2004). Par exemple, Toteu et al. (2004) ont relié la collision continent-continent à deux facteurs principaux 1) le soulèvement de certains matériaux granulitiques profonds qui se sont formés à la racine de la zone de collision; 2) Le mouvement latéral dû aux failles coulissantes dans le Centre du Cameroun pendant la collision continentale. En effet, les principales zones de cisaillement qui constituent le principal réseau de failles coulissantes, peuvent être considérées comme des facteurs déclencheurs de la déformation orogénique le long de la bordure nord du CC. De plus la collision entre le CC et la CPAC a fortement affecté la croûte de la marge Nord du CC en termes de déformation et a eu une influence significative sur les élévations topographiques ainsi que sur l'épaississement progressif de la croûte sous-jacente comme l'ont révélé les études géologiques et géophysiques antérieures (Toteu et al., 2004; Tadjou et al., 2009; Tokam Kanga et al., 2010). Ainsi l'analyse conjointe du signal gravimétrique et topographique dans cette étude sera essentielle dans la compréhension de la dynamique et du rôle de la croûte terrestre dans le contrôle des processus tectoniques et des déformations de surface pour des zones situées à la frontière de la subduction entre le CC et la CPAC.
- (3) La troisième zone d'ombre concerne beaucoup plus de l'apport de l'isostasie dans la compréhension des catastrophes naturelles de grande ampleur (tremblement de terre). Ce concept a été très peu exploré par le passé au Cameroun, mais a déjà fait l'objet d'étude dans plusieurs régions d'Europe et d'Asie (Deng et al., 2014; Kaban et al., 2018) . Même si, l'analyse et l'interprétation des cartes d'anomalies isostatiques a permis à Jean Marcel et al. (2018) de conclure que l'équilibre isostatique n'est pas satisfait pour la plupart des chaînes de montagnes de la LVC. Aucune relation n'a été faite entre l'isostasie et la sismicité de la zone pourtant une telle étude serait utile pour identifier les contraintes isostatiques à l'origine des catastrophes naturelles d'ordre sismique dans la zone d'étude.

Objectifs d'étude

Le principal objectif de cette thèse consiste à caractériser les déformations superficielles et profondes de la croûte en vue de limiter les catastrophes naturelles dans la partie Sud-Ouest du Cameroun. Afin de trouver des éléments de réponses aux questions de recherche susmentionnées, nous allons grâce au traitement, à l'analyse et à l'interprétation des données gravimétriques disponibles essayer de :

- Proposer un modèle d'ondulation 3D de la discontinuité intra-crustale le long de la zone de transition entre le CC et la CPAC afin de dégager son implication géodynamique, son influence sur les perturbations du champ de pesanteur de surface et son possible lien avec l'apparition des mouvements de masses observées ces 20 dernières années.
- Imager les ondulations de Moho à partir de la méthode d'inversion Parker-Oldenburg sous la LVC du Sud-Ouest Cameroun, le CC et les zones environnantes,
- Analyser la stabilité de la croûte avec la topographie en estimant le Moho isostatique au sens d'Airy Heiskanen, suivi de l'estimation du taux de compensation isostatique dans le domaine continental de la zone d'étude.
- Etablir la relation directe existant entre la géodynamique basée sur les résultats de l'isostasie et la sismicité de la région.

Chapitre 2 : Données et méthodes

2.1 Données utilisées

Les données gravimétriques disponibles et utilisées dans le cadre de cette thèse proviennent de diverses origines et ne sont pas nécessairement homogènes. Il s'agit des données gravimétriques terrestres et les données issues des missions spatiales.

2.1.1 Collecte des données terrestres

Les données gravimétriques terrestres ont été acquises au cours des campagnes réalisées par différents organismes et chercheurs (Tableau 1). Les données les plus anciennes sont celles réalisées par l'ORSTOM (Office de la Recherche Scientifique des Territoires d'Outre-Mer) lors des campagnes gravimétriques de reconnaissance (1960 à 1967).

Tableau 1: Organismes, chercheurs et années de campagne.

| Organismes ou chercheurs | Année de campagne |
|---|-------------------|
| ORSTOM | 1960-1967 |
| Hegberg | 1968 |
| Société E.L.F. (Essences et Lubrifiants Français) | 1980 |
| Fairhead (Univ. de Leeds) | 1982 |
| IRGM et Univ. de Leeds | 1984-1985 et 1986 |

Sur le territoire camerounais, les campagnes ont été réalisées en voiture, le long des pistes ou des routes. Les itinéraires étaient choisis en fonction de l'existence des voies de pénétration liées au relief et à la végétation. Ces campagnes couvrent l'ensemble du territoire camerounais pour un total de 3600 stations. Ces données ont été complétées par d'autres organismes et chercheurs. En ce qui concerne les mesures effectuées par L'ORSTOM, les distances inter-stations étaient de 3 à 5 km tandis qu'elles étaient de 4 à 10 km pour celles réalisées par les

autres organismes. La densité des données est d'environ 220 stations par degré carré. La localisation des stations a été déterminée sur des cartes topographiques et par cheminement à la boussole. L'élévation des stations a été obtenue avec des relevés barométriques, en utilisant les altimètres Wallace et Tiernan ou Thommen (type 3B4). L'erreur sur la position des stations est d'environ 200 m. L'erreur sur l'altitude des stations peut être de 10 m sur les profils les plus éloignés des repères géodésiques. Les mesures de gravité ont été effectuées à l'aide des gravimètres Lacoste & Romberg (modèle G, n° 471 et 823), Worden (n° 69, 135, 313, 600 et 1153), World Wide (n° 36), Canadian Scintrex (n° 305G) et North-American (n° 124 et 165). La précision sur les valeurs de la pesanteur est de l'ordre de 0,2 mGal. Les mesures ont été rattachées aux stations de référence dites bases gravimétriques du réseau Martin (Figure 6).

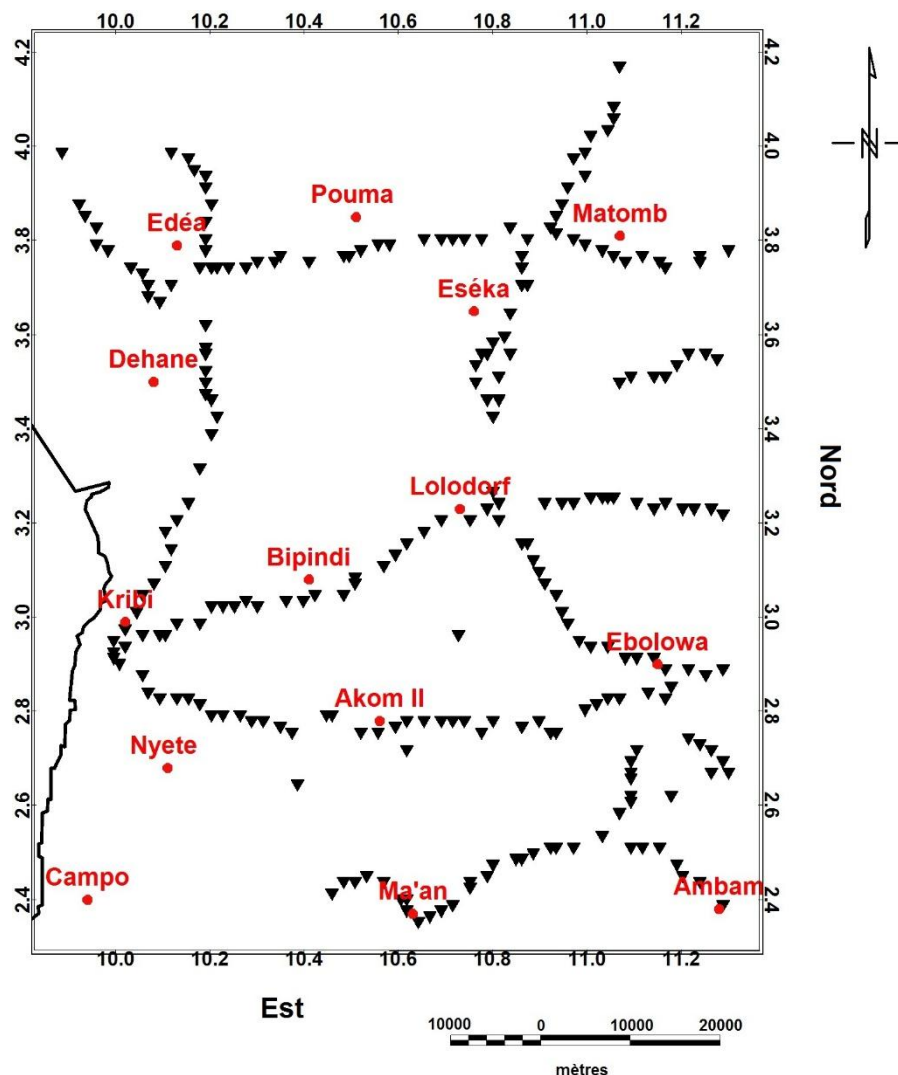


Figure 6: Carte de distribution des points de mesure des données gravimétriques de la partie Sud-Cameroun.

2.1.2 Données issues des missions spatiales : EIGEN-6C4

Les données gravimétriques satellitaires offrent une vue globale des anomalies gravimétriques et peuvent être utilisées pour compléter les données existantes en particulier celles issues des campagnes terrestres. Le modèle de champ global à haute définition utilisé dans le cadre de cette étude est le modèle EIGEN-6C4.

Le modèle EIGEN-6C4 (European Improved Gravity model of the Earth by New techniques) est l'un des derniers modèles globaux statiques de champ de gravité combiné jusqu'au degré et à l'ordre 2190. Il a été élaboré conjointement par le GFZ (Geo Forschungs Zentrum) de Potsdam et le GRGS (Groupe Recherches Géodésie Spatiale) de Toulouse et contient les données satellitaires et terrestres suivantes :

- LAGEOS-1/2 (deg. 2-30) : 25 ans d'observation et de données de télémétrie laser collectées par ce satellite entre 1985 et 2010 (Figure 7).
- GRACE, GNSS-SST (Global Navigation Satellite System-Satellite to Satellite Tracking) et données de télémétrie en bande K, traitement conformément à RL03 GRGS (deg. 2 - 130) : 10 années d'observation entre 2003 et 2012.
- GOCE, données SGG (Satellite Gravity Gradiometry), traitées par approche directe, y compris les composantes du gradient de gravité T_{xx} , T_{yy} , T_{zz} et T_{xz} sur les périodes suivantes : 837 jours sur la durée nominale de la mission 20091101 - 20120801, 422 jours sur la phase d'orbite inférieure entre 20120801 - 20131020. Ces données GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) ainsi que les données LAGEOS (Laser Geodynamics Satellite) et GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) sont les mêmes que celles utilisées pour la 5ème version du modèle de champ de gravité de l'ESA (European Space Agency) via l'approche directe GO_CONS_GCF_2_DIR_R5 (Pail et al., 2011; Bruinsma et al., 2014). Pour EIGEN-6C4, les écarts polaires de GOCE ont été stabilisés par la régularisation de la calotte sphérique en utilisant le champ de gravité combiné EIGEN-6C3stat.
- Données terrestres (degré max 370) : données de géoïde océanique DTU12 et une grille des hauteurs de géoïde EGM2008 pour les continents.

La combinaison de ces différents jeux de données a été faite par une combinaison à bande limitée d'équations normales (au degré maximum/ordre 370), qui sont générées à partir d'équations d'observation pour les coefficients harmoniques sphériques (Shako et al., 2014). La solution obtenue au degré/ordre 370 a été étendue au degré/ordre 2190 par une solution diagonale en blocs utilisant la grille de données du champ de gravité global DTU10.

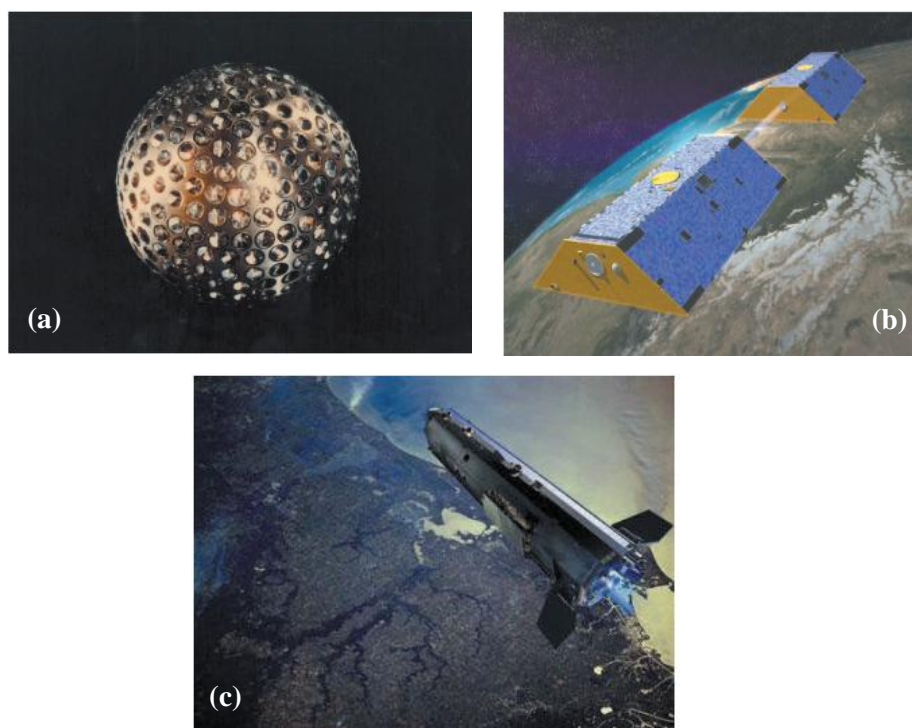


Figure 7: Satellites mis en orbite pour la collecte des données gravimétriques : (a) satellite LAGEOS, (b) les 2 satellites de la mission GRACE, (c) satellite GOCE (ESA) (Jet Propulsion Laboratory NASA, 2002).

2.2 Méthodes utilisées

Les différentes méthodes d'interprétation utilisées dans le cadre de cette étude sont :

- la méthode géostatistique basée sur le krigeage pour une couverture complète des données d'anomalies gravimétriques dans la région d'étude ;
- les méthodes de séparation régionale/résiduelle : la première méthode de séparation est le prolongement vers la haut pour filtrer les signatures gravimétriques associées à la discontinuité intra-crustale. La seconde est le filtre en cosinus surélevé pour mettre en évidence les signatures gravimétriques associées à la discontinuité du Moho ;
- les méthodes indirectes basées sur l'analyse spectrale qui servira à estimer la profondeur moyenne des interfaces de densités à inverser ;
- les méthodes directes basées sur la modélisation directe 2,5 D qui permettra de fournir un modèle sous-sol des structures non affleurantes de la zone d'intérêt ;
- les méthodes inverses basées sur la modélisation inverse 3D qui permettra de caractériser la topographie 3D des interfaces de densité souterraines.

L'objectif principal étant d'utiliser les données gravimétriques disponibles pour obtenir la carte gravimétrique du Sud-Ouest Cameroun. Les données gravimétriques terrestres seront utilisées pour modéliser l'interface intracrustale à une échelle locale tandis que les données satellitaires EIGEN-6C4 seront utilisées pour modéliser la discontinuité du Moho afin de générer un modèle de croûte à l'échelle régionale sous le domaine côtier, la zone de transition entre le Craton du Congo et la Chaîne Panafricaine et la portion Sud-Ouest de la LVC. Pour atteindre cet objectif, on doit d'abord estimer les anomalies de Bouguer et ensuite appliquer certaines méthodes de transformation ou de filtrage dans le domaine de Fourier.

2.2.1 Notion d'anomalie gravimétrique

L'anomalie gravitationnelle est définie comme la différence entre l'accélération gravitationnelle (c'est-à-dire la gravitation et la rotation) causée par les masses de la Terre et celle générée par une distribution de masse de référence. Son étude est d'une importance majeure en géodésie et géophysique et concerne une grande variété d'applications dans les sciences de la Terre. En géodésie, les anomalies de gravité sont utilisées pour définir la forme de la Terre, en particulier la surface du géoïde qui est définie comme la surface équipotentielle qui représente plus étroitement le niveau moyen des mers (Figure 8).

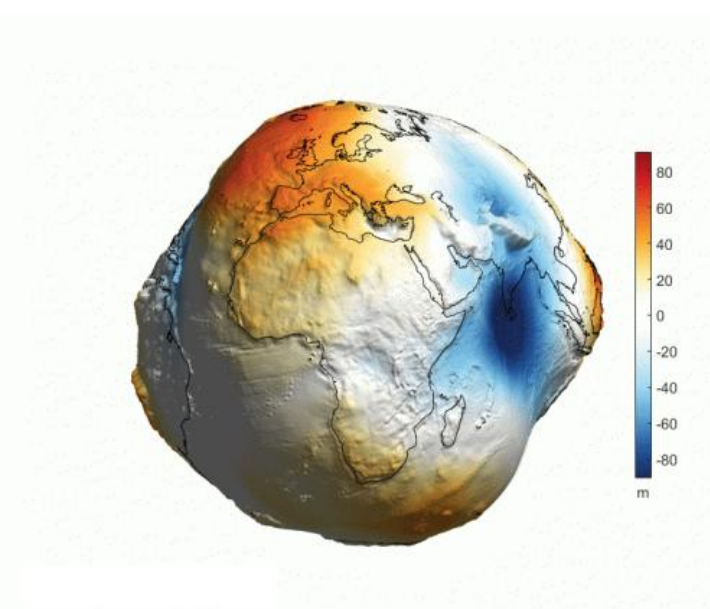


Figure 8: Représentation de la hauteur du géoïde avec une forte exagération par rapport au diamètre de la Terre (document LEGOS-GRGS/CNES).

En géophysique, les anomalies de gravité sont utilisées pour étudier la distribution des masses de l'intérieur de la Terre afin de fournir des contraintes sur les structures géologiques depuis les profondeurs souterraines, crustales jusqu'à la partie supérieure du manteau.

2.2.1.1 Anomalie de Bouguer issue des données terrestres

Système de référence

Les valeurs de la pesanteur mesurées par l'ORSTOM en Afrique ont été systématiquement rattachées au réseau de bases gravimétriques (réseau Martin). La pesanteur théorique en un point de latitude \varnothing sur l'ellipsoïde de référence, adoptée en 1930 par l'U.I.G.G. (Union Internationale de Géodésie et de Géophysique) est calculée par la formule

$$g_{th} = 978049(1 + 0,0052884 \sin^2 \varnothing - 0,0000059 \sin^2 2\varnothing) \quad (1)$$

où g_{th} est exprimée en milligals et \varnothing en radians

Le système de Potsdam a été remplacé en 1967 par celui de l'IGRS (International Gravity Reference System). La valeur de l'anomalie théorique IGRS est donnée par la relation :

$$g_{th} = 978031(1 + 0,0053024 \sin^2 \varnothing - 0,0000022 \sin^2 2\varnothing) \quad (2)$$

Calcul de l'anomalie de Bouguer

La valeur de la gravité en chaque station est corrigée de la marée luni-solaire et de la dérive instrumentale. Des corrections systématiques seront appliquées à toutes les valeurs résultantes pour les rendre comparables entre elles. L'anomalie de Bouguer, ou la partie de la gravité associée aux écarts de densité par rapport au modèle théorique (gravité calculée sur l'ellipsoïde qui définit le système IGRS) est calculée en soustrayant des valeurs corrigées de la gravité mesurée, la valeur de la gravité théorique définie pour chaque station.

L'expression de l'anomalie de Bouguer ainsi déduite est

$$\Delta g = g_{mes} - (g_{th} - \Delta g_b - \Delta g_t) \quad (3)$$

g_{mes} est la valeur du champ de pesanteur mesurée ;

g_{th} est la valeur théorique de la pesanteur sur l'ellipsoïde de référence ;

Δg_b est la correction de Bouguer ;

Δg_t est la correction topographique.

La correction de Bouguer est la somme de la correction de plateau (Δg_p) et la correction à l'air libre ou de Faye (Δg_a).

$\Delta g_a = 0,3086h$ (mGal), h étant l'altitude de la station en mètres.

$\Delta g_p = 0,0419\rho_p h$ (mGal), ρ_p étant la densité moyenne de la croûte.

La correction topographique ou de relief tient compte des irrégularités de la surface du sol à proximité de la station de mesure. Cette correction se fait d'après une carte topographique et selon des abaques prenant en compte le type (pic, vallée...) et la distribution spatiale des reliefs autour du point de mesure (Figure 9).

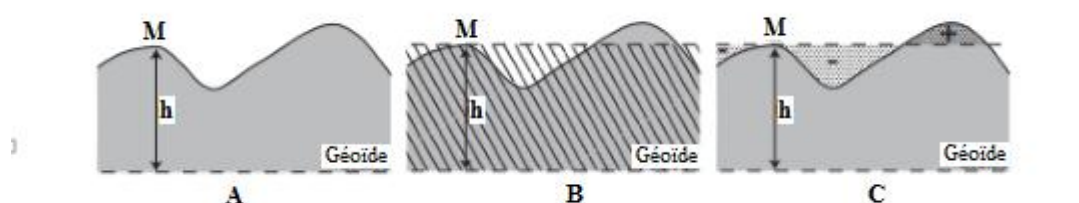


Figure 9: Les différentes corrections gravimétriques : A la correction à l'air libre, B la correction du plateau et C la correction topographique, avec M le point de mesure (Telford et al., 2004).

Projection des éléments de la banque de données

Les données de Bouguer terrestres disponibles dans la banque de données sont obtenues en coordonnées géographiques. Avant d'opérer les traitements ultérieurs à savoir, le filtrage, modélisation et inversion, les données devront être converties en coordonnées cartésiennes. La conversion des coordonnées géographiques en distances métriques se fait par projection UTM (UTM zone 32N). Le système de référence utilisé est celui de l'IGSN71 (International Gravity Standardization Network, 1971) du réseau Martin auquel sont rattachées toutes les données.

Interpolation des données d'anomalies: Approche géostatistique

L'interpolation spatiale par analyse géostatistique consiste à prédire des valeurs en des points non prospectés sur une parcelle, en utilisant les corrélations spatiales (ou temporelles) entre les points de données échantillonnés. Il est question ici d'estimer les valeurs d'anomalies à des endroits sans données enregistrées en utilisant les relevés d'anomalies connus dans des stations à proximité afin de générer une carte qui pourra être utilisée pour les analyses qui couvrent la

zone entière. L'outil mathématique permettant de quantifier la ressemblance entre deux variables régionalisées est le sémi-variogramme, communément appelé variogramme (Matheron, 1970).

Le variogramme expérimental est alors défini par :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} \{Z(x_i) - Z(x_i + h)\}^2 \quad (4)$$

avec :

x_i : coordonnées géographiques du point de mesure ;

$Z(x_i)$: mesure de la grandeur au point x_i ;

$N(h)$: nombre de points distants de h ;

h : pas (distance entre un point et un autre).

Le krigeage est la méthode d'interpolation utilisée dans ce travail pour quantifier la structure spatiale et estimer les valeurs inconnues basée sur le "variogramme" (Pohlmann, 1993). Il s'appuie sur l'interprétation de la variable régionalisée comme la réalisation d'une fonction aléatoire, dont on suppose modéliser la structure spatiale (covariance ou variogramme). Il s'agit en l'occurrence de rechercher parmi les estimateurs linéaires, celui qui présente les meilleures propriétés (à savoir absence de biais et variance minimale). Mathématiquement, le krigeage n'est ni plus ni moins qu'une technique de régression multiple qui minimise l'erreur quadratique moyenne à partir des données corrélées. Le krigeage ordinaire linéaire sans biais des données, est défini à partir des relations suivantes :

$$Z^*(h) = \begin{cases} \sum_{j=1}^N \lambda_j * Z(x_j, x_i) + \mu = Z(x_0, x_j); i = 1, 2, 3, \dots, N \\ \sum_{j=1}^N \lambda_j = 1; i = 1, 2, 3, \dots, N \end{cases} \quad (5)$$

où

λ_j : pondérateur ou coefficient pondéral.

μ : multiplicateur de Lagrange.

La carte d'anomalie de Bouguer de la figure 10 a été obtenue par compilation des données gravimétriques constituées de 256 points de mesure régulièrement espacés à partir du logiciel Geosoft. Inc (Oasis Montaj, version 8.4). Cette carte se rapproche au mieux de la carte de distribution des points de mesure. Ainsi pour obtenir la carte d'anomalie de Bouguer exploitable à la suite de ce travail, la méthode d'interpolation par krigeage a été utilisée dans le but d'estimer les données où les mesures n'ont pas été effectuées. Les données interpolées sont

par la suite compilées, tracées et réparties sur une grille totale de 157 km × 201 km avec un pas de grille de 2,02 km (Figure 11).

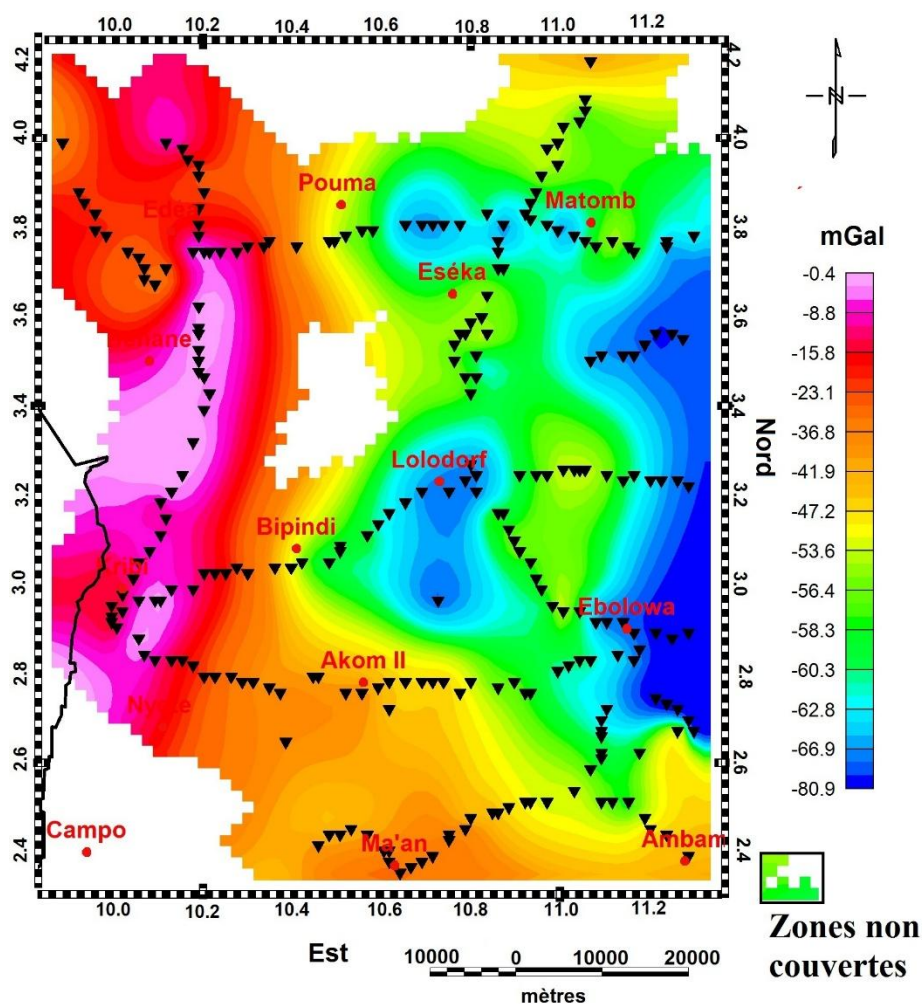


Figure 10: Carte d'anomalie de Bouguer non maillée de la partie Sud-Cameroun.

2.2.1.2 Anomalies gravimétriques issues des modèles globaux

La détermination du champ de gravité terrestre est l'une des missions majeures de la géodésie. Depuis les années 1960, le potentiel gravitationnel réel de la Terre a été approché par la combinaison des données de suivi des satellites, des données gravimétriques de suivi terrestre et par navires, des anomalies du champ gravimétrique marin dérivées en utilisant les harmoniques sphériques (Rummel et al., 2002). La représentation mathématique du potentiel gravitationnel terrestre dans l'espace par des coefficients harmoniques sphériques est appelée GM (Global Model). Les GM fournissent des connaissances sur la Terre, sa forme, son intérieur

et son enveloppe fluide. Toutes les fonctions connexes du champ de gravité peuvent être calculées par les GM, en occurrence les perturbations du champ gravitationnel, les anomalies de hauteur, les ondulations du géoïde à chaque position dans l'espace 3D (Barthelmes, 2014).

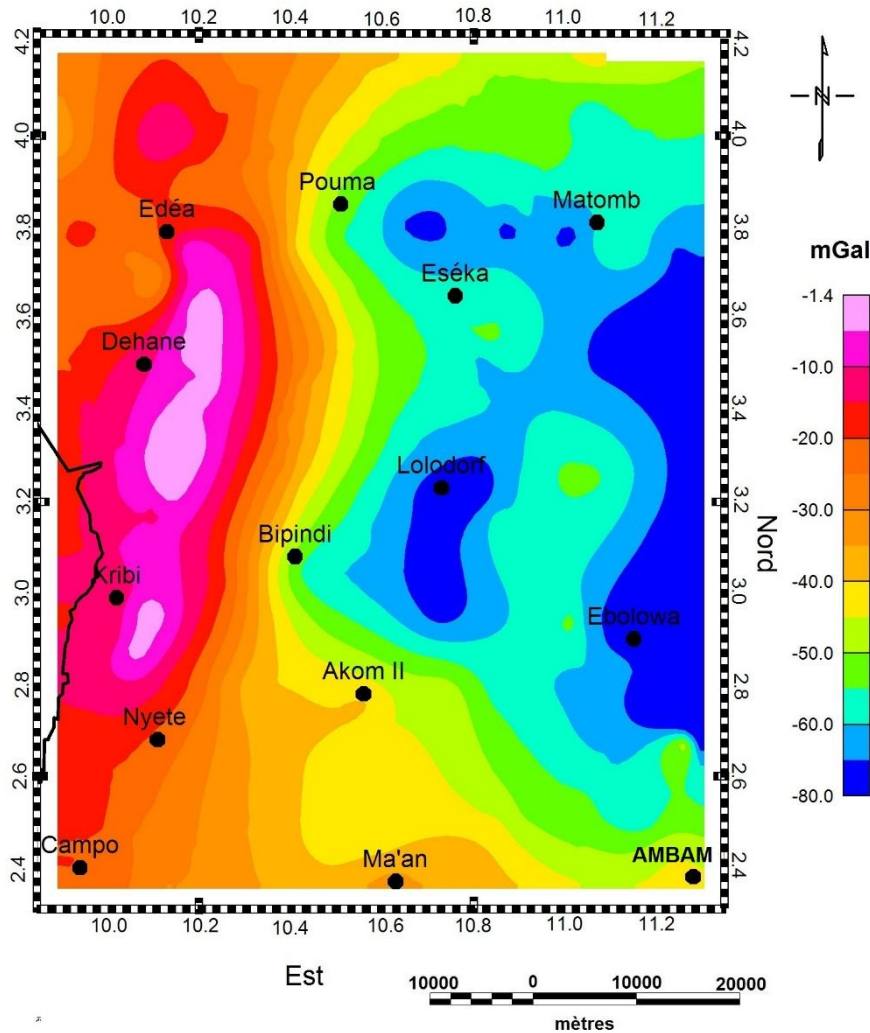


Figure 11: Carte d'anomalie de Bouguer obtenue après interpolation.

Il existe essentiellement deux classes de GM: les modèles satellitaires uniques et les modèles combinés. Les modèles satellitaires uniques sont calculés par les observations satellitaires seules. Alors que, pour les modèles combinés, les données gravimétriques terrestres et les mesures altimétriques ont été utilisées (Barthelmes, 2014).

L'anomalie de gravité (Δg) peut être représentée par les harmoniques sphériques et est définie par l'équation suivante (Barthelmes, 2014) :

$$\Delta g(r, \lambda, \varphi) = \frac{G.M}{r^2} \sum_{l=0}^{l_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^l (l-1) \sum_{m=0}^l \overline{P}_{lm}(\sin\varphi) [\overline{C}_{lm} \cos m\lambda + \overline{S}_{lm} \sin m\lambda] \quad (6)$$

avec (r, λ, φ) qui sont respectivement le rayon, la longitude et la latitude du point calculé,

G est la constante gravitationnelle,

M la masse de la Terre,

R le rayon de référence pour la Terre,

l, m le degré et l'ordre des harmoniques sphériques,

\overline{P}_{lm} ; fonctions de Legendre (entièrement normalisées), \overline{C}_{lm} , \overline{S}_{lm} ; coefficients de Stokes (entièrement normalisés).

La grille des données d'anomalies à l'air libre a été générée à partir du modèle global EIGEN6C4. Ce modèle est disponible sur le site Web de ICGEM (International Center for Global Earth Models) (Ince et al., 2019). Les valeurs du champ de gravité à l'air libre, calculées avec un pas de grille de $0,05^\circ$ sont présentées à la figure 12.

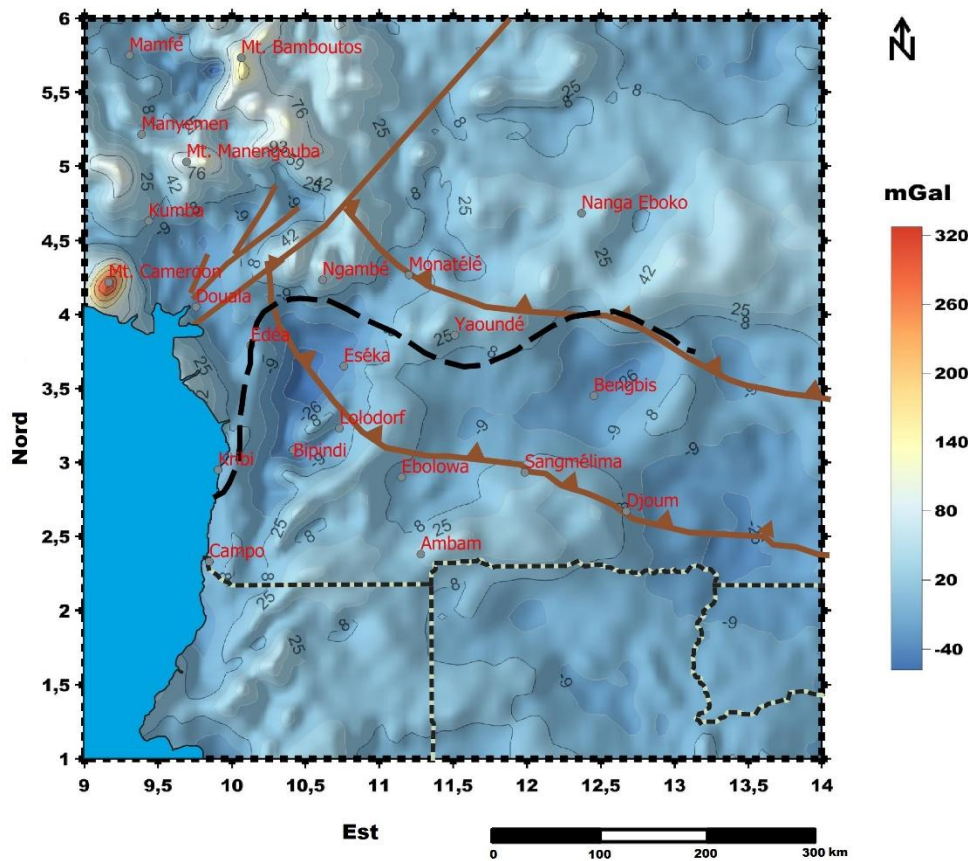


Figure 12: Carte d'anomalie à l'air libre dérivée du modèle global EIGEN 6C4 de la zone d'étude.

Différentes corrections gravimétriques ont été appliquées pour obtenir un modèle affiné de l'anomalie de Bouguer (Figure 18), il s'agit :

- des corrections topographiques et bathymétriques. Les deux corrections gravimétriques ont été calculées à l'aide du MNT ETOPO1 en utilisant la méthode de tesséroïde (Uieda

et Barbosa, 2017). Des densités constantes de 2670 kg/m^3 et de 1630 kg/m^3 ont été utilisées respectivement pour les corrections topographique et bathymétrique.

- de la correction sédimentaire, utilisée à partir des données sédimentaires fournies par le modèle sédimentaire global CRUST1.0.

2.2.2 Séparation régionale/résiduelle

Les anomalies du champ observées en surface superposent généralement les effets des sources profondes et superficielles, étendues et locales. Déduire donc de la carte de l'anomalie de Bouguer la répartition des masses dans le sous-sol est le but de l'interprétation des données gravimétriques. Pour corriger ces effets et amplifier les traits correspondant à des types de structures spécifiques, on fait appel aux opérateurs analytiques de transformation de cartes.

Il existe d'ailleurs dans la littérature plusieurs exemples où l'application des filtres a été employée (Baranov, 1957; Syberg, 1972). Les principales méthodes de séparation régionale/résiduelle utilisées dans le cadre de cette étude sont le prolongement vers le haut et le filtrage en cosinus surélevé.

2.2.2.1 Filtrage par prolongement vers le haut

La séparation régionale/résiduelle par la méthode de prolongement vers le haut consiste à sélectionner une hauteur pour laquelle le prolongement est le plus étroitement liée à l'anomalie régionale considérée. L'analyse spectrale sera l'outil fondamental qui permettra d'obtenir une estimation de la profondeur moyenne de la structure source d'anomalies observée. La profondeur obtenue sera considérée comme hauteur optimale de prolongement pour la séparation régionale résiduelle (Zeng et al., 2007; Guo et al., 2009). Le filtre par prolongement vers le haut dans le domaine fréquentiel appliqué aux données permet d'analyser de façon qualitative la distribution des sources d'anomalie gravimétrique à différents niveaux de profondeur. Du fait que l'intensité du champ gravimétrique décroît avec la distance au carré entre le point d'observation et la source gravimétrique, le signal des petits corps gravimétriques disparaît rapidement lorsqu'on prolonge l'anomalie vers le haut, et le signal des sources profondes va persister sur le champ régional résultant.

Soit $g(x, y, z)$ une fonction définie dans le domaine spatial en 3 dimensions, sa transformée de Fourier en 2 dimensions notée $G(k_x, k_y, z)$ ou $F[g]$ décompose la fonction $g(x, y, z)$ en termes de longueur d'onde qu'elle contient, et s'exprime par la relation (7) :

$$F[g] = G(k_x, k_y, k_z) = \iint g(x, y, z) e^{-(k_x x + k_y y)} dx dy \quad (7)$$

La transformée inverse de Fourier permettant d'obtenir la fonction g est donnée par (8) :

$$F^{-1}[G] = g(x, y, z) = \frac{1}{2\pi^2} \iint G(k_x, k_y, k_z) e^{(k_x x + k_y y)} dk_x dk_y \quad (8)$$

où k_x, k_y sont les nombres d'onde suivant les axes x et y respectivement donnés par la formule (9) :

$$k_x = \frac{2\pi}{\lambda_x}, k_y = \frac{2\pi}{\lambda_y} \quad (9)$$

λ_x et λ_y sont les longueurs d'onde suivant les axes x et y respectivement. Le nombre d'onde radial est la norme du vecteur d'onde

$$\vec{k} = k_x \vec{i} + k_y \vec{j}, k = \sqrt{k_x^2 + k_y^2} \quad (10)$$

Les champs de potentiel satisfont l'équation de Laplace à l'extérieur des sources ; et si nous nous intéressons à une carte d'altitude z_1 , nous aurons (11) :

$$\frac{\partial^2}{\partial x^2} (g(x, y, z_1)) + \frac{\partial^2}{\partial y^2} (g(x, y, z_1)) + \frac{\partial^2}{\partial z^2} (g(x, y, z_1)) = 0 \quad (11)$$

qui correspond dans le domaine spectral à l'équation (12) :

$$-(k_x^2 + k_y^2)G(k_x, k_y, z_1) + \frac{\partial^2 G(k_x, k_y, z_1)}{\partial z^2} = 0 \quad (12)$$

Si on connaît la valeur du spectre pour $z = 0$ alors une solution à cette équation différentielle du second ordre est donnée par (13) :

$$G(k_x, k_y, z_1) = G(k_x, k_y, 0) e^{\pm z_1 \sqrt{k_x^2 + k_y^2}} \quad (13)$$

L'opérateur du prolongement pour une carte est donné par la formule (14) :

$$O_p = e^{-kz_1} \quad (14)$$

2.2.2.2 Filtrage en cosinus surélevé

Il s'agit d'un filtre passe-bas dans le domaine spectral qui retient les composantes de grande longueur d'onde des données observées en utilisant une courbe sinusoidale lisse dans une bande de débordement (roll-off range). La haute et la basse fréquences de coupures (respectivement courte et grande longueurs d'onde de coupure) pour la plage de débordement ainsi que le degré de la fonction cosinus devraient être spécifiées. Plus le degré de la fonction est élevé, plus la transition entre les portions du spectre des données rejetées et conservées est importante. Contrairement aux autres techniques de filtrage classiques comme le prolongement vers le haut, l'avantage de ce filtre est sa capacité à ne retenir que les informations spectrales pour une gamme spécifique de longueurs d'onde de coupure et par conséquent réduit fortement les effets de bruit.

La figure 13 représente respectivement la réponse en longueur d'onde $L(k)$ pour le champ régional et sa réciproque $L^{-1}(k)$ pour le champ résiduel. Comme ce filtre a une forme lisse, et qu'il ne modifie pas le spectre d'énergie que l'on soit au niveau de la fréquence minimale (ou la fréquence maximale en mode passe-haut), il est couramment utilisé pour des opérations de filtrage simple de type passe-haut ou passe-bas. Pour réduire les effets de bruit, la séparation entre k_0 et k_1 peut être rallongée.

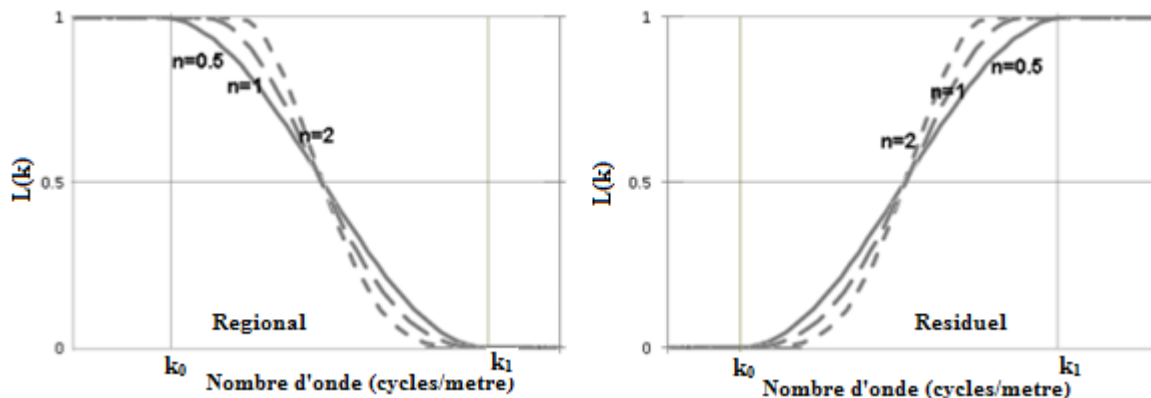


Figure 13: Fonction de transfert du filtre de type cosinus surélevé respectivement pour la régionale et résiduelle (Zoltowski, 2013).

La fonction de transfert associée au filtre de type cosinus surélevé est définie par :

$$L(k) = \begin{cases} 1 & \text{si } k_0 < k \\ \cos^n \left[\frac{\pi}{2} \left(\frac{k_0 - k}{k_1 - k_0} \right) \right] & \text{si } k_0 \leq k \leq k_1 \\ 0 & \text{si } k > k_1 \end{cases} \quad (15)$$

où k_0 est la longueur d'onde minimale,

k_1 la longueur d'onde maximale,

et n le degré de netteté de la fonction résultante.

2.2.3 Analyse spectrale 2D

L'estimation des profondeurs des structures sources d'anomalies par les méthodes de transformée de Fourier directe a longtemps été utilisée en géophysique, surtout dans l'étude des méthodes potentielles (gravimétrie, géomagnétisme). Le graphe du spectre de puissance est alors obtenu par un choix minutieux des profils gravimétriques recoupant les anomalies significatives sur la carte d'anomalies de Bouguer calculée (Tadjou et al., 2009; Angue et al., 2011). Dans cette étude, l'analyse spectrale 2D a été appliquée sur la grille des données d'anomalies et permettra ainsi l'estimation de la profondeur moyenne d'un ensemble des sources d'anomalies (Thomson, 1982; Bansal et al., 2006). Etant donné que les modèles d'anomalies gravimétriques sont très largement façonnés par les profondeurs et les volumes des sources, et aussi leur densité, la profondeur moyenne des sources perturbatrices peut être déterminée par analyse spectrale 2D des grilles des données d'anomalies ; l'estimation ici est faite pour un ensemble de sources d'anomalies renfermant la même information géologique (Thomson, 1982; Bansal et al., 2006). L'algorithme utilisé produit un spectre de puissance 2D moyenné radialement en fonction de la fréquence. Nous utilisons la méthode de (Spector et Grant, 1970) qui suppose que la terre est modélisée comme un ensemble de parallélépipèdes rectangulaires à côtés verticaux de profondeur, largeur, épaisseur et densité variables. Pour un tel modèle, la profondeur moyenne de l'ensemble h est simplement la moitié du gradient sur les spectres radiaux logarithmiques. Pour des longueurs d'onde exprimées en (cycles/km), la profondeur est calculée à partir de la relation de (Spector et Grant, 1970):

$$pente = -4\pi h \quad (16)$$

Les pentes d'énergie devront être tracées de façon à ce qu'elles soient les mieux adaptées au spectre décrit. En général des erreurs surviennent lors du calcul du spectre de puissance 2D ;

elles peuvent être liées à la taille de la fenêtre, au pas de grille et à la qualité de l'ajustement linéaire sur l'ensemble des points du spectre d'énergie (Naidu, 1970; Poudjom Djomani et al., 1995). Ainsi pour les structures de formes simples utilisées pour les modèles gravimétriques bidimensionnels, il est suggéré que la taille de la fenêtre doit être 10 à 20 fois supérieure à la profondeur moyenne de la source d'anomalie recherchée, et l'estimation des sources peu profondes ne doit pas être inférieure à 40 % du pas de grille (Naidu, 1970; Poudjom Djomani et al., 1995).

Dans la littérature, plusieurs méthodes d'extension de grille ont déjà montré leur efficacité surtout lorsqu'il s'agit de limiter les effets de bord dans le calcul du spectre de puissance 2D. La méthode d'entropie maximale (MEM) est la méthode utilisée dans cette étude pour l'extension des grilles. Elle utilise un segment de données réelles pour prédire l'extension. Le principe de l'entropie maximale postule que pour un ensemble de données connues, la probabilité qui le représente le mieux est celle qui présente la plus grande entropie ou incertitude. La MEM utilise cette condition pour calculer les coefficients qui sont convolués au segment réel afin de prédire le segment étendu. De plus, les données de grille prédites ne modifieront pas de façon significative le spectre d'énergie qui résulterait uniquement des données d'origine. Ce processus se déroule le long de lignes dans plusieurs directions et applique une pondération le long des lignes adjacentes pour éliminer les écarts entre les lignes.

2.2.4 Inversion 3D des données d'anomalies

La détermination de la géométrie tridimensionnelle des interfaces de densité à partir des données gravimétriques est un problème classique relevant de nombreuses études géophysiques. Une des applications est la cartographie des discontinuités crustales comme exemple la discontinuité de Conrad ou du Moho. Plusieurs techniques ont été utilisées dans le but d'isoler les anomalies liées aux discontinuités crustales (Syberg, 1972; Chakraborty et Agarwal, 1992; Lefort and Agarwal, 2000). Dans ces cas, l'un des principaux objectifs sera d'effectuer une inversion des données d'anomalies filtrées en fonction de la géométrie des interfaces.

Plusieurs auteurs ont présenté différents algorithmes permettant de modéliser la géométrie d'une interface de densité liée à une anomalie de pesanteur connue. Certains d'entre-eux (Cordell et Henderson, 1968; Dyrelius et Vogel, 1972; Rao et Babu, 1991)) effectuent une approximation du corps perturbateur au moyen de plusieurs prismes rectangulaires de densité constante. L'effet gravimétrique pour chaque prisme est calculé puis le champ gravitationnel

total est obtenu en sommant les effets de tous les prismes. L'algorithme de Parker, (1973) repose sur une transformée de Fourier de l'anomalie de champ de pesanteur comme étant le résultat d'une somme de transformée de Fourier des séries de puissances de profondeur des structures source d'anomalie. Oldenburg, (1974) a donc démontré que les expressions de Parker pourraient être reformulées afin d'estimer la topographie des interfaces de densité liées aux anomalies du champ créées.

Ainsi Gómez-Ortiz et Agarwal, (2005) ont présenté une fonction Matlab 3DINVER à partir de la méthode de Parker-Oldenburg dans le but d'estimer la topographie des interfaces de densité liée aux anomalies gravimétriques. Cette fonction Matlab a la capacité de gérer une large gamme de données gravimétriques dans le processus d'inversion et se présente donc comme un outil puissant dans l'analyse des données gravimétriques et l'interprétation des effets tectoniques.

La procédure d'inversion se sert de l'équation décrite par Parker, (1973) pour calculer l'anomalie du champ créée par une couche de matériau uniforme et irrégulière au moyen d'une série de transformée de Fourier. Cette expression, sous sa forme unidimensionnelle, est définie comme suit :

$$F[\Delta g(x)] = -2\pi G\rho e^{-kz_0} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \quad (17)$$

où $F[\Delta g]$ est la transformée de Fourier de l'anomalie du champ de pesanteur,

G est la constante d'attraction gravitationnelle,

ρ est le contraste de densité à travers l'interface,

k est le nombre d'onde,

$h(x)$ est la profondeur de l'interface (considérée positive vers le bas),

z_0 est la profondeur moyenne de l'interface horizontale.

Oldenburg, (1974) a reformulé cette équation pour calculer la profondeur d'une interface ondulante liée à un profil d'anomalie gravimétrique au moyen d'un processus itératif donné par la relation (18):

$$F[h(x)] = -\frac{F[\Delta g(x)]e^{-kz_0}}{2\pi G\rho} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \quad (18)$$

Cette expression permet de déterminer la topographie des interfaces de densité à partir d'une procédure itérative d'inversion. Dans cette procédure, on considère la profondeur moyenne de

l'interface z_0 , le contraste de densité entre deux milieux étant ρ . Le premier terme de l'équation (17) est calculé en affectant $h(x) = 0$ (Oldenburg, 1974) et sa transformée de Fourier inverse fournit la première approximation de la topographie de l'interface $h(x)$. La différence entre deux valeurs consécutives de la topographie est définie comme l'erreur quadratique moyenne (RMS) et est exprimée comme suit :

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M (h_{i,j}^{t+1} - h_{i,j}^t)^2}{N \times M}} \quad (19)$$

où N et M représentent respectivement le nombre de lignes dans la direction y et le nombre de colonnes dans la direction x . Le processus d'inversion est arrêté lorsque le RMS est inférieur au critère de convergence ou jusqu'à ce qu'un nombre maximum d'itérations soit atteint (Gómez-Ortiz et Agarwal, 2005).

Comme le principe d'inversion est instable pour les hautes fréquences, un filtre passe-bas, est inclus dans la procédure pour assurer la convergence de la série. Le filtre est défini par :

$$HCF(k) = \begin{cases} 1 & \text{si } k < wh \\ \frac{1}{2} \left[1 + \cos \frac{1}{2} \left(\frac{k-2\pi wh}{sh-wh} \right) \right] & \text{si } wh \leq k \leq sh \\ 0 & \text{si } k > sh \end{cases} \quad (20)$$

où wh et sh sont respectivement les fréquences de coupure minimale et maximale.

Ces conditions sont utilisées pour limiter les hautes fréquences contenues dans le spectre de Fourier de l'anomalie observée. La fréquence, k peut être exprimée comme fonction de la longueur d'onde $1/\lambda$, λ étant en kilomètre.

Le processus itératif est terminé lorsqu'un certain nombre d'itérations est réalisé ou lorsque la différence entre deux approximations successives de la topographie est inférieure à une valeur affectée, prise comme critère de convergence. Une fois la topographie des interfaces obtenue du principe d'inversion, il est souhaitable de calculer l'anomalie gravimétrique liée à cette topographie. En général, cette anomalie calculée devrait être similaire à celle utilisée comme variable d'entrée à la première étape du processus d'inversion.

Pour résumer, l'organigramme de la méthode d'inversion est présenté à la figure 14:

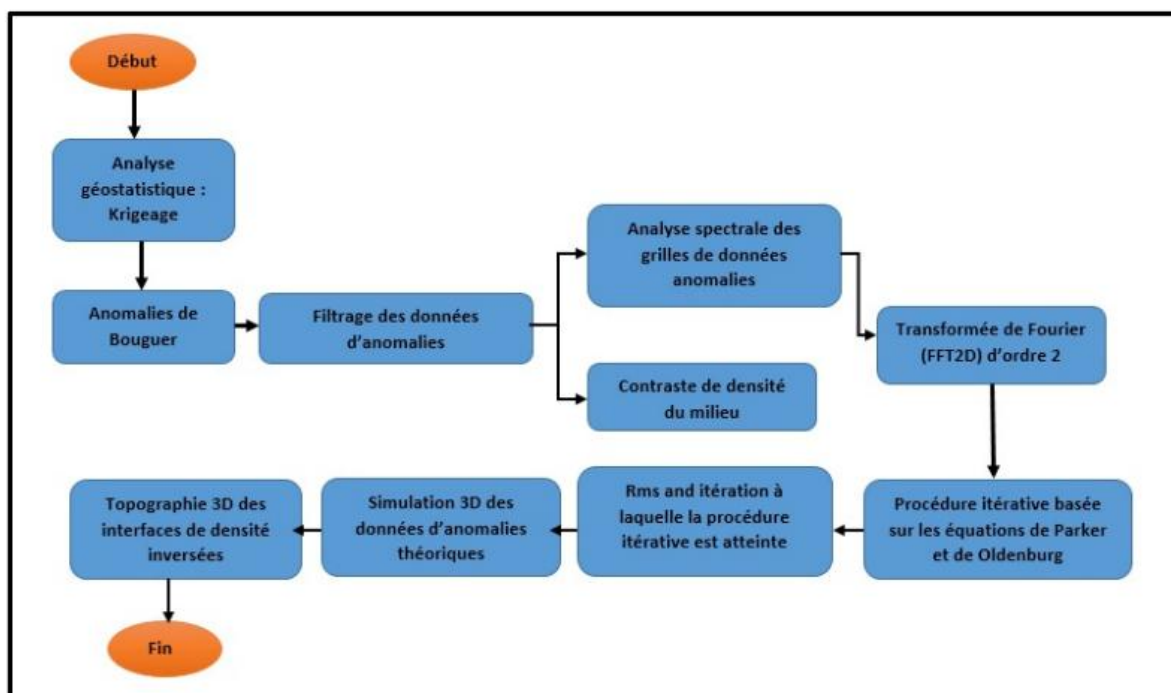


Figure 14: Organigramme illustratif du principe d'inversion.

2.2.5 Modèle crustal dérivé de l'isostasie

La limite croûte/manteau, considérée comme étant la discontinuité majeure qui sépare la croûte terrestre du manteau supérieur, est cruciale pour définir l'état isostatique de la lithosphère. L'isostasie nous apprend que les couches les plus externes de la Terre tendent vers un état d'équilibre hydrostatique. En termes simples, la croûte semble flotter sur le manteau sous-jacent, un peu comme un bloc de bois sur l'eau. La hauteur à laquelle un tel bloc flotte dépend de son épaisseur et de sa densité. Les blocs épais et légers devraient flotter plus haut que les blocs minces et denses.

La compensation requise par l'isostasie peut être réalisée de plusieurs manières. Les modèles de flottaison les plus connus sont probablement ceux de Pratt (Hayford, 1909) et d'Airy (Heiskanen, 1931) (figure 15). Leurs hypothèses ont en commun la compensation de la masse excessive d'une montagne au-dessus du niveau de la mer par une région moins dense (ou racine) sous le niveau de la mer, mais elles diffèrent dans la manière dont la compensation est réalisée. Dans le modèle d'Airy, les charges sont compensées par les variations de l'épaisseur d'une croûte de densité uniforme, tandis que dans le modèle de Pratt, les variations latérales de la densité de la croûte ou du manteau sous-jacent fournissent le support nécessaire.

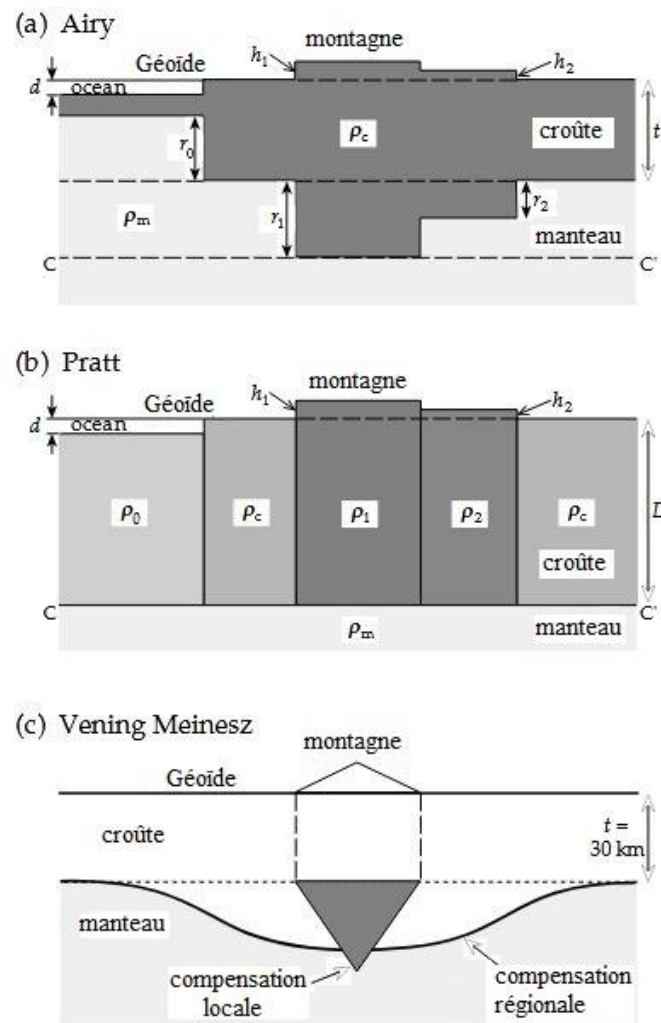


Figure 15: Compensation isostatique locale selon (a) le modèle d'Airy-Heiskanen et (b) le modèle de Pratt-Hayford ; (c) compensation régionale selon le modèle de plaque élastique de Vening-Meinesz (Watts, 2001).

Les deux modèles réalisent la compensation localement en équilibrant la pression des colonnes verticales sous une charge topographique. Ces modèles ont connu un grand succès et ont été largement utilisés par les géodésiens, qui les ont perfectionnés. Il existe un troisième modèle mis au point dans les années 1930 par Felix Andries Vening-Meinesz. Ce modèle constitue une forme plus évoluée du modèle de Airy en prenant en compte la flexuration de la partie supérieure et élastique de la lithosphère au-dessus des niveaux plus fluants que constituent la partie inférieure de la lithosphère et l'asthénosphère sous-jacente. Dans ce modèle, l'enfoncement, conséquence de la surcharge, se répartit sur une surface plus grande, par « flexure » autour de la surcharge (même chose en cas de « décharge »).

2.2.5.1 Calcul de la racine crustale au sens d'Airy

Le modèle d'Airy-Heiskanen suppose une compensation isostatique locale, c'est-à-dire que la zone racinaire d'une montagne se trouve directement sous celle-ci. L'isostasie est supposée complète, de sorte que l'équilibre hydrostatique existe à la profondeur de compensation, qui correspond à la base de la racine la plus profonde de la montagne. La pression à ce niveau est due au poids du matériau rocheux dans la colonne verticale sus-jacente qui s'étend jusqu'à la surface de la Terre.

De fait, le modèle d'Airy est un cas limite du modèle régional, il correspond au modèle régional lorsque la rigidité tend vers une valeur nulle. Bien que, les calculs sur l'isostasie soient grandement simplifiés si l'on suppose des mécanismes d'isostasie locale plutôt que des mécanismes régionaux, les modèles locaux, notamment celui d'Airy, seront utiles pour prédire un modèle crustal afin de discuter de la stabilité de la croûte avec la topographie. La colonne verticale de la montagne de hauteur h_1 de la figure 15a ne contient que des roches crustales de densité ρ_c . La pression au niveau de la croûte continentale due à la montagne, à la croûte "normale" d'épaisseur t et à une zone racinaire d'épaisseur r_1 s'élève à $(h_1 + t + r_1)\rho_c$. La colonne verticale sous la croûte "normale" contient une épaisseur t de roches crustales et une épaisseur r_1 de roches mantelliques ; elle exerce une pression de $(t\rho_c + r_1\rho_m)$. Pour l'équilibre hydrostatique, les pressions sont égales. En faisant l'égalité, et en notant que chaque expression contient le terme ρ_c , on obtient

$$r_1 = \frac{\rho_c}{(\rho_m - \rho_c)} h_1 \quad (21)$$

avec une expression similaire pour la racine de profondeur r_2 sous la colline de hauteur h_2 . L'épaisseur r_0 de l'anti-racine de la croûte océanique sous un bassin océanique de profondeur d et de densité ρ_w est donnée par :

$$r_0 = \frac{\rho_c - \rho_w}{(\rho_m - \rho_w)} h_1 \quad (22)$$

Le modèle d'Airy-Heiskanen suppose une couche supérieure de densité constante flottant sur un substrat plus dense. Elle possède des zones racinaires d'épaisseur variable proportionnelle à la topographie sus-jacente. Ce scénario concorde largement avec les preuves sismiques de l'épaisseur de la croûte terrestre. La croûte continentale est beaucoup plus épaisse que la croûte océanique. Son épaisseur est très variable, étant la plus importante sous les chaînes de

montagnes, bien que la plus grande épaisseur ne se trouve pas toujours sous la topographie la plus élevée. Le modèle de compensation de type Airy suggère un équilibre hydrostatique entre la croûte et le manteau.

2.2.5.2 Anomalie gravimétrique et isostasie

L'anomalie de la gravité ou du géoïde est un observable sensible au changement de la distribution des masses qui résulte de la charge et de sa compensation. Les charges compensées localement, par exemple, devraient être associées à des anomalies de gravité à l'air libre d'amplitude relativement faible, dont la moyenne est nulle sur de grandes zones. Ceci est dû au fait qu'il y a une compétition entre l'anomalie de gravité causée par un excès ou un déficit de masse et son déficit ou excès de masse compensatoire. L'ampleur des anomalies dépend de la longueur d'onde de la charge. Néanmoins, l'existence d'anomalies de gravité à l'air libre de grande amplitude, par exemple, à proximité des frontières de plaques (limite Nord du CC), est donc un indicateur que les conditions isostatiques locales ne prévalent pas partout. Nous le verrons bien dans les sections suivantes.

2.2.5.3 Compensation isostatique et mouvements verticaux de la croûte terrestre

Dans les modèles de Pratt-Hayford et d'Airy-Heiskanen, la croûte plus légère flotte librement sur le manteau plus dense. Le système est en équilibre hydrostatique, et la compensation isostatique locale est une simple application du principe d'Archimède. On suppose une épaisseur crustale "normale" pour les régions côtières de l'écorce terrestre (généralement 30-35 km) et les profondeurs supplémentaires des zones racinaires sous ce niveau sont exactement proportionnelles aux élévations de la topographie au-dessus du niveau de la mer. La topographie est alors complètement compensée (Figure 16a). Cependant, la compensation isostatique est souvent incomplète. Le déséquilibre géodynamique entraîne des mouvements verticaux de la croûte terrestre. Les montagnes sont souvent sujettes à l'érosion, ce qui peut perturber la compensation isostatique. Si les montagnes érodées ne sont plus assez hautes pour justifier leurs profondes racines, la topographie est surcompensée isostatiquement (Figure 16b). Des forces de flottabilité sont créées, tout comme lorsqu'un bloc de bois flottant dans l'eau est pressé vers le bas par un doigt ; la partie immergée devient trop grande par rapport à la quantité au-dessus de la surface. Si la pression du doigt est supprimée, le bloc rebondit afin

de rétablir l'équilibre hydrostatique. De la même manière, les forces de flottabilité qui résultent de la surcompensation de la topographie montagneuse provoquent un soulèvement vertical. Le scénario inverse est également possible. Lorsque la topographie visible a des racines trop petites, la topographie est sous-compensée (Figure 16c). Cette situation peut se produire, par exemple, lorsque des forces tectoniques poussent des blocs crustaux les uns sur les autres. L'équilibre hydrostatique est alors atteint par la subsidence de la région soulevée.

2.2.6 Modélisation gravimétrique directe 2D 1/2

La modélisation directe dans ce travail a été réalisée à partir de données gravimétriques pour déduire un modèle de la distribution de la densité de certains corps dans le sous-sol et ainsi aider à l'interprétation du modèle tectonique. L'outil de calcul utilisé est GMSYS du logiciel Geosoft, qui permet une modélisation 2D 1/2 en utilisant la technique basée sur les équations de Talwani et al. (1959), présentées ci-dessous, et un modèle initial déduit de la connaissance des informations géologiques et des densités prélevées sur des échantillons dans la zone d'intérêt.

L'intention est d'obtenir un modèle dont l'information gravimétrique calculée s'ajuste aux données observées sur le terrain, à partir de la modification des paramètres physiques et géométriques des sources du modèle.

Selon Blakely, (1996), le grand problème de la modélisation est de représenter la géologie par des formes géométriques avec la plus grande fidélité possible et avec un coût de calcul minimal. Il est donc important de souligner qu'en raison du problème de l'ambiguïté gravimétrique dans lequel différentes distributions de densité peuvent donner lieu à la même anomalie calculée, il est essentiel de disposer d'un maximum d'informations géologiques initiales et d'intégrer les méthodes géophysiques dans l'interprétation de la région.

La méthode de modélisation 2D 1/2 permet de représenter les structures lithologiques par des polygones et de les représenter par des profils orthogonaux à la direction de l'anomalie. Le calcul du volume du corps est effectué à partir de l'attraction gravitationnelle causée par chaque sommet du polygone modélisé, de sorte que la précision de l'ajustement, évaluée par l'interprète, augmente avec le nombre de sommets du ou des polygones. Un autre facteur extrêmement important pour la modélisation est le contraste de densité utilisé pour caractériser les variations de cette propriété (ρ constant pour chaque corps polygonal) dans le modèle initial (Talwani et al., 1959).

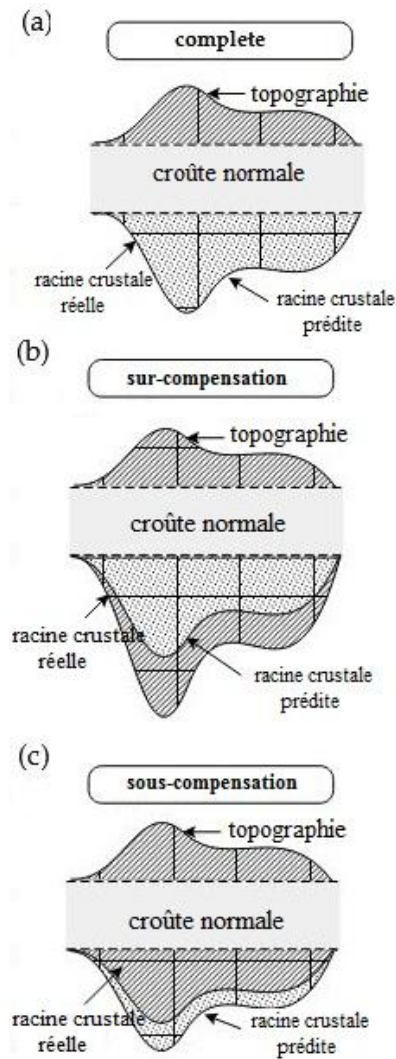


Figure 16: Explication des différentes configurations de l'équilibre isostatique entre la croûte et la topographie pour (a) une compensation isostatique complète, (b) une sur-compensation isostatique et (c) une sous-compensation isostatique (Bagherbandi, 2012).

On adopte un système de coordonnées cartésiennes dont l'origine se situe au point P dans la direction x et l'axe z positif orienté verticalement vers le bas. Dans cette géométrie, on considère les angles entre le plan xz et la ligne droite reliant le point P au milieu de chaque côté du polygone (θ_i), et l'angle (ϑ_i) entre le sommet i et le plan xz (Figure 17) (Talwani et al., 1959).

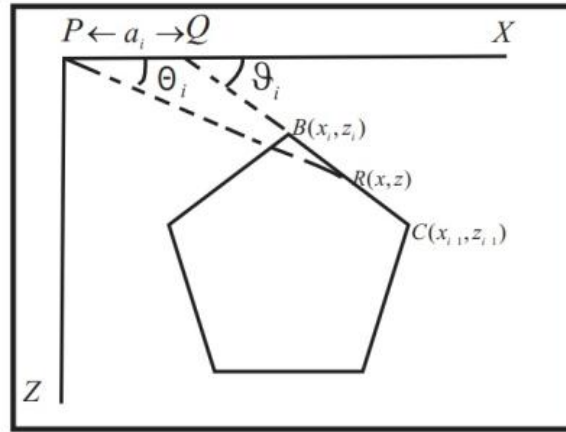


Figure 17: Élément géométrique impliqué dans l'attraction gravitationnelle d'un polygone à n côtés (Talwani et al., 1959).

Selon (Talwani et al., 1959), on calcule la composante verticale (Δgz) et horizontale (Δgx) de l'attraction gravitationnelle d'un polygone à n côtés de densité ρ . respectivement par les équations

$$\Delta gz = 2G\rho \sum_{i=1}^n Z_i \quad (23)$$

$$\Delta gx = 2G\rho \sum_{i=1}^n X_i \quad (24)$$

où G est la constante d'attraction gravitationnelle, Z_i et X_i sont des fonctions données par une série d'équations trigonométriques directement liées aux angles θ_i et ϑ_i cités ci-dessus dans le polygone (Figure 17).

$$Z_i = a_i \sin(\vartheta_i) \cos(\theta_i) \left[\theta_i - \theta_{i+1} + \tan \vartheta_i \ln \frac{\cos(\theta_i)(\tan(\theta_i) - \tan(\vartheta_i))}{\cos(\theta_{i+1})(\tan(\theta_{i+1}) - \tan(\vartheta_{i+1}))} \right] \quad (25)$$

$$X_i = a_i \sin(\vartheta_i) \cos(\theta_i) \left[\tan \vartheta_i (\theta_{i+1} - \theta_i) + \ln \frac{\cos(\theta_i)(\tan(\theta_i) - \tan(\vartheta_i))}{\cos(\theta_{i+1})(\tan(\theta_{i+1}) - \tan(\vartheta_{i+1}))} \right] \quad (26)$$

La formulation présentée dans le travail cité considère que le polygone est infini dans la direction y, bien qu'il existe des formulations algébriques qui permettent de considérer une longueur finie.

Chapitre 3 : Résultats et discussion

3.1 Interprétation qualitative des cartes d'anomalies de Bouguer

Deux cartes d'anomalies de Bouguer ont été générées dans cette étude,

- ❖ la première a été compilée sur une grille rectangulaire de $157 \times 201 \text{ km}^2$ et a abouti à la modélisation de la discontinuité intracrustale (Figure 11).
- ❖ la deuxième a été compilée sur une grille carrée de $555 \times 555 \text{ km}^2$ et a permis de générer un modèle crustal dans la partie Sud-Ouest du Cameroun (Figure 18).

La carte d'anomalies de Bouguer fait généralement ressortir la répartition de la carte en plusieurs secteurs gravimétriques qui laisseraient entrevoir la structuration en profondeur de la zone d'intérêt. Elle peut être également considérée comme étant la somme des effets de trois discontinuités souterraines situées à des profondeurs distinctes : la discontinuité du Moho (croûte/manteau), la discontinuité de Conrad (croûte supérieure/croûte inférieure) et le toit du socle cristallin. Cependant la carte d'anomalies de Bouguer est répartie en plusieurs zones caractérisées par des anomalies positives, négatives et les zones de gradients gravimétriques.

3.1.1 Les zones d'anomalies positives ou lourdes

La bordure côtière est largement dominée par des anomalies positives ou lourdes. Il s'agit des régions de Kribi-Campo et les régions de Douala-Kumba (Figure 18). Les anomalies de grande longueur d'onde observées le long de la côte sont attribuées aux effets des formations denses issues des bassins sédimentaires côtiers (Lawrence et al., 2017). Les anomalies positives observées autour de Kribi-Edéa sont dues à l'intrusion des formations denses (magmatiques) ou aux remontées des roches mantelliques qui ont conduit à un amincissement de la croûte. D'un point de vue géologique (Figure 2), ce vaste secteur d'anomalies pourrait être interprété comme étant la signature des formations archéennes recouvertes par les roches paléoprotérozoïques de l'unité du Nyong (Angue et al., 2011). Une anomalie positive de forte amplitude de + 10 mGals est observée dans la région de Ngambe (Figure 18). Cette anomalie semble être causée par une intrusion mantellique injectée par des failles régionales à glissement latéral (CCSZ) (Jean Marcel et al., 2016). Le secteur d'étude est également marqué par une vaste anomalie positive de direction prédominante E-W située entre les parallèles 4° et 5° (Figure 18). Elle traduirait la transition entre le Craton du Congo et la Chaîne Panafricaine et

serait la manifestation d'un matériau de forte densité au niveau de la croûte inférieure comme l'ont suggéré (Ngalamo et al., 2017). La comparaison entre les anomalies à l'air libre et celles de Bouguer, indique que les 'hauts gravimétriques' observés au Mont Cameroun sont amplifiés et plus localisés sur la carte d'anomalies à l'air libre où ils atteignent environ 300 mGals. Le relief surélevé sur ce mont associé aux fortes anomalies positives dénote d'une incompatibilité avec la topographie et pourrait suggérer une non-compensation locale dans ce secteur.

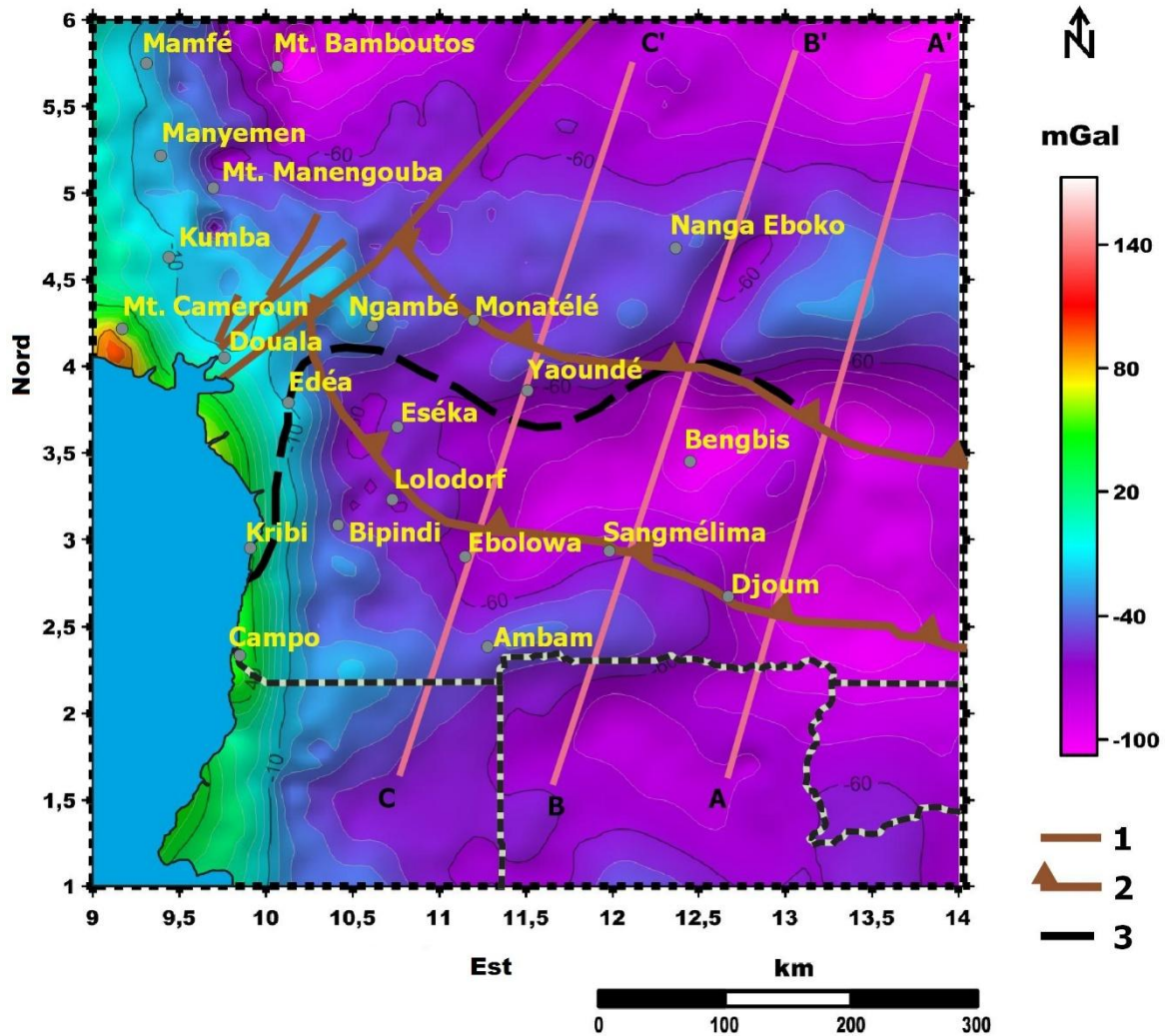


Figure 18: Carte d'anomalies de Bouguer affinée issue du modèle EIGEN6C4 de la zone d'étude, AA', BB' et CC' sont des profils d'étude utilisés pour la modélisation 2,5D. 1 : Failles et cisaillements, 2 : Chevauchements, 3 : Limite du Craton du Congo.

3.1.2 Les zones d'anomalies négatives ou légères

Dans la partie Est de notre zone d'étude, on peut observer autour de la localité d'Ebolowa une anomalie négative caractérisée par des courbes iso-anomales de grande longueur d'onde,

avec une amplitude moyenne de -75 mGal. Cette vaste anomalie pourrait être l'effet d'une dépression due à l'intrusion des matériaux légers au niveau de la croûte ou encore à un épaissement de la croûte sous-jacente. Cette anomalie négative semble être liée à celles observées autour de Bengbis et de Djoum où elles prennent une forme ellipsoïdale. L'anomalie négative N-S observée autour de Djoum présente des courbes iso-anomales formant des courbes circulaires d'amplitude moyenne -100 mGal. Le rapprochement avec la carte topographique montre qu'elle correspond aux hautes altitudes de l'ordre de 650 m et supposerait la présence des roches de faible densité dans la zone cratonique entraînant un effondrement du socle granito-gneissique où règnent les gneiss archéens et les ceintures de roches vertes (Tadjou et al., 2009). Cette explication corrobore bien la théorie de l'isostasie, en comparaison avec la carte topographique (Figure 5), qui montre que les anomalies de Bouguer sont généralement négatives dans les régions élevées de l'écorce terrestre, principe que l'on confirmerait à la suite de notre travail. Le Nord de la zone d'étude, qui représente la partie Sud du plateau de l'Adamaoua est caractérisé par une anomalie négative qui s'étend dans la direction E-W. Elle serait due à l'effondrement néo protérozoïque des massifs granitoïdes (Toteu et al., 2004; Ngalamo et al., 2017).

3.1.3 Les zones de gradients gravimétriques

Les différents domaines gravimétriques mis en évidence sont séparés par des zones de gradient. Ces gradients représentent des discontinuités gravimétriques matérialisant des structures allant des faibles aux grandes profondeurs. On peut observer entre le vaste domaine positif situé à l'ouest de la carte (Figure 18) et l'anomalie négative d'amplitude moyenne -80 mgal au centre de la carte une zone de gradient formée par une succession d'anomalies filiformes serrées de direction N-S. Cette zone de gradient pourrait traduire la présence d'une structure linéaire interprétée comme étant un accident en bordure des bassins côtiers de Douala et de Kribi-Campo. Cette structure aurait favorisé l'effondrement du socle à l'Est proche des localités d'Ebolowa et de Bengbis entre les parallèles 3° et 4°. La forte fracturation linéaire observée le long de la côte laisserait présager la présence d'un réseau de failles qui reflète la transition onshore entre l'Océan Atlantique et le continent (Angue et al., 2011; Nguiya et al., 2019). La carte d'anomalies de Bouguer est également caractérisée par une zone de gradient marquant la transition entre un bloc Nord plus dense, qui correspond au plateau de l'Adamaoua et un bloc moins dense associé au CC. Cette zone de forts gradients gravimétriques située entre les parallèles 3,5° et 4° serait associée aux failles régionales cisailantes (décrochantes). Les

hypothèses géologiques et géophysiques ont lié l'apparition de ces failles profondes à la collision tectonique entre le CC et la CPAC (Toteu et al., 2004; Tokam Kamga et al., 2010). Hormis les zones de fort gradient, on peut observer une zone de gradient moins dense au niveau de Sangmélima. Ce gradient révèle une ligne de faiblesse dont la signature n'est pas clairement visible en raison des structures environnantes. L'analyse de la carte de Bouguer a permis d'envisager une structuration complexe du socle de la région en profondeur et d'identifier les principales formations géologiques de la région d'étude.

Dans le but de mener à bien notre étude, il sera question par la suite d'identifier les structures source d'anomalies afin d'avoir une idée sur leur comportement géodynamique en profondeur.

3.2 Estimation de la profondeur moyenne des interfaces crustales

Dans le but de mettre en évidence les structures crustales responsables des anomalies observées dans le domaine du Sud-Ouest Cameroun, l'analyse spectrale 2D sera utilisée pour estimer la profondeur moyenne des interfaces de densité qui sera l'un des paramètres fondamentaux pour le principe d'inversion 3D.

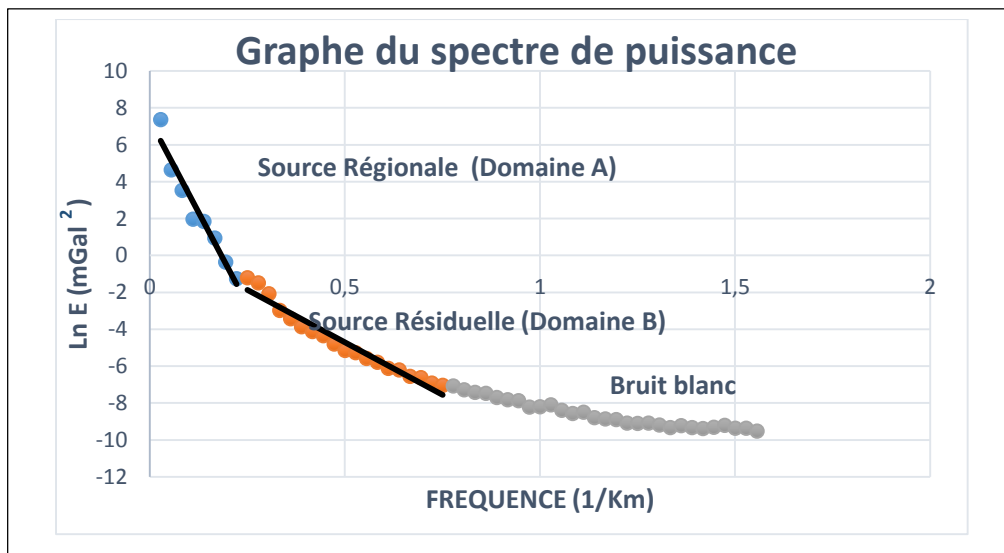


Figure 19: Graphique du spectre de puissance de la grille de Bouguer de la figure 11.

La figure 19 illustre le graphe du logarithme naturel du spectre de puissance en fonction de la fréquence, après avoir appliqué la méthode d'entropie maximale (MEM) sur la grille de dimension $157 \text{ km} \times 201 \text{ km}$. La MEM nous a permis d'obtenir une grille carrée étendue de

dimension $225 \text{ km} \times 225 \text{ km}$. On peut constater que les signaux dominateurs sur la grille obtenue restent conservés sur la grille étendue ainsi que les amplitudes respectives (Figure 20). Au vu des résultats obtenus sur la figure 19, on peut observer sur chacun des graphes deux pentes d'énergie représentées par des segments de droite. La pente des segments linéaires de la transformée de Fourier spectre de puissance est liée à la profondeur de la source en dessous de la surface de la terre. Le graphe est subdivisé en trois domaines fréquentiels. Le premier, le domaine A, situé dans les basses fréquences allant de $0,02$ à $0,22 \text{ km}^{-1}$, représente l'interface de densité profonde avec une profondeur moyenne de $20 \pm 1 \text{ km}$. Le second, le domaine B, correspond aux hautes fréquences allant de $0,25$ à $0,75 \text{ km}^{-1}$ et appartient aux sources superficielles avec une profondeur moyenne de $5,7 \pm 0,3 \text{ km}$. La dernière partie du spectre de puissance n'a pas de signification géologique et correspond au bruit blanc.

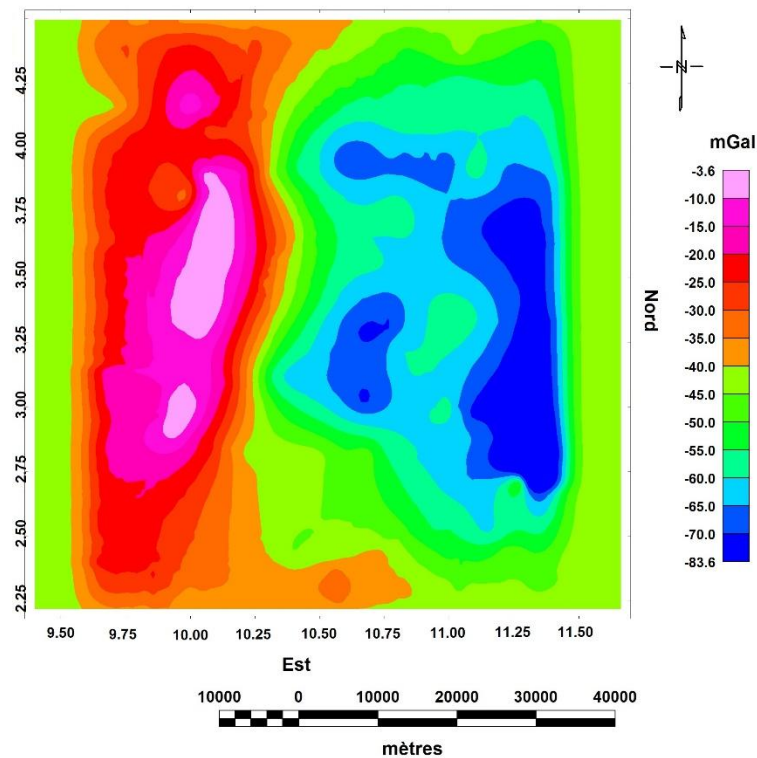


Figure 20: Grille d'anomalie de Bouguer étendue par la Méthode d'Entropie Maximale (Burg, 1967) conservant la même signature spectrale que la carte de Bouguer de la figure 11.

La profondeur de $20 \pm 1 \text{ km}$ pourrait éventuellement correspondre à la discontinuité intracrustale sous la zone de transition entre le bassin sédimentaire de Kribi-Campo et le Craton du Congo. Ce résultat est en accord avec les études sismologiques de Tokam Kanga et al. (2010) qui ont révélé que la croûte est divisée en plusieurs couches, avec une croûte inférieure

mafique à moins de 18 km de profondeur dans la région. Les sources moins profondes de profondeur $5,7 \pm 0,3$ km peuvent être attribuées au toit moyen des formations denses issues des bassins sédimentaires côtiers.

Le spectre de puissance de la figure 21 montre la pente d'énergie la plus ajustée qui se réfère aux sources régionales associées à la limite entre la croûte et le manteau. Il montre une fréquence allant de $0,0095027$ à $0,095026$ km^{-1} , correspondant à une profondeur moyenne du Moho estimée à 39 ± 3 km. Ce résultat est en accord avec des études sismologiques récentes (Tokam Kanga et al., 2010; Gallacher et Bastow, 2012; Ojo et al., 2019).

Comme notre zone d'étude est dominée par le CC, il est important de rappeler que nos résultats rejoignent également ceux de Baranov and Bobrov, (2018). Les auteurs ont étudié les propriétés physiques et la structure de la croûte au sein des cratons archéens du Gondwana. Ils ont trouvé que la profondeur du Moho sous le CC est comprise entre 37 et 46 km, avec des valeurs moyennes comprises entre 40,1 km et 43,9 km.

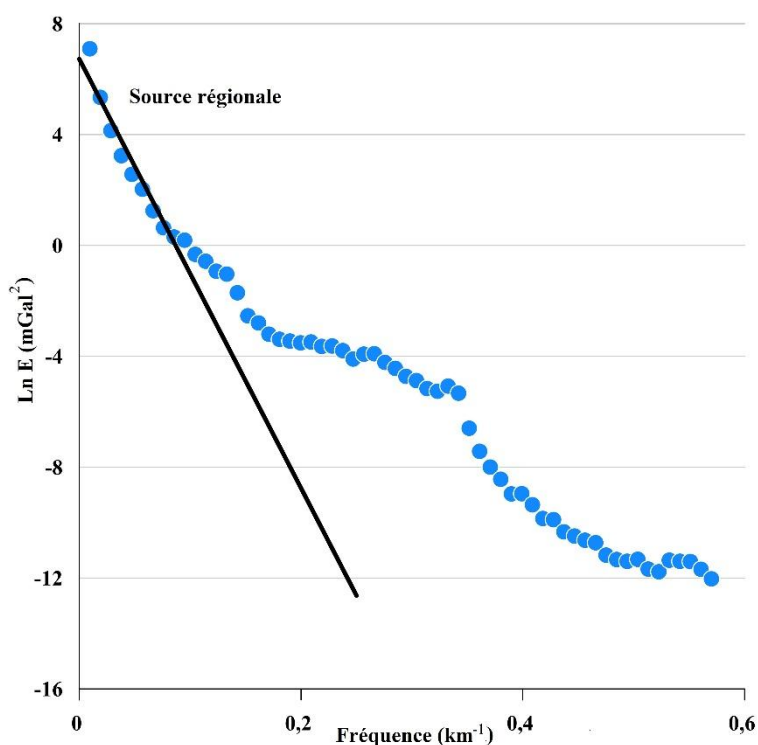


Figure 21: Graphique du spectre de puissance de la grille des données de Bouguer de la figure 18 montrant la pente d'énergie associée à la source régionale.

3.3 Analyse des cartes d'anomalies filtrées

3.3.1 Anomalies associées à la discontinuité intracrustale

Pour la mise en évidence des signatures gravimétriques associées à la discontinuité intracrustale, la technique de filtrage par prolongement vers le haut a été utilisée dans cette étude. Elle consiste à sélectionner une hauteur à laquelle le prolongement est le plus étroitement lié à une anomalie régionale connue. L'analyse spectrale a permis d'obtenir une estimation de la profondeur moyenne à laquelle la discontinuité intracrustale a été localisée ; la profondeur obtenue sera considérée comme la hauteur optimale de prolongement pour le filtrage dans le domaine de Fourier (Zeng et al., 2007; Guo et al., 2009).

La carte gravimétrique de la source régionale (Figure 22) montre des anomalies qui varient de -56 à -24 mGal. Elles sont caractérisées par des hauts gravimétriques à l'Ouest et des anomalies négatives à l'Est et séparés par des forts gradients gravimétriques de direction N-S. Les hauts gravimétriques sont observés dans la région de Kribi-Edéa avec une légère extension vers Campo et une amplitude maximale de - 25 mGal. Ces anomalies sont entourées des gradients gravimétriques qui s'étendent vers la région de Pouma-Bipindi. La persistance de ces gradients sur la grille régionale confirme la présence d'un système de failles dans la région.

Ces failles majeures qui traversent la zone de transition entre la région de Kribi-Campo et le CC auraient une origine profonde et pourraient être responsables de la sismicité de la zone. La carte prolongée vers le haut illustre également le changement de forme et d'amplitude des anomalies avec une valeur minimale de -56 mGal le long de l'axe Ebolowa-Matomb. Cette anomalie de faible amplitude laisserait présager que les formations de la croûte inférieure s'approfondissent vers l'est de la région c'est-à-dire proche de l'axe Ebolowa-Matomb. Ainsi, la carte de Bouguer prolongée à 20 km s'avère appropriée pour l'inversion du champ régional afin de mieux définir les intrusions crustales mafiques associées à la zone de transition entre le CC et la ceinture panafricaine.

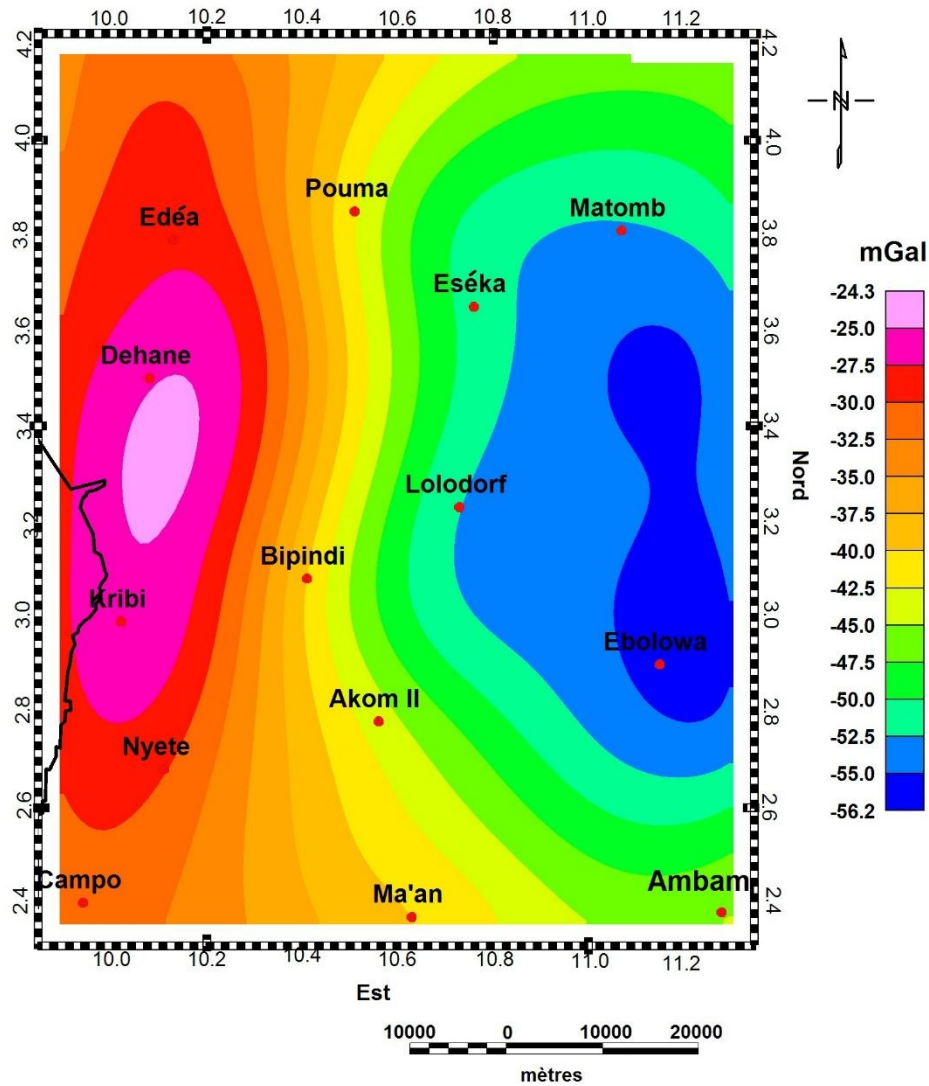


Figure 22: Carte gravimétrique régionale obtenue en appliquant la méthode de prolongement vers le haut à la carte de l'anomalie de Bouguer de la figure 11.

Pour mettre en évidence les anomalies locales, la composante régionale du champ d'anomalies est généralement extraite de la carte des anomalies de Bouguer, générant ainsi une carte d'anomalies résiduelle (Figure 23) qui montre exactement les structures de faible longueur d'onde. La carte résiduelle résultante est également caractérisée, par une large zone d'anomalies positives avec une orientation NE-SW. Cette zone peut être liée à la réponse à faible profondeur des formations mafiques telles que les gabbros (Maurizot et al., 1978; Angue et al., 2011). Les dépressions gravimétriques en forme d'anneau observées dans les régions de Pouma, Matomb et Bipindi-Lolodorf semblent être la signature de roches ignées intrusives dans la croûte supérieure telles que des granites, des syénites et des formations de Tonalite Trondhjemites et Granodiorites (TTG) (Maurizot et al., 1978; Koumetio et al., 2014).

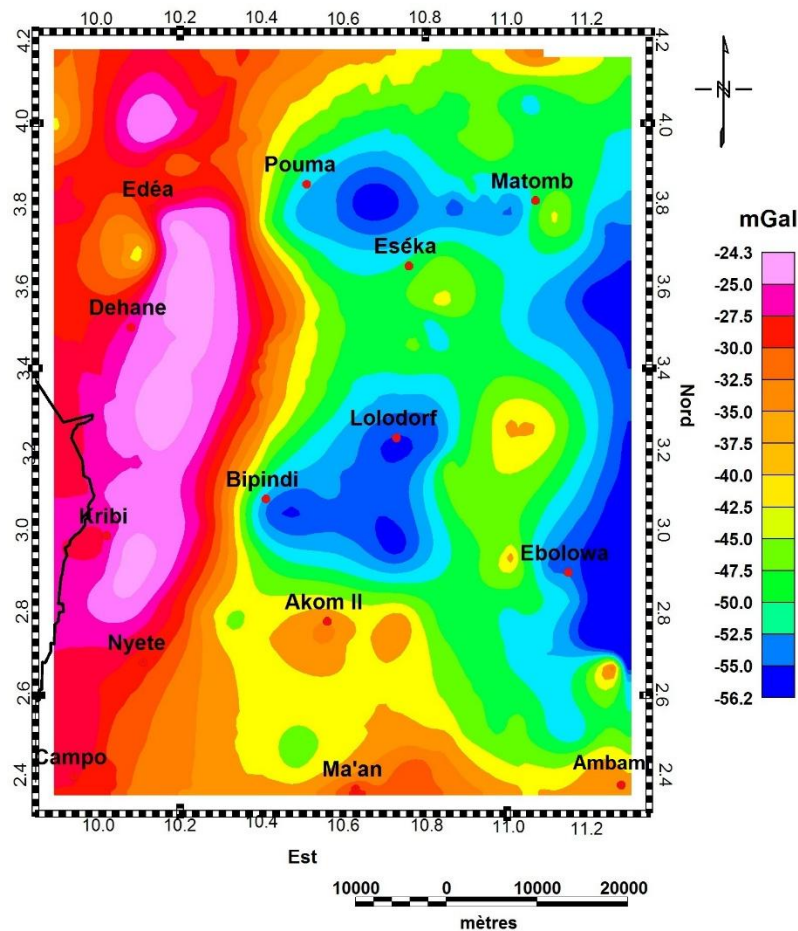


Figure 23: Carte d'anomalie résiduelle déduite de la carte de l'anomalie de Bouguer de la figure 11.

3.3.2 Anomalies associées à la discontinuité du Moho

Dans le but de mettre en évidence les anomalies associées au Moho, un filtre de type cosinus surélevé a été appliqué aux anomalies de Bouguer, afin d'éliminer les variations de courte longueur d'onde. Il s'agit d'un filtre électronique passe-bas qui maintient les signaux gravimétriques de grandes longueurs d'onde en utilisant un cône décrivant une courbe sinusoïdale lisse pour une certaine gamme de fréquences (Syberg, 1972; Lefort and Agarwal, 2000; Gómez-Ortiz et al., 2005). L'avantage de ce type de filtre est sa capacité à retenir les informations spectrales pour une plage spécifique de longueurs d'onde de coupure. L'analyse spectrale a permis de définir les limites de fréquence du segment linéaire associé à l'interface du Moho. Ainsi, un niveau de référence de 39 km est trouvé en utilisant une gamme de fréquences comprise entre $0,0095027$ à $0,095026 \text{ km}^{-1}$. Cette plage correspond aux longueurs d'onde situées entre 63 km et 660 km. La carte de gravité régionale (Figure 24) montre les

anomalies allant de -110 à 85 mGal et ne reflète que l'influence gravimétrique de l'ondulation du Moho allant des régions côtières (zone de Douala/Kribi-Campo) aux régions continentales (zone de Bengbis-Djoum).

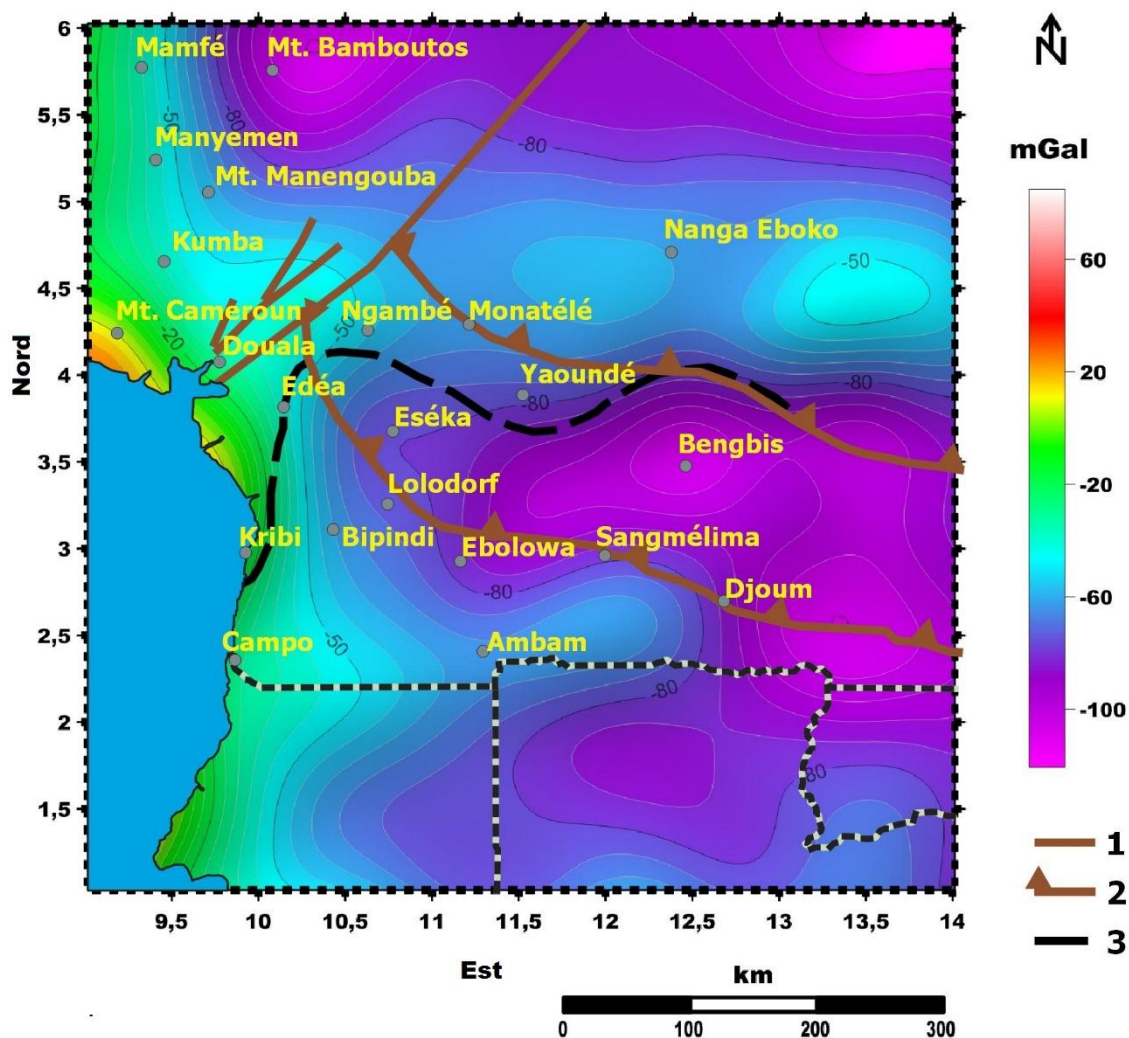


Figure 24: Carte gravimétrique régionale obtenue en appliquant à l'anomalie de Bouguer le filtre de type cosinus surélevé défini à partir des fréquences de coupure limites issues de l'analyse spectrale de la figure 21. 1 : Failles et cisaillements, 2 : Chevauchements, 3 : Limite du Craton du Congo.

3.4 Interprétation des résultats issus du principe d'inversion 3DINVER

3.4.1 Modélisation de l'interface intracrustale

Compte tenu de l'importance des paramètres d'inversion tels que le contraste de densité entre les deux milieux (la croûte mafique inférieure et la croûte supérieure) et la profondeur moyenne de la discontinuité intracrustale ; L'analyse spectrale a permis d'estimer la profondeur moyenne de l'interface croûte supérieure/ croûte inférieure à 20 km. Nous avons également choisi de faire varier le contraste de densité selon qu'on soit en région côtière ou en zone cratonique (Tableau 2).

Pour chaque contraste de densité, nous avons calculé les profondeurs auxquelles se situent les formations mafiques correspondantes afin de caractériser leur distribution spatiale en profondeur (Figure 25).

Tableau 2: Efficacité de l'inversion par unité géologique.

| Profondeur moyenne : Z_0 | Contraste de densité: $\Delta\rho$ | |
|----------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| $Z_0 = 20 \text{ Km}$ | Région de Kribi-Campo | Région du CC |
| | $\Delta\rho = 0,19 \text{ g/cm}^3$ | $\Delta\rho = 0,24 \text{ g/cm}^3$ |
| | ITER = 3 | ITER = 3 |
| | RMS = 0,0031 km | RMS = 0,0015 km |

Les contraintes du modèle de vitesse des ondes de cisaillement (Tokam Kamga et al., 2010; Angue et al., 2011) ont permis de calculer le contraste de densité sous la zone de Kribi-Campo et dans le CC. Le critère de convergence a été fixé à 0.02 km; la RMS entre deux valeurs topographiques consécutives et l'itération à laquelle la série converge sont présentées au tableau 2.

Après la convergence de la série, la meilleure façon de savoir si le modèle issu des interfaces inversées donne une solution acceptable est de comparer le modèle issu des données d'anomalies observées à celui des données d'anomalies théoriques. Si la différence entre les 2 modèles n'est que de quelques mGals alors la topographie des interfaces de densité est validée. Dans le cas contraire, certains paramètres de l'inversion devront être modifiés. La différence entre le modèle observé et le modèle théorique est illustré par un histogramme (Figures 26d et 27d). Il révèle que pour les 2 unités tectoniques les écarts sont mineurs avec une plage d'erreur acceptable variant de -2 à 2 mGal. Les résultats de l'inversion 3D de l'interface intracrustale sont illustrés aux figures 26 et 27. Le modèle théorique et le modèle observé décrivent la même allure d'un polynôme de degré 3.

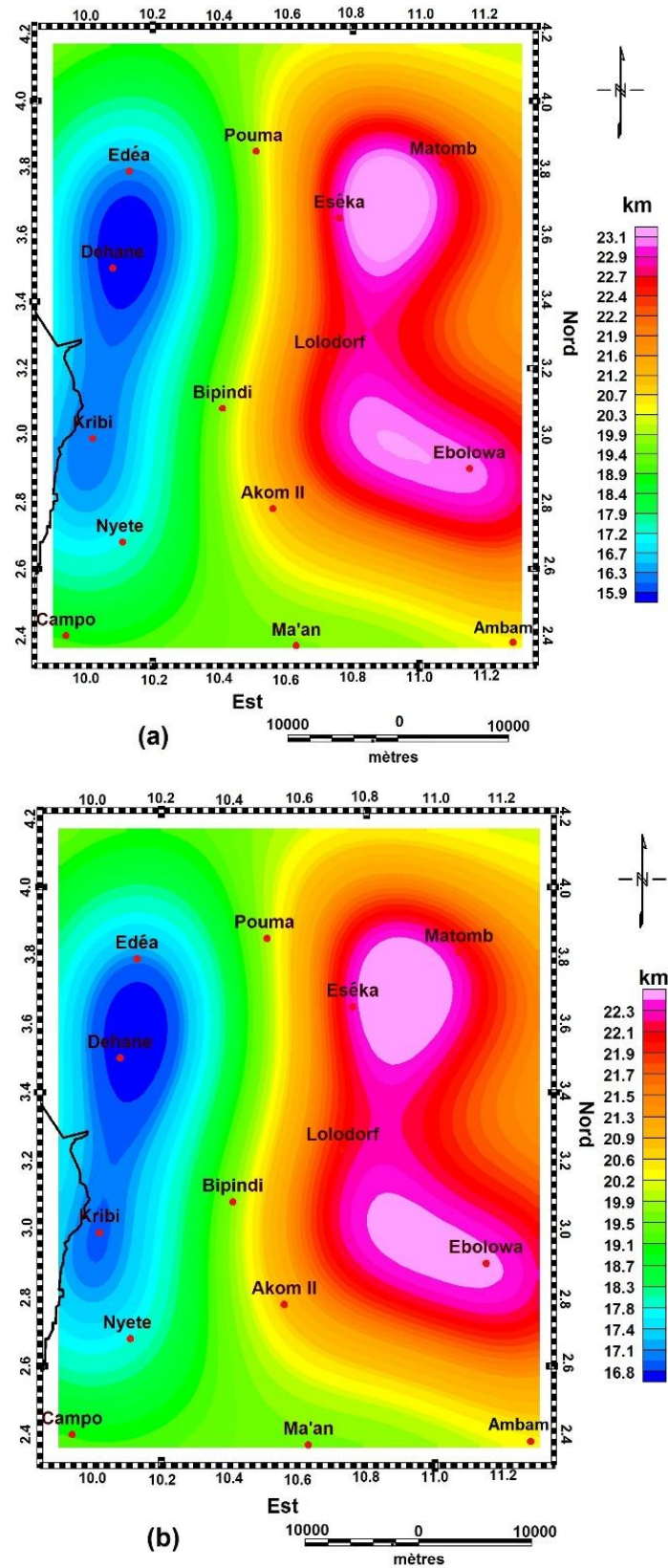


Figure 25: (a) Carte des contours de profondeur de l'interface intracrustale de la partie Sud-Cameroun pour $\Delta\rho = 0,19 \text{ g/cm}^3$ (b) Carte des contours de profondeur de l'interface intracrustale de la partie Sud-Cameroun pour $\Delta\rho = 0,24 \text{ g/cm}^3$.

Les anomalies lourdes dont les amplitudes varient de $-43,84$ à $-25,36$ mGal présentent une allure en forme de dôme et sont caractéristiques des interfaces de faibles profondeurs traduisant ainsi une remontée des formations mafiques dans le domaine Ouest du secteur d'étude. Par contre les anomalies légères, représentées par des dépressions ont des amplitudes qui varient de $-57,53$ à $-43,84$ mGal. Elles caractérisent les interfaces de grandes profondeurs et pourraient traduire l'effondrement des formations mafiques dans ce secteur d'étude. Nous pouvons noter que pour les deux terrains géologiques, le processus itératif a été interrompu à la troisième itération et que le changement de contraste de densité ne modifie pas de manière significative la variation des profondeurs de l'interface intracrustale et cela nous permet de déduire que nous sommes pratiquement sous la même unité tectonique.

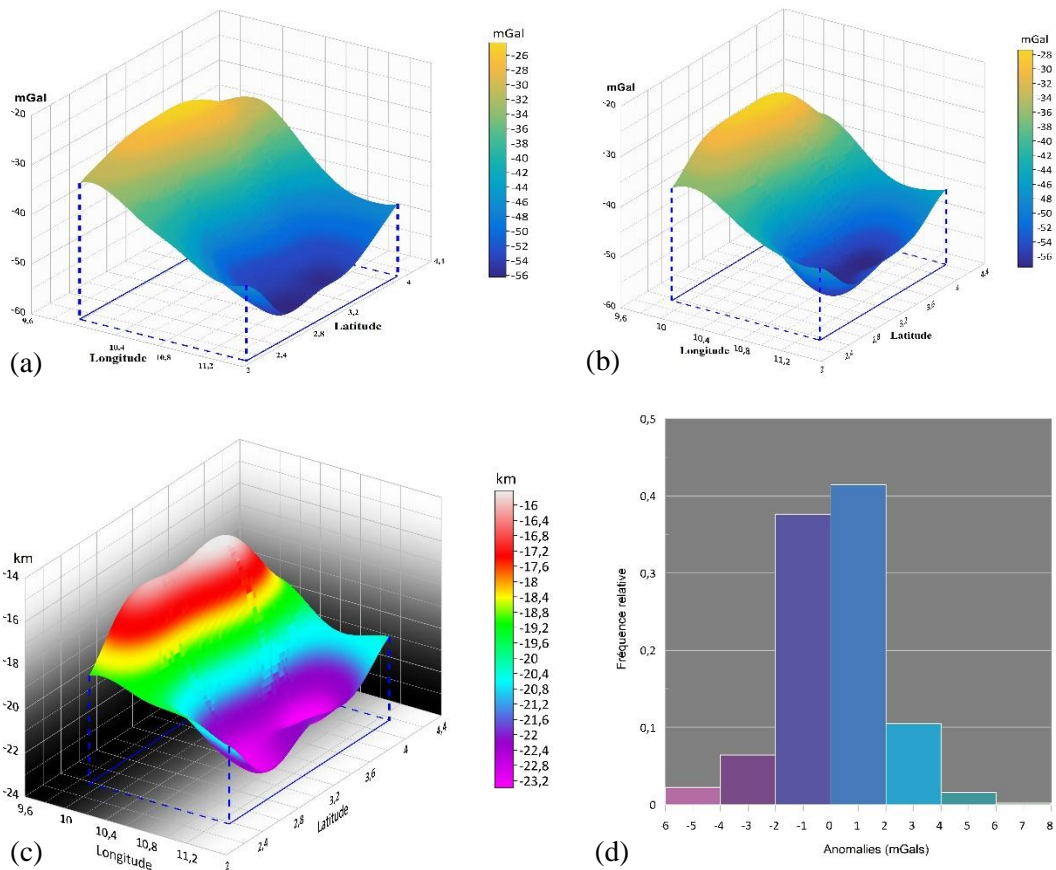


Figure 26: a) Modèle 3D des données d'anomalies observées ($\Delta\rho = 0,19$ g/cm³); b) Modèle 3D des données d'anomalies théoriques liées à l'interface inversée ($\Delta\rho = 0,19$ g/cm³); c) Modèle 3D de l'interface inversée ($\Delta\rho = 0,19$ g/cm³); d) Histogramme de la différence entre les données d'anomalies observées et les données d'anomalies théoriques liées à l'interface inversée.

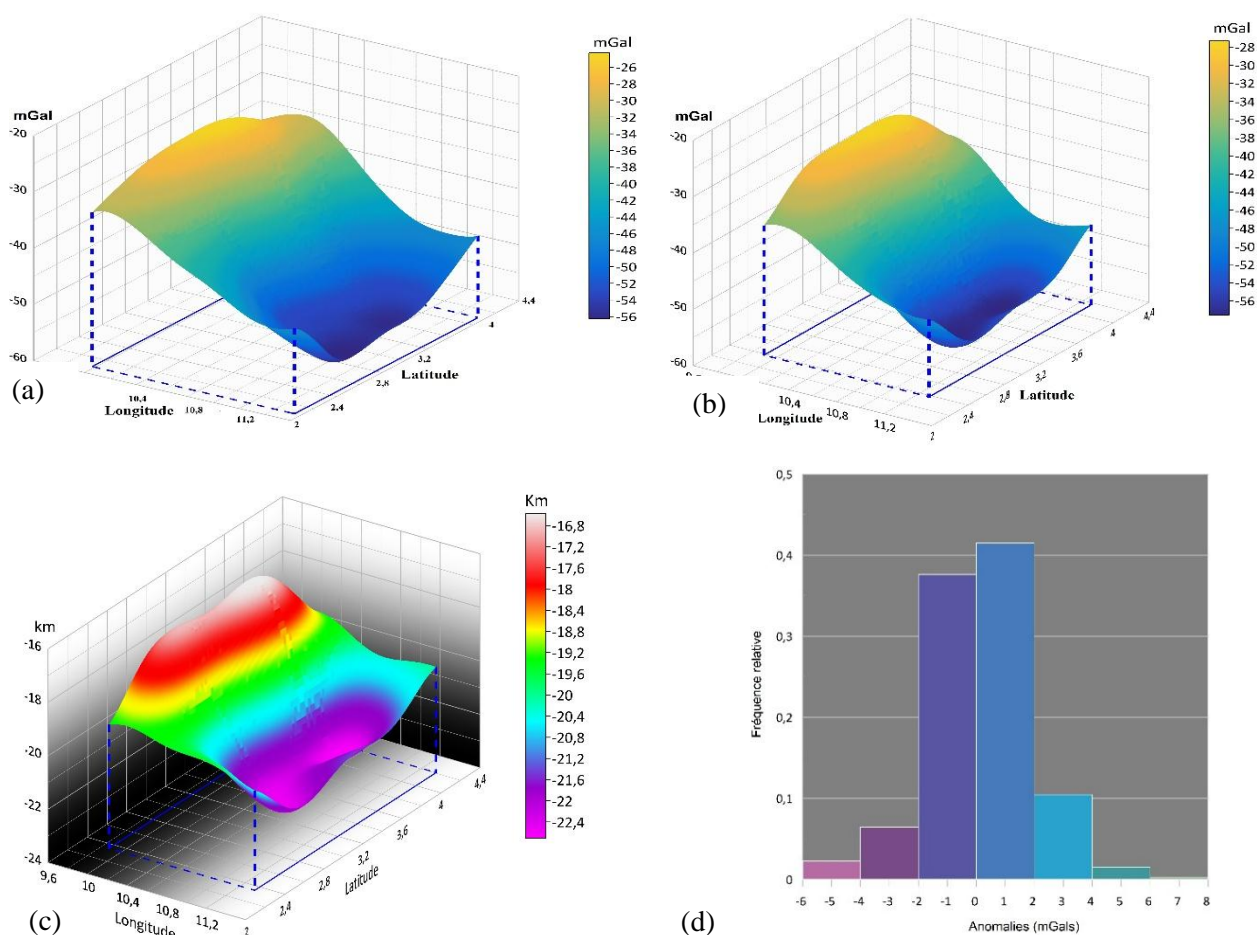


Figure 27: a) Modèle 3D des données d'anomalies observées ($\Delta\rho = 0,24 \text{ g/cm}^3$); b) Modèle 3D des données d'anomalies théoriques liées à l'interface inversée ($\Delta\rho = 0,24 \text{ g/cm}^3$); c) Modèle 3D de l'interface inversée ($\Delta\rho = 0,24 \text{ g/cm}^3$) d) Histogramme de la différence entre les données d'anomalies observées et les données d'anomalies théoriques liées à l'interface inversée.

En ce qui concerne la topographie 3D de l'interface intracrustale, lorsqu'on augmente le contraste de densité de $0,19$ à $0,24 \text{ g/cm}^3$, les formations mafiques remontent d'environ $0,95 \text{ km}$ dans la zone côtière, alors qu'elles s'effondrent d'environ $1,68 \text{ km}$ sous le CC.

3.4.2 Modélisation de l'interface Moho

Pour modéliser correctement la discontinuité du Moho par inversion gravimétrique, il est nécessaire de disposer de modèles numériques précis de terrain et de bathymétrie, d'informations relatives à la structure de la croûte, comme des modèles de densité et des données de gravité qui couvrent de manière homogène les zones marines et continentales. Il est

important de noter que la taille de la grille actuelle pour la modélisation du Moho est environ 2 fois celle de la grille utilisée pour la modélisation de la discontinuité intracrustale. Ceci est lié au fait que l'interface du Moho moyen a été estimée par analyse spectrale à 39 km soit environ 2 fois la profondeur moyenne de la discontinuité intracrustale. La méthode itérative de Parker-Oldenburg a été appliquée sur la grille régionale de la figure 24. Etant donné que la technique de transformée de Fourier directe introduit automatiquement les effets de bord lors de la convolution spatiale, la grille régionale a préalablement été étendue sur une grille carrée de 650 km \times 650 km en appliquant la Méthode d'Entropie Maximale (MEM) comme expliqué à la section 3.3. Ensuite la fenêtre de filtrage Tukeywindow (cône cosinus) a été appliquée aux bords des données régionales afin d'atteindre des valeurs nulles aux bordures de la grille. Une troncature de 10 % de la grille originale dans chaque direction est jugée appropriée pour la procédure d'inversion et la portion de la grille étendue affectée par les effets de bord est supprimée après l'inversion. Comme il s'agit ici d'une inversion séquentielle qui consiste à inverser un type de données en incorporant au modèle initial des informations a priori telles que la profondeur moyenne de l'interface du Moho et le contraste de densité à travers cette interface ; nous avons adopté une profondeur moyenne de 39 km dérivée de l'analyse spectrale et un contraste de densité de $0,55 \text{ g/cm}^3$.

En règle générale, le contraste de densité est inférieur à $0,45 \text{ g/cm}^3$ dans les cratons archéens et dépasserait $0,55 \text{ g/cm}^3$ dans les provinces orogéniques (Rabbal et al., 2013), ainsi la valeur de $0,55 \text{ g/cm}^3$ est jugée appropriée sous la Ligne Volcanique du Cameroun (LVC) où l'on observe de grandes variations topographiques alors que sous la zone cratonique à forte intrusion magmatique de la croûte inférieure, cette valeur est un peu élevée. Le contraste de densité de $0,55 \text{ g/cm}^3$ correspond à la différence entre la densité moyenne de la croûte au-dessus du niveau de la mer $\rho_c = 2,67 \text{ g/cm}^3$ et la densité normale du manteau de $\rho_m = 3,22 \text{ g/cm}^3$. En général, cette valeur correspond à la différence de densité entre le granite formant la croûte et la péridotite du manteau lithosphérique (Brocher, 2005; Xuan et al., 2020). Par conséquent, des tests sont également effectués avec différents contrastes de densité de $\Delta\rho = 0,45 \text{ g/cm}^3$ et $\Delta\rho = 0,65 \text{ g/cm}^3$. Compte tenu de la diversité et de la complexité des provinces géologiques traversant la zone d'étude, associées à la variation des densités avec ces structures, les contrastes de densité ci-dessus ont été choisis pour le test afin d'évaluer leur influence sur les éventuels artefacts observés sur la carte du Moho calculé (Tableau 3). La première observation tirée du tableau 3 est l'augmentation du nombre d'itérations avec la baisse du

contraste de densité. Plus le contraste de densité est faible, plus l'amplitude du relief de l'interface doit être élevée pour satisfaire la même anomalie gravitationnelle observée.

Tableau 3: Efficacité de l'inversion sur le modèle du Moho calculé

| Profondeur moyenne : Z_0 | Contraste de densité: $\Delta\rho$ | | |
|----------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|
| $Z_0 = 39$ Km | $\Delta\rho = 0.45$ g/cm ³ | $\Delta\rho = 0.55$ g/cm ³ | $\Delta\rho = 0.65$ g/cm ³ |
| | ITER=7 | ITER=6 | ITER=5 |
| | RMS=0.0163 km | RMS=0.0116 km | RMS=0.0098 km |
| | 5.2 – 51.9 km | 12.9 – 49.5 km | 17.84 – 47.73 km |

Les figures 28, 29 et 30 illustrent les résultats de l'inversion gravimétrique 3D ainsi que les résultats statistiques répertoriés dans le tableau 4. Les figures 28d, 29d et 30d présentent des écarts mineurs entre anomalies observées et anomalies théoriques avec une fourchette d'erreur acceptable qui varie de -1 à 2,5 mGals.

En fixant la profondeur de référence à 39 km et en augmentant le contraste de densité de 0,45 à 0,55 g/cm³ et de 0,55 à 0,65 g/cm³, l'amplitude maximale de la profondeur du Moho diminue respectivement d'environ 2,4 km et 1,77 km. On observe donc une plus grande différence de gamme de profondeur et de RMS pour une variation comprise entre 0,45 et 0,55 g/cm³. De plus, nous observons une plus grande différence (+7,7 km) de l'amplitude minimale de la profondeur du Moho en passant de 0,45 et 0,55 g/cm³. Cela pourrait suggérer que le choix de contrastes de densité plus faibles pourrait conduire à des estimations peu réalistes des profondeurs minimales du Moho, tandis que l'augmentation du contraste de densité réduit le temps de calcul et le processus d'inversion atteint rapidement la convergence avec une faible RMS.

Tableau 4: Résultats statistiques des différences entre les anomalies gravimétriques observées et les anomalies issues de l'interface inversée.

| Contraste de densité | Min (mGal) | Max (mGal) | Mean (mGal) | STD (mGal) | Median (mGal) |
|---------------------------------------|------------|------------|-------------|------------|---------------|
| $\Delta\rho = 0,45$ g/cm ³ | -7,7 | 15,1 | 1,4 | 2,2 | 1,2 |
| $\Delta\rho = 0,55$ g/cm ³ | -7,5 | 15,2 | 1,4 | 2,2 | 1,2 |
| $\Delta\rho = 0,65$ g/cm ³ | -7,3 | 15,1 | 1,4 | 2,1 | 1,4 |

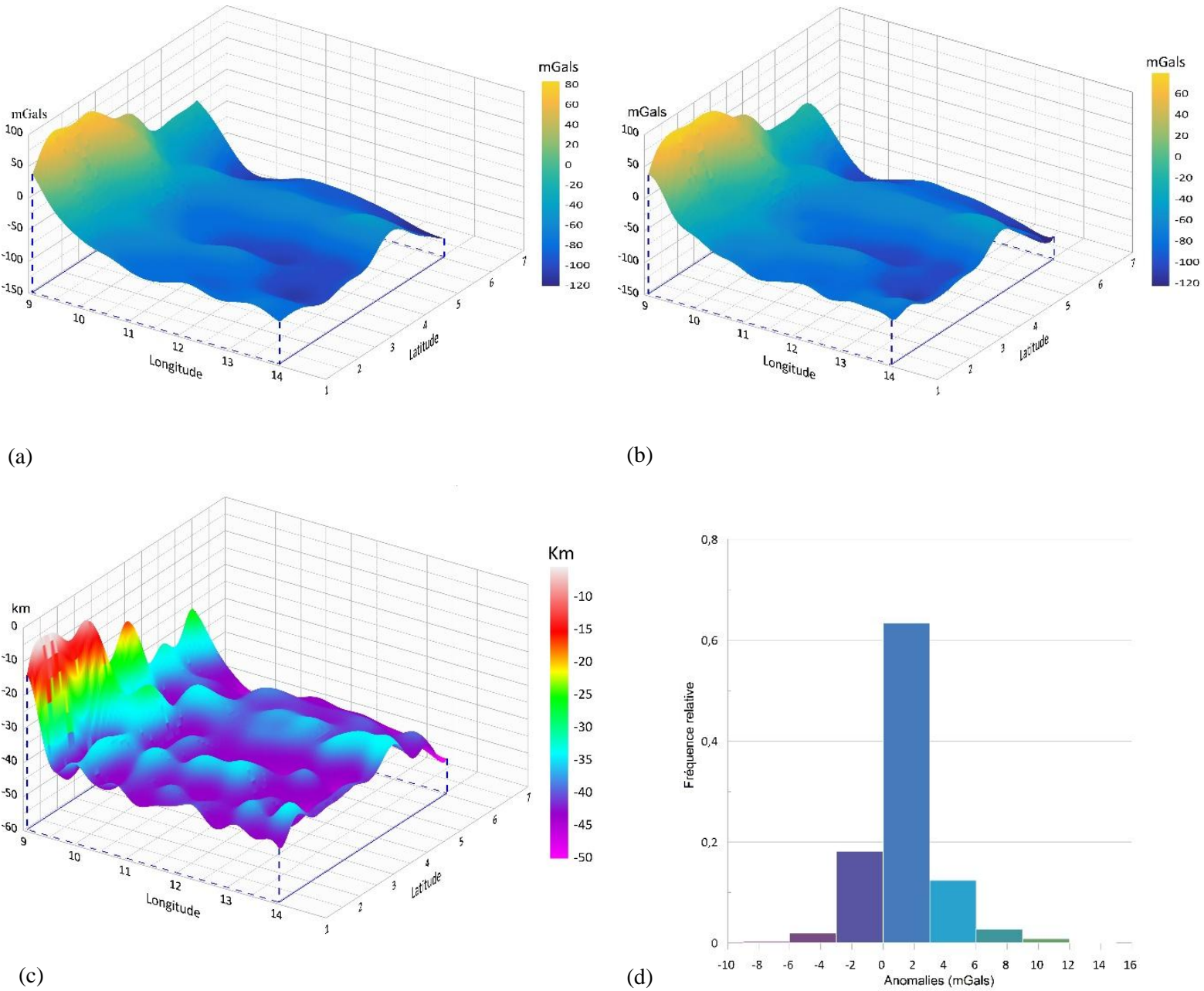


Figure 28: a) Modèle 3D des données d'anomalies observées ($\Delta\rho = 0,45 \text{ g/cm}^3$); b) Modèle 3D des données d'anomalies théoriques liées à l'interface du Moho inversée ($\Delta\rho = 0,45 \text{ g/cm}^3$); c) Modèle 3D de l'interface du Moho inversée ($\Delta\rho = 0,45 \text{ g/cm}^3$); d) Histogramme de la différence entre les données d'anomalies observées et les données d'anomalies théoriques liées à l'interface inversée.

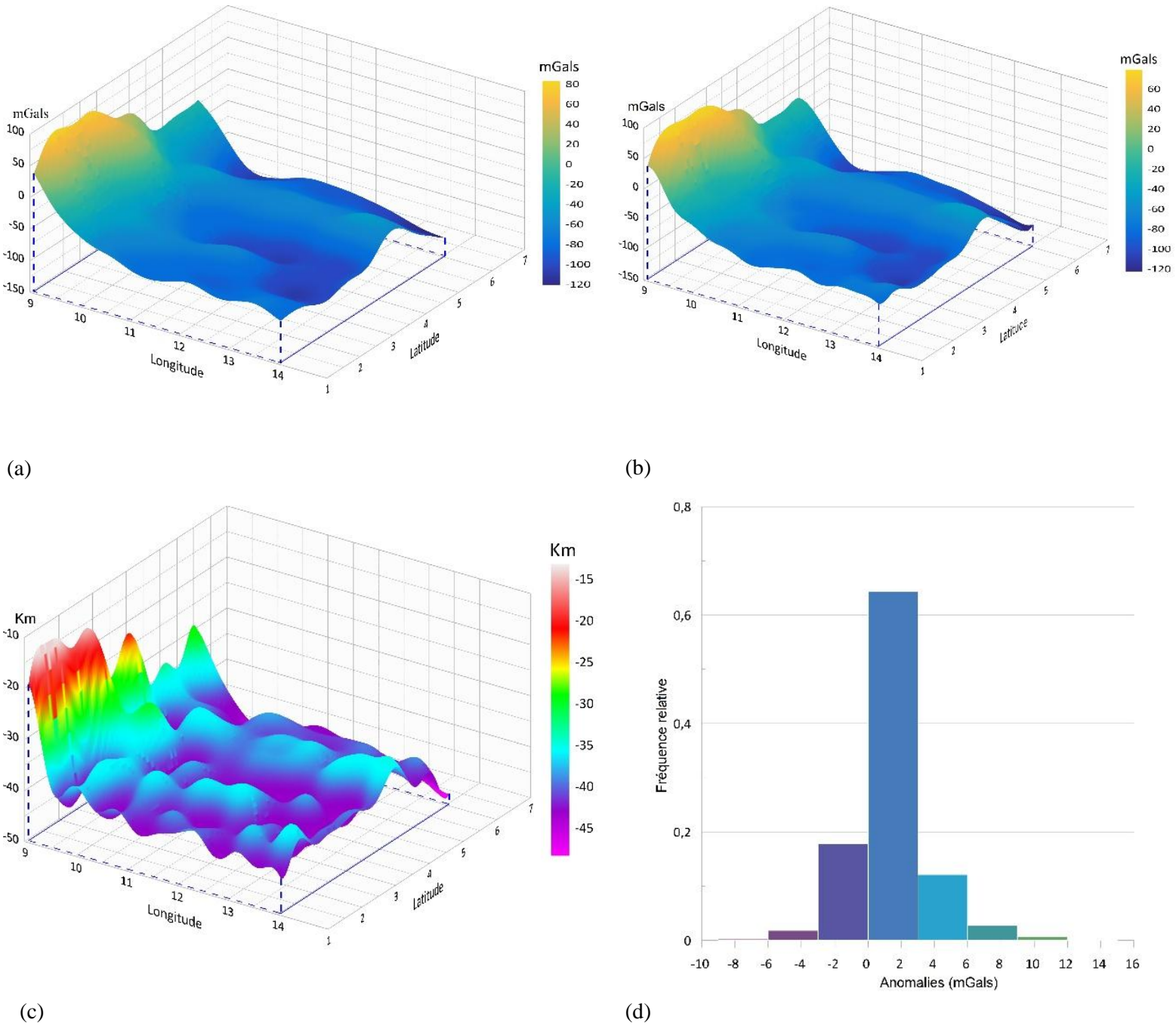


Figure 29: a) Modèle 3D des données d'anomalies observées ($\Delta\rho = 0,55 \text{ g/cm}^3$); b) Modèle 3D des données d'anomalies théoriques liées à l'interface du Moho inversée ($\Delta\rho = 0,55 \text{ g/cm}^3$); c) Modèle 3D de l'interface du Moho inversée ($\Delta\rho = 0,55 \text{ g/cm}^3$) ; d) Histogramme de la différence entre les données d'anomalies observées et les données d'anomalies théoriques liées à l'interface inversée.

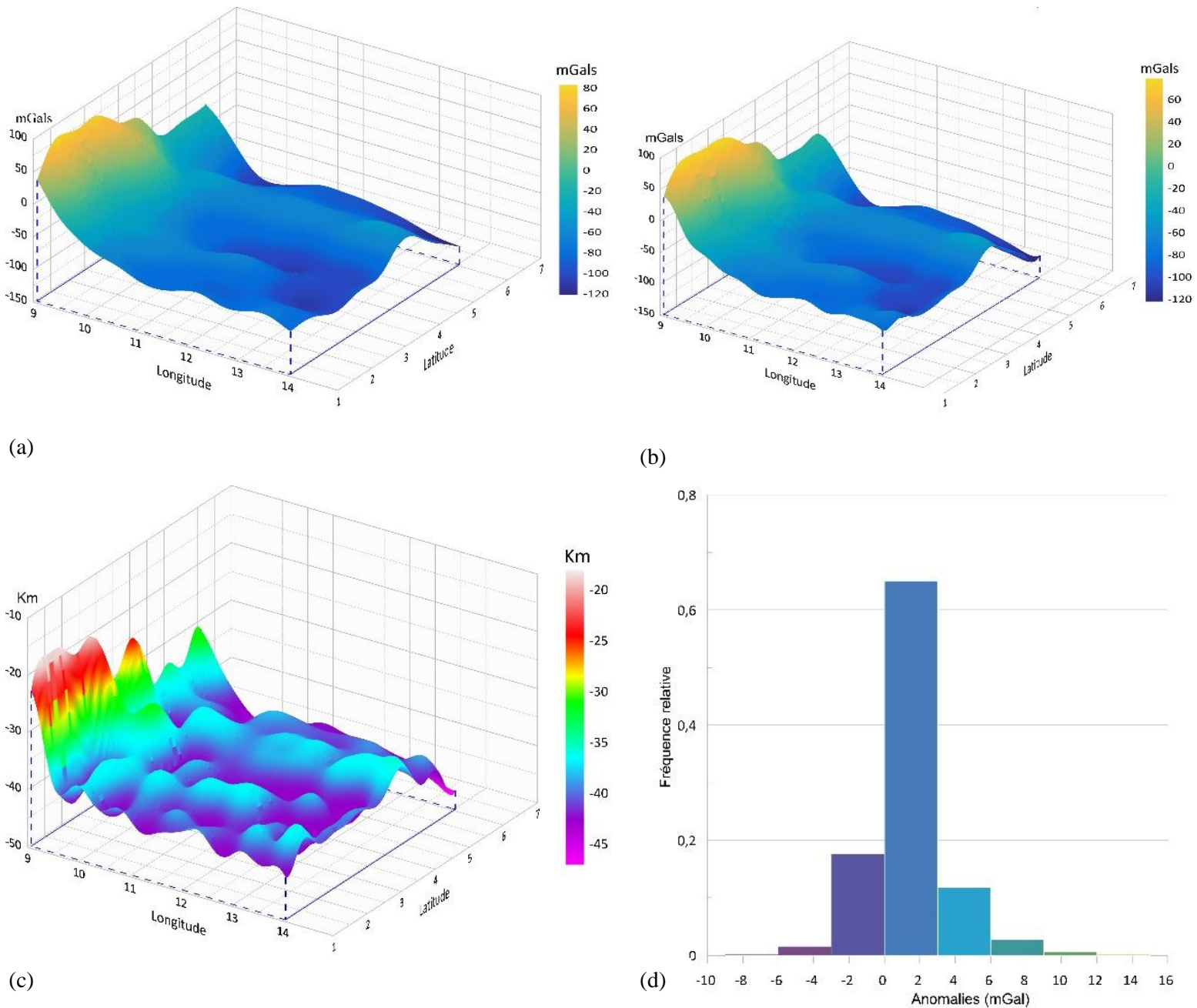


Figure 30: a) Modèle 3D des données d'anomalies observées ($\Delta\rho = 0,65 \text{ g/cm}^3$); b) Modèle 3D des données d'anomalies théoriques liées à l'interface du Moho inversée ($\Delta\rho = 0,65 \text{ g/cm}^3$); c) Modèle 3D de l'interface du Moho inversée ($\Delta\rho = 0,65 \text{ g/cm}^3$); d) Histogramme de la différence entre les données d'anomalies observées et les données d'anomalies théoriques liées à l'interface inversée.

Ainsi, pour résoudre le problème dû à l'ambiguïté inhérente à l'inversion gravimétrique, les changements de contraste de densité et de structure sont contrôlés durant la procédure itérative de Parker-Oldenburg afin d'orienter l'inversion vers un résultat un peu plus réaliste (Parker, 1977).

3.5 Comparaison du modèle de Moho inversé avec les récents modèles de croûte

Pour d'avantage tester la fiabilité de l'inversion gravimétrique 3D, certaines comparaisons de notre modèle de Moho avec les résultats obtenus lors des précédentes études géophysiques, ont été effectuées dans cette étude (Tableau 5).

Tableau 5: Comparaison du modèle de Moho issu de cette étude aux modèles de Moho issus des études gravimétriques de Ghomsi et al. (2020); Ngalamo et al. (2017) et des études sismologiques de Ojo et al. (2019), Tokam Kanga al. (2010) et de Gallacher et Bastow, (2012).

| Terrain | Stations | Cette étude | (Ghomsi et al., 2020) | (Ngalamo et al., 2017) | (Ojo et al., 2019) | (Tokam Kanga et al., 2010) | (Gallacher and Bastow, 2012) |
|-----------------------|----------|-------------|-----------------------|------------------------|--------------------|----------------------------|------------------------------|
| Plaine Côtière | CM01 | 38,45 km | 27,02 km | 42 km | 40,53 km | 28 km | 37,6 km |
| | CM05 | 36,13 km | 28,4 km | 43 km | 36,94 km | 28 km | 37,5 km |
| Terrain moyen | | 37,29 km | 27,71 km | 42,5 km | 38,73 km | 28 km | 37,55 km |
| CC | CM06 | 41,85 km | 30,51 km | 42 km | 39,03 km | 45,5 km | 41,8 km |
| | CM04 | 38,95 km | 35,34 km | 39 km | 41,42 km | 45,5 km | 47,5 km |
| Terrain moyen | | 40,4 km | 32,92 km | 40,5 km | 40,22 km | 45,5 km | 44,65 km |
| CPAC | CM10 | 38,02 km | 37,42 km | 37 km | 35,74 km | 38 km | 35,8 km |
| | CM12 | 38,05 km | 34,33 km | 37 km | 37,57 km | 38 km | 37,8 km |
| | CM17 | 40,31 km | 36,41 km | 37 km | 35,22 km | 35,5 km | 37,8 km |
| Terrain moyen | | 38,79 km | 36,05 km | 37 km | 36,17 km | 37,16 km | 37,13 km |
| LVC | CM09 | 34,50 km | 34,24 km | 30 km | 38,62 km | 40,5 km | |
| | CM13 | 42,15 km | 32,28 km | 44 km | 30,4 km | 28 km | 36,5 km |
| | CM15 | 40,45 km | 34,99 km | 40 km | 28,96 km | 33 km | 30,7 km |
| | CM18 | 37,62 km | 36,15 km | 39 km | 33,19 km | 30,5 km | |
| | CM16 | 40,45 km | 40,3 km | 40 km | 35,52 km | 35,5 km | 32,2 km |
| Terrain moyen | | 38,97 km | 35,59 km | 38,6 km | 33,33 km | 33,5 km | 33,13 km |

Le modèle de Moho calculé avec un contraste de densité croûte-manteau de $0,55 \text{ g/cm}^3$ a été retenu pour la comparaison. Quinze (15) des trente-deux (32) stations sismiques à large bande déployées entre janvier 2005 et février 2007 au Cameroun ont été sélectionnées pour faire la comparaison. De cette comparaison avec les récents modèles de Ngalamo et al. (2017) et Ghomsi et al. (2020), on remarque que la plupart de nos résultats par provinces tectoniques rejoignent ceux de Ngalamo et al. (2017), la moyenne des différences est de $\pm 1,5 \text{ km}$. La comparaison de notre modèle (Figure 31) avec celui de Ghomsi et al. (2020) révèle une différence moyenne de $4,31 \text{ km}$ et un écart type de $2,56 \text{ km}$ (Figure 32). Les deux modèles sont cohérents avec l'épaississement général de la croûte dans les zones appartenant au CC, et l'amincissement crustal sous les zones situées dans la plaine côtière et la transition entre le CC et la CPAC. Ces différences peuvent être liées au fait que Ghomsi et al. (2020) ont fait une étude crustale complète sur l'ensemble du pays en intégrant toutes les caractéristiques tectoniques qui traversent le Cameroun, alors que cette étude est plus localisée sur le CC et ses environs.

De plus, les auteurs ont utilisé une profondeur moyenne de référence de 32 km qui est inférieure de 7 km par rapport à la profondeur moyenne estimée. Compte tenu de l'importance de ce paramètre dans l'inversion gravimétrique et du fait que notre zone d'étude est dominée par le CC, le choix d'une profondeur de référence de 39 km semble être un choix logique (Baranov et Bobrov, 2018). Néanmoins, on s'attend à ce que l'utilisation de contrastes de densité plus faibles produit des ondulations plus importantes et une meilleure corrélation avec les résultats de Ghomsi et al. (2020) pour les zones situées dans la plaine côtière et la zone de transition entre le CC et la CPAC.

La comparaison de nos résultats avec ceux obtenus lors des récentes études sismologiques révèle des corrélations et des divergences en fonction des données utilisées et de leur traitement. Sous la plaine côtière (CM01, CM05) et la CPAC (CM10, CM12, CM17), nos résultats sont en accord avec Ojo et al. (2019) et Gallacher et Bastow, (2012) ; la différence en termes de moyenne de terrain ne dépasse pas $\pm 2,62 \text{ km}$ sous la plaine côtière et la CPAC. Sous le CC (CM06, CM04), nos résultats sont également en accord avec ceux publiés par Ojo et al. (2019), la différence moyenne est de $0,18 \text{ km}$; concernant Tokam Kamga et al. (2010) et Gallacher et Bastow, (2012) ; les différences dans la même zone sont d'environ $- 5,1 \text{ km}$ et $- 4,25 \text{ km}$ respectivement. Cependant, nos résultats divergent de ceux obtenus par Tokam Kamga et al. (2010) surtout dans la plaine côtière où la différence en termes de moyenne de terrain est de $9,29 \text{ km}$.

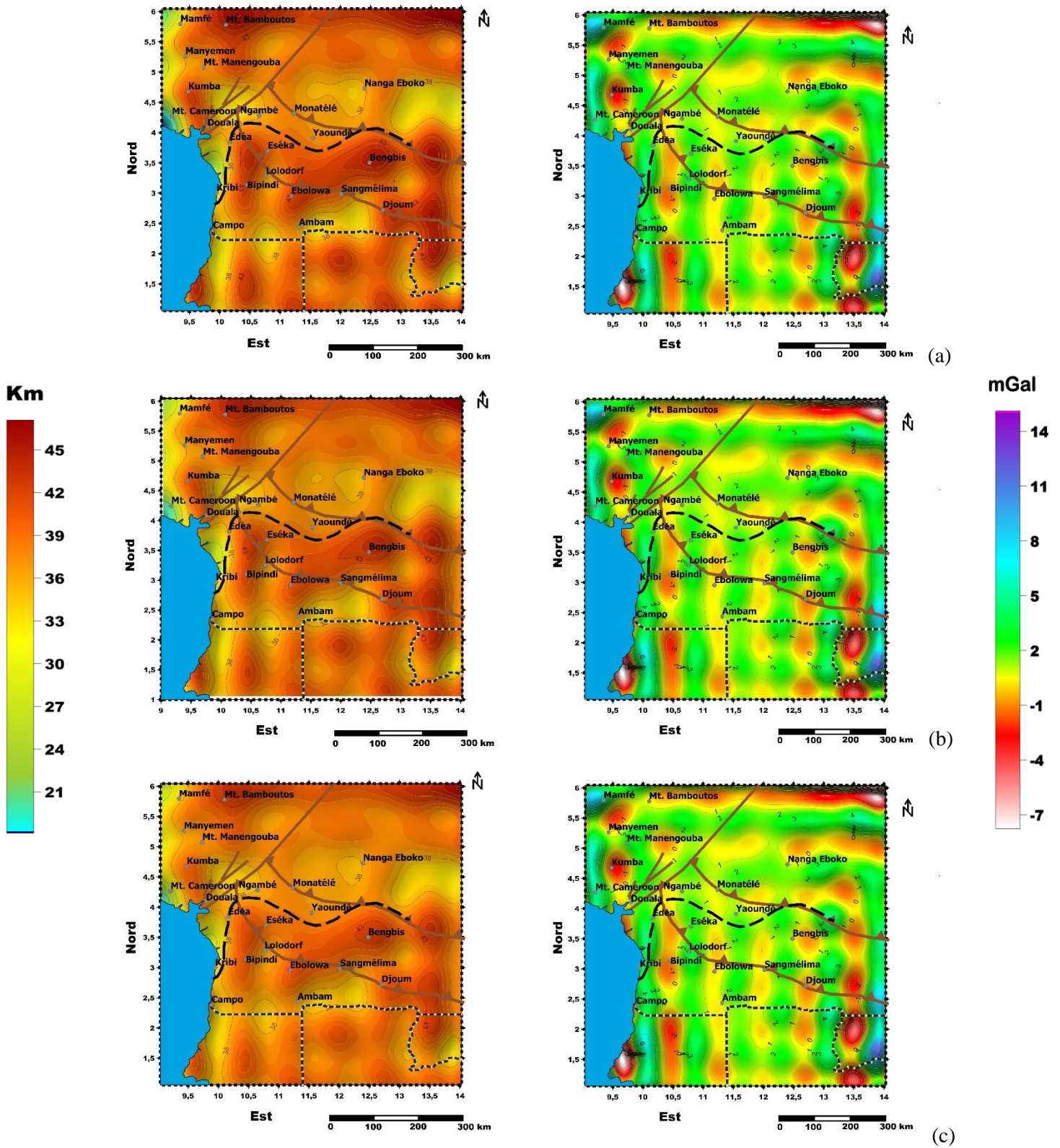


Figure 31 : Carte des contours de profondeur du Moho dérivée de l'inversion gravimétrique 3D de la carte gravimétrique régionale de la figure 24, en utilisant les contrastes de densité au niveau Moho de 0,45 (a), 0,55 (b) et 0,65 g/cm^3 (c). Les panneaux de gauche et de droite

montrent respectivement l'interface du Moho inversée et la différence entre la carte d'anomalie inversée et celle due à l'interface du Moho inversée.

La profondeur du Moho obtenue par Ojo et al. (2019) et Gallacher et Bastow, (2012), révèle également de grandes divergences avec le Moho calculé par Tokam Kamga et al. (2010) dans la même zone. Cette différence peut être liée à la différence de densités au niveau de la transition océan/continent qui aurait une grande influence sur les ondulations du Moho gravimétrique au niveau de la portion continentale de la côte camerounaise. En outre, le Moho gravimétrique estimé résulte d'un contraste de densité calculé en considérant une valeur de densité constante de $2,67 \text{ g/cm}^3$ pour tous les matériaux situés au-dessus du niveau moyen de la mer. Ceci contribuerait également à une surestimation des profondeurs du Moho dans la bordure côtière.

Nos résultats montrent également une croûte relativement épaisse sous la plupart des stations appartenant à la partie Sud-ouest de la LVC (CM13, CM15, CM18 et CM16) avec une épaisseur de croûte variant de 37 à 42 km alors que les résultats de Ojo et al. (2019), Gallacher et Bastow, (2012), pour les mêmes stations, révèlent une épaisseur de croûte allant de 28 à 35 km. La différence entre nos résultats et ceux de Ojo et al. (2019), Gallacher et Bastow, (2012) et Tokam Kamga et al. (2010), en termes de moyenne de terrain est d'environ + 5.65 km dans la partie Sud-Ouest de la LVC. Il est à noter que les écarts se situent sous les zones de haute altitude où l'on observe des activités sismiques intenses. Dans leur étude de la structure crustale sous le Tien Shan, Steffen et al. (2011) ont également trouvé une grande différence de 7,2 km en comparant le modèle de Moho à densité constante avec le modèle de Moho des études sismologiques de Vinnik et al. (2006) dans la partie Sud-Ouest du Tien Shan central.

Dans la même étude, une différence plus importante d'environ 20 km a été obtenue en comparant le modèle de grille de densité avec les résultats de Vinnik et al. (2006) dans le Tien Shan central et sous les hautes montagnes du Pamir. Ainsi, le modèle résultant de notre méthode d'inversion gravimétrique est en accord avec d'autres modèles, où les estimations gravimétriques sont généralement inférieures à 5 km des résultats sismiques (Braun et al., 2007; Steffen et al., 2011), mais peuvent parfois être supérieures à 10 km comme l'ont suggéré Aitken et al. (2013); Knapmeyer-Endrun et al. (2014).

Malgré la limitation due aux faibles contraintes sismiques et la non-unicité des résultats dérivés de l'inversion gravimétrique ; nos résultats du modèle de Moho gravimétrique, sont en accord avec les considérations sismiques de Guidarelli et Aoudia, (2016) qui ont émis l'hypothèse qu'à des périodes plus longues (25-35 s), les vitesses de groupe sont liées à

l'épaisseur de la croûte et que les zones dominées par des vitesses plus faibles comme le CC et la partie Sud-Ouest de la LVC correspondent à une croûte plus épaisse.

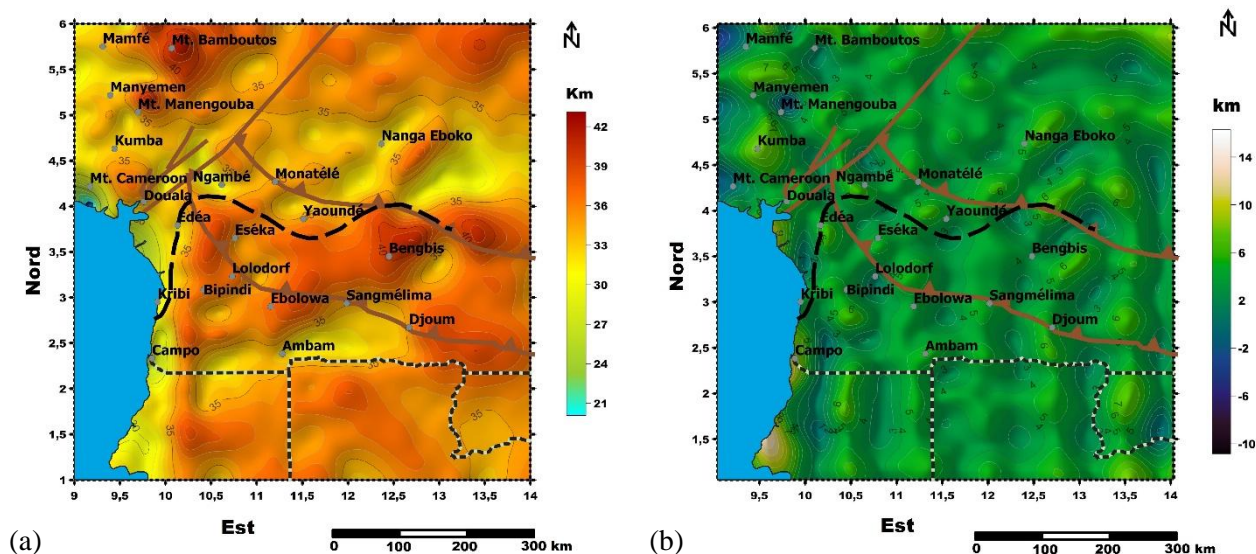


Figure 32: a) Carte des contours de profondeur du Moho issu des travaux de (Ghoms et al., 2020) ; b) Différence entre la carte de Moho calculée avec un contraste de densité de $0,55 \text{ g/cm}^3$ et la carte de Moho de (Ghoms et al., 2020).

Les mêmes hypothèses ont été avancées par Tiberi et al. (2001), ces derniers ont étudié la structure de la croûte sous la région du rift de Corinthe. La comparaison de la gravité du Moho avec le modèle tomographique leur a permis de relier la profondeur du Moho aux faibles vitesses sous la région du Péloponnèse

3.6 Modélisation de l'interface du Moho déduit de la théorie d'Airy Heiskanen.

Pour mieux mettre en évidence le processus tectonique et la dynamique crustale des entités structurales dominantes qui traversent le Sud-Ouest Cameroun, nous avons décidé de construire un modèle de Moho basé sur le schéma isostatique local d'Airy (Figure 33). La théorie d'Airy est principalement utilisée de nos jours par de nombreux scientifiques pour résoudre les problèmes de stabilité de la croûte terrestre (Braitenberg et al., 2000; Deng et al., 2014; Jean Marcel et al., 2018).

.....La figure 33 illustre la profondeur du Moho déduite de l'hypothèse d'Airy calculée pour différents contrastes de densité de $\Delta\rho = 0,45 \text{ g/cm}^3$, $0,55 \text{ g/cm}^3$ et $\Delta\rho = 0,65 \text{ g/cm}^3$. Les cartes de Moho isostatique ont permis de distinguer les zones de grande profondeur, en

particulier sous les régions montagneuses (LVC) avec une épaisseur crustale excédant 40 km à la fois sous le Mont Manengouba et le Mont Bamboutos. Les profondeurs de Moho isostatique sont situées entre 39 et 40 km sous le CC et la CPAC. Dans la plaine côtière, les profondeurs du Moho isostatique deviennent moins importantes et diminuent jusqu'à 37 km sous le bassin de Douala/Kribi-Campo et le bassin du Mamfé.

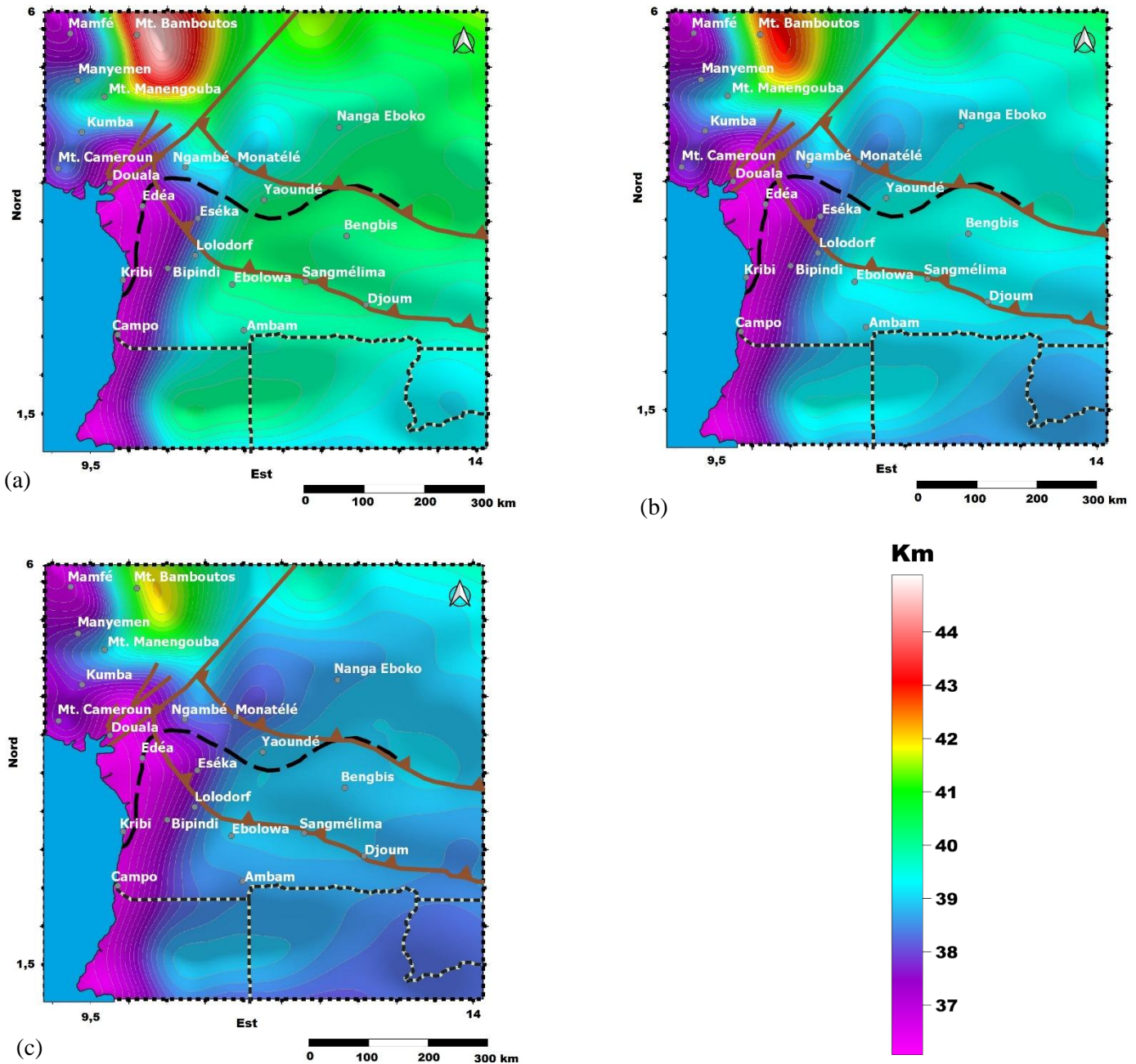


Figure 33: Cartes des contours de profondeur du Moho isostatique, pour des contrastes de densité de 0,45 (a), 0,55 (b) et 0,65 g/cm³ (c).

La figure 34 illustre le diagramme de dispersion du Moho gravimétrique en fonction de la topographie et l'équation de régression linéaire a été déduite par ajustements en utilisant la méthode des moindres carrés (Braitenberg et al., 2000; Deng et al., 2014). Pour limiter l'effet des caractéristiques locales qui ne sont certainement pas compensées au sens d'Airy, nous avons effectué également un filtrage de la topographie selon le principe décrit en section 2.2.2.2 pour les mêmes longueurs d'onde de coupure.

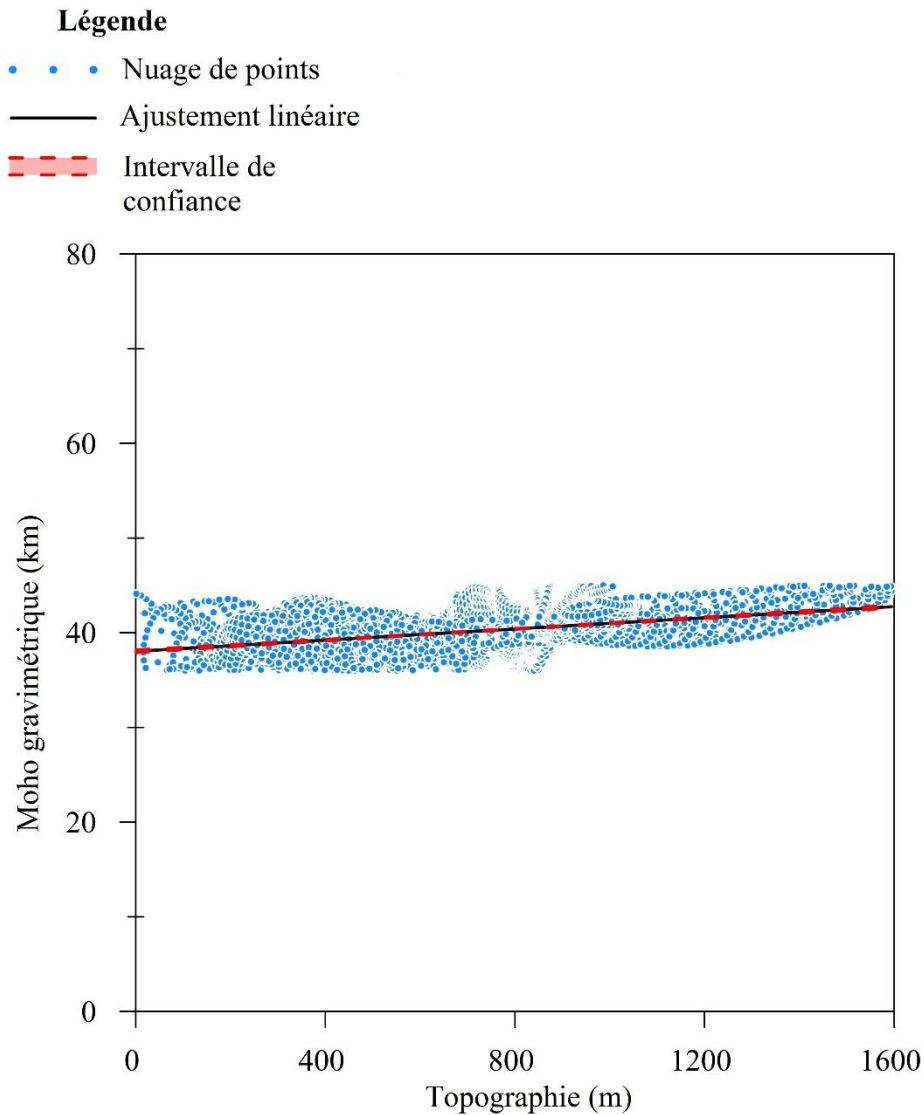


Figure 34: Diagramme de dispersion du Moho gravimétrique ($\Delta\rho = 0,55 \text{ g/cm}^3$) en fonction de la topographie filtrée.

Les équations d'ajustements du modèle sont données par les relations suivantes :

$$m = 0,002955t + 38,03 \quad (27)$$

$$m = 0,002972t + 38,09 \quad (28)$$

$$m = 0,002939t + 37,97 \quad (29)$$

Les équations 28 et 29 se réfèrent respectivement à la limite inférieure et supérieure de l'intervalle de confiance (Figure 34). Le coefficient de régression 38,03 km renvoie à l'épaisseur crustale d'élévation zéro qui est proche de la profondeur moyenne de l'interface du Moho estimé à partir de l'analyse spectrale. En utilisant le principe d'isostasie au sens d'Airy (Deng et al., 2014; Guimerà et al., 2016; Gao et al., 2020), l'épaisseur crustale isostatique prédite a été calculée en tenant compte des paramètres suivants :

- Une densité de la croûte au-dessus du niveau moyen de la mer $\rho_c = 2,67 \text{ g/cm}^3$;
- Une profondeur moyenne de l'interface du Moho $H_0 = 38,03 \text{ km}$;
- Une différence de densité entre la croûte et le manteau $0,55 \text{ g/cm}^3$.

Nous avons également fait le choix de calculer les profondeurs du Moho isostatique en utilisant les mêmes contrastes de densité testés pour l'inversion gravimétrique.

3.7 Taux de compensation isostatique

Le taux de compensation isostatique d'une région est défini comme étant le rapport de la différence entre le Moho gravimétrique et le Moho isostatique par le Moho gravimétrique en utilisant un même contraste de densité (Braitenberg et al., 2000; Steffen et al., 2011; Deng et al., 2014). Nous évaluons ici le taux de compensation en utilisant le Moho gravimétrique et le Moho isostatique calculé avec un contraste de densité de $0,55 \text{ g/cm}^3$ (Figure 35). En général, trois configurations peuvent être déduites de cette comparaison, permettant ainsi d'obtenir de nouvelles informations sur la géodynamique de la région: la surcompensation (le Moho gravimétrique est plus bas que le Moho isostatique), la sous-compensation (le Moho isostatique est plus profond que le Moho gravimétrique) et la compensation complète, c'est-à-dire que le déficit de masse en profondeur est équivalent à l'excès de charge en surface (le Moho isostatique et le Moho gravimétrique sont situés à peu près aux mêmes niveaux de profondeur). Les zones sous-compensées sont donc caractérisées par un taux de compensation inférieur à - 1 %, en particulier pour les principaux volcans qui appartiennent à la LVC à savoir le Mont Cameroun et le Mont Manengouba. En effet, dans ces régions, la racine crustale semble être moins profonde et la topographie élevée en surface, en particulier sous le Mont Cameroun où notre résultat montre un amincissement de la croûte sous la zone la plus élevée de la LVC et pourrait impliquer une perte en racine crustale.

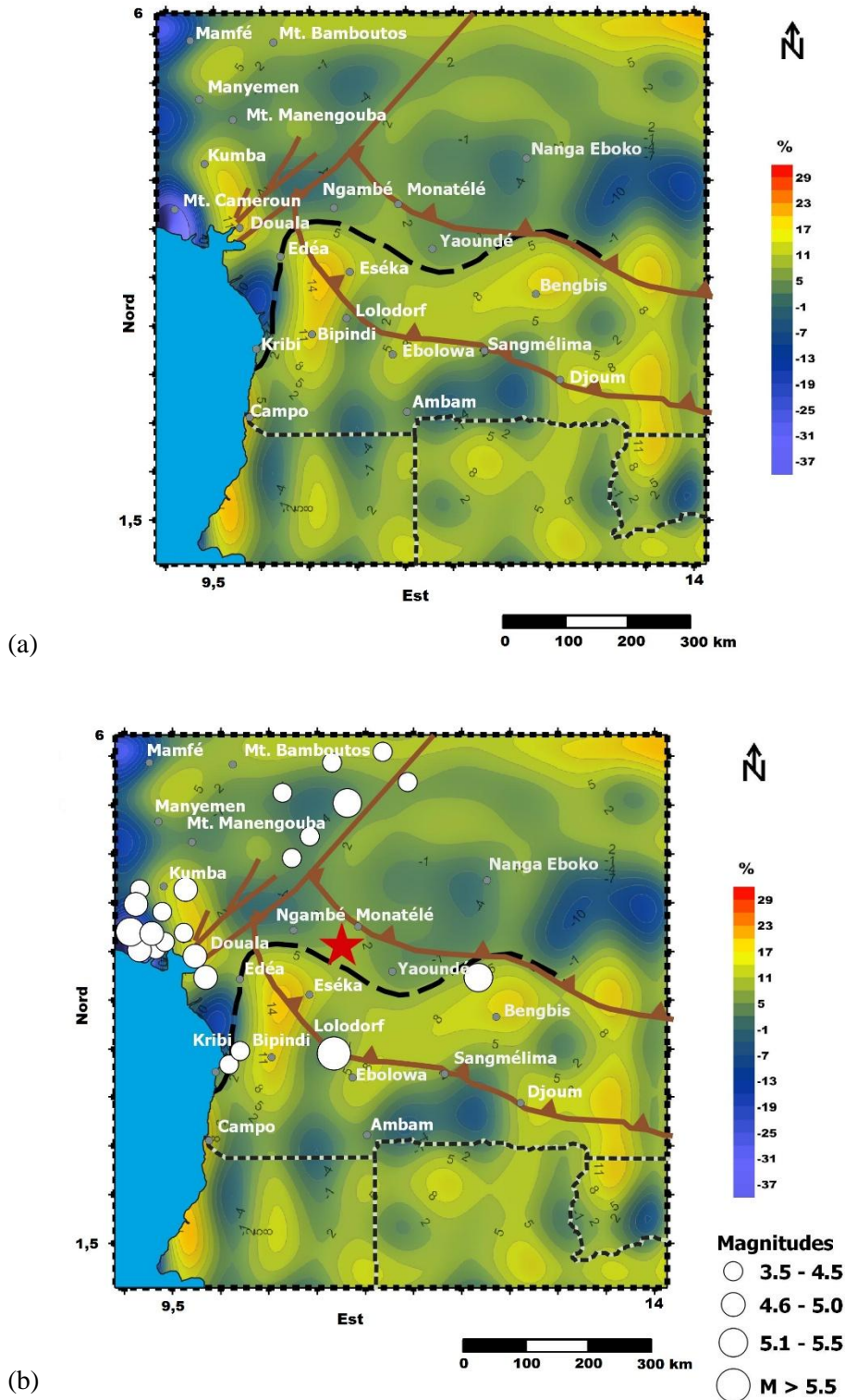


Figure 35: (a) Pourcentage de compensation isostatique selon la théorie d'Airy. (b) Superposition des événements sismiques sur la carte du taux de compensation. Les tremblements de terre historiques sont représentés pour des magnitudes supérieures à 3,5 et l'étoile rouge représente l'épicentre du 19 mars 2005 (Ngatchou et al., 2018).

La plaine côtière qui se compose des principaux bassins sédimentaires tels que le bassin de Douala/Kribi-Campo et le graben de Kumba, est caractérisée par un taux de compensation qui dépasse 5 % et indiquerait que la croûte sous ces zones est surcompensée. Le domaine de Yaoundé est également caractérisé par une croûte surcompensée.

La surcompensation isostatique suit une tendance NNE-SSO dans la région d'Eséka-Bipindi avec un fort taux de compensation d'environ 20 %. Le domaine de Yaoundé, dans sa partie centrale, est caractérisé par un fort taux de compensation orientée ENE-WSW le long de la zone de Bengbis-Ebolowa. Ce fort taux de compensation s'étend à l'Est du domaine de Yaoundé, où il suit une tendance générale N-S jusqu'à l'est de Djoum.

Dans le CC, une tendance majeure caractérisée par un faible taux de compensation s'étend de Sangmelima au Nord aux environs d'Ambam au Sud. Cette dépression a une orientation générale ENE-WSW avec une amplitude minimale de -13 %. Les résultats révèlent également un alignement E-W de certaines zones sous-compensées prononcées entre les latitudes 4° et 5° dans l'extrémité sud du domaine Adamaoua-Yadé, près des zones de Ngambé et de Nanga Eboko.

3.8 Résultats de la modélisation directe 2,5D des sources perturbatrices

Dans cette section, les résultats et les paramètres utilisés dans la modélisation gravimétrique directe sont présentés, avec pour objectif de générer un modèle du sous-sol des structures non affleurantes de la zone de transition entre le CC et la CPAC. Trois (3) profils obliques et parallèles de direction NE-SW ont été tracés sur cette zone dans la carte d'anomalie de Bouguer. Les modèles comprennent le manteau supérieur, trois couches crustales (supérieure, moyenne et inférieure) et les unités superficielles. Les densités des différents corps en présence sont réparties sur le tableau 6. La géométrie de ces modèles a été contrainte en utilisant les informations géologiques tirées de l'article de Ngalamo et al. (2017), les principales discontinuités crustales dérivées de l'inversion gravimétrique 3D et des considérations isostatiques. Les informations concernant la densité des structures ainsi que des directions structurales sont tirées des travaux de Tadjou et al. (2008), Angue et al. (2011) et Ngalamo et al. (2017).

Tableau 6: Densités utilisées pour le modèle 2D1/2 final inspirées de (Tadjou et al., 2008) et (Angue et al., 2011).

| Entités tectoniques | Densité (g/cm ³) |
|----------------------|------------------------------|
| Manteau supérieur | 3,28 |
| Croûte inférieure | 2,91 – 2,92 |
| Croûte intermédiaire | 2,85 – 2,86 |
| Croûte supérieure | 2,74 – 2,75 |
| Gneiss (CC) | 2,76 |
| Granites (CC) | 2,57 – 2,67 |

L'usage de l'outil GMSYS d'Oasis Montaj a permis de calculer la réponse gravimétrique du modèle grâce à l'algorithme de Talwani et al. (1959), ensuite le modèle calculé est comparé au profil d'anomalie de Bouguer observé. Enfin, le modèle a été inversé de manière itérative jusqu'à obtenir un ajustement satisfaisant entre les anomalies observées et calculées. Il est important de noter ici que la modélisation 2,5D est une approximation de premier ordre de la modélisation 3D. Un modèle 3D peut être généré avec suffisamment de modèles 2.5D (avec un espace latéral étendu) dans une région.

Pour étudier la zone de suture à l'échelle de la croûte entre le CC et la CPAC nous avons intégré les éléments géologiques et tectoniques observés dans la région et modélisé la réponse gravimétrique le long des profils A-A', B-B' et C-C' (Figure 18). Le segment le plus oriental profil A-A' traverse en partie l'environnement cratonique marqué par des formations précambriennes granitiques et par une anomalie gravimétrique de faible amplitude (Figure 36).

L'anomalie gravimétrique de faible amplitude diminue progressivement vers le centre du profil et coïncide avec l'extension Sud-Est du domaine de Yaoundé. Juste après la zone de suture, ce segment traverse une vaste anomalie lourde d'orientation E-W et qui correspondrait à un matériel de forte densité à la base de la croûte inférieure avec une densité élevée de 3,11 g/cm³ s'étendant jusqu'à une profondeur de près de 42,5 km.

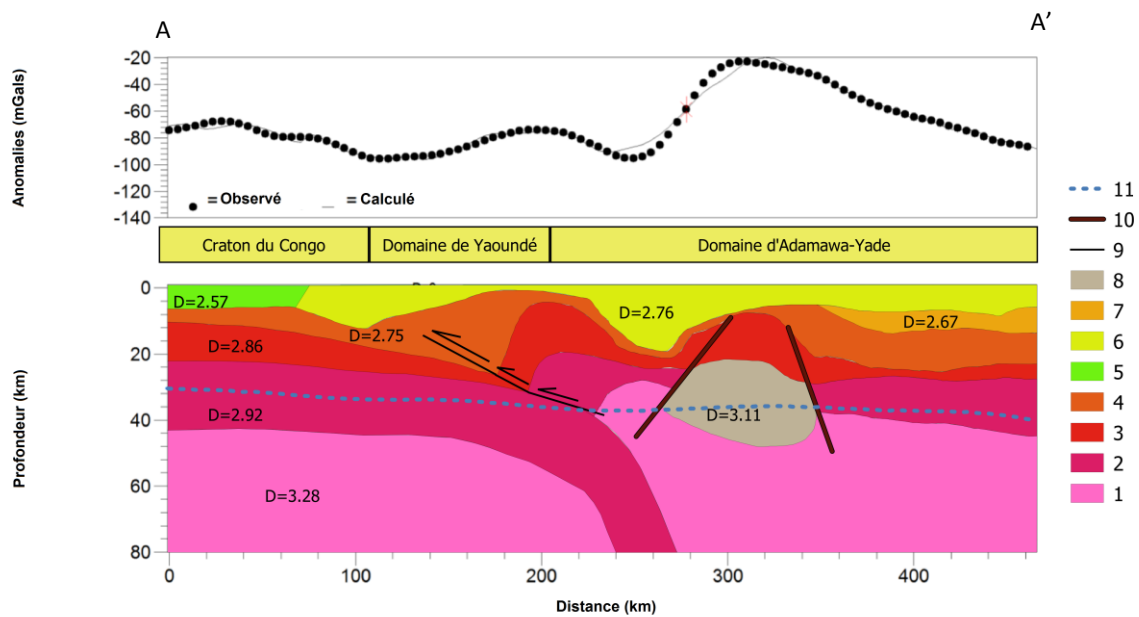


Figure 36: Modèle gravimétrique 2,5 D le long du profil A-A', les densités sont exprimées en g/cm^3 1: manteau supérieur, 2: croûte inférieure, 3: croûte intermédiaire, 4: croûte supérieure, 5: granites, 6: gneiss, 7: granitoïdes, 8: corps métamorphique dense, 9: zones de cisaillement, 10: failles régionales, 11 : les pointillées bleues dans le modèle représentent l'ondulation du Moho isostatique selon l'hypothèse d'Airy.

Le profil B-B' de direction NE-SW traverse le milieu cratonique (Figure 37). Au bout de 120 km il traverse une anomalie gravitationnelle faible d'amplitude -34 mGal. Cette anomalie gravitationnelle peut être associée à une zone de faible vitesse sismique le long de la limite Nord du CC. En effet le modèle de vitesse proposé par Tokam Kamga et al. (2010) soutient une zone de vitesse moyenne V_S de 4,2 km/s au niveau de la croûte inférieure qui peut être liée à des roches mafiques et ultramafiques altérées. Notre modèle reproduit parfaitement l'épaississement de la croûte inférieure à la frontière de la zone de subduction comme l'ont suggéré Tokam Kamga et al. (2010). De plus les récents modèles d'inversion des vitesses d'ondes sismiques basés sur la tomographie (Guidarelli et Aoudia, 2016) révèlent la présence d'une croûte épaisse à faible vitesse correspondant aux périodes plus longues (25-35 s) et probablement associées à la subduction du CC au Nord de 4° N.

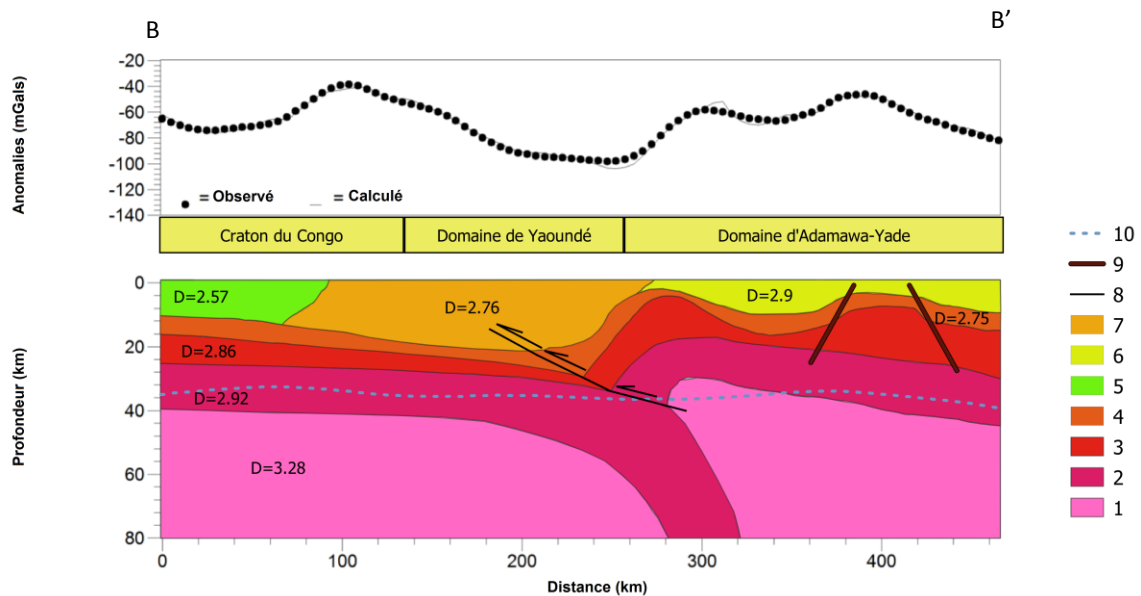


Figure 37: Modèle gravimétrique 2,5 D le long du profil B-B', les densités sont exprimées en g/cm^3 1: manteau supérieur, 2: croûte inférieure, 3: croûte intermédiaire, 4: croûte supérieure, 5: granites, 6: amphibolites, 7: gneiss (CC), 8: zones de cisaillement, 9 : failles régionales, 10 : les pointillées bleues dans le modèle représentent l'ondulation du Moho isostatique selon l'hypothèse d'Airy.

Le profil C-C' traverse deux zones d'anomalies lourdes de très faibles amplitudes (respectivement entre 83 km et 113 km, et entre 255 km et 400 km), la première anomalie gravimétrique présente des valeurs décroissantes en direction d'Ebolowa (Figure 38). Autour d'Ebolowa, le profil traverse une zone accidentée marquée par des gradients gravimétriques probablement responsable de la dépression gravimétrique observée beaucoup plus à l'Est entre Ebolowa et Yaoundé. Toujours le long du profil C-C', entre 253 et 295 km, la succession de gradients gravimétriques parallèles E-W est associée à la principale zone de Faille de la Sanaga, comme on peut également l'apercevoir sur le profil gravimétrique B-B'. Ces contraintes tectoniques ont bien été ajoutées à notre modèle pour satisfaire à la fois l'observation et la théorie. Notre modèle gravimétrique 2.5 D issu du champ de pesanteur EIGEN 6C4 est également en accord avec les théories établies par Manguelle-Dicoum et al. (1992); Toteu et al. (2004), qui stipulent que la bordure Nord du CC s'étend sous la nappe Pan-Africaine au moins jusqu'à la latitude de la ville de Yaoundé.

En considérant une faible rigidité à la flexion pour la zone de transition entre le CC et la CPAC, l'analyse isostatique au sens d'Airy permet de confirmer l'état non isostatique de la croûte sous le CC et la CPAC indiquant ainsi une non-stabilité des deux blocs dans les directions verticale et latérale. Les contraintes lithosphériques (failles et zones de cisaillement) liées à la collision entre le CC et la CPAC ont bien été incorporées dans notre modèle 2D 1/2 et sont corrélés aux gradients abrupts du champ de pesanteur observés sur les cartes d'anomalies gravimétriques (Toteu et al., 2004; Tadjou et al., 2009; Ngalamo et al., 2017).

Le corps dense modélisé sous les formations panafricaines (domaine de l'Adamaoua-Yadé) est responsable de l'anomalie de grande amplitude au-dessus de ce domaine. Sa densité allant de 2,9 à 3,2 g/cm³ a été calculée par inversion, et une densité final de 3,11 g/cm³ lui a été attribuée permettant ainsi d'obtenir un meilleur ajustement entre la gravité mesurée et la gravité calculée. La présence d'un tel matériau à des profondeurs de plus de 20 km serait due aux processus dynamiques du manteau asthénosphérique et pourrait contribuer au support de la topographie dans ce domaine. Néanmoins le modèle de compensation de Vening-Meinesz pourrait mieux expliquer ce phénomène géodynamique en supposant que la compensation isostatique régionale se produit principalement dans le manteau.

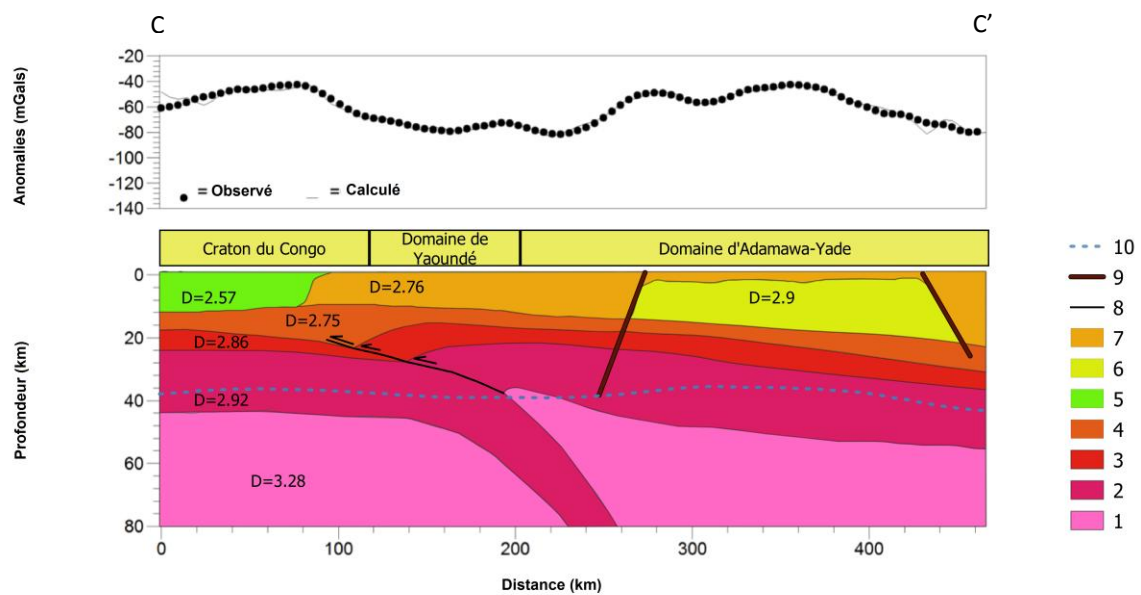


Figure 38: Modèle gravimétrique 2,5 D le long du profil C-C', les densités sont exprimées en g/cm³ 1: manteau supérieur, 2: croûte inférieure, 3: croûte intermédiaire, 4: croûte supérieure, 5: granites, 6: amphibolites, 7: gneiss (CC), 8: zones de cisaillement, 9: failles régionales, 10: les pointillées bleues dans le modèle représentent l'ondulation du Moho isostatique selon l'hypothèse d'Airy.

3.9 Discussion

Implication géodynamique de la discontinuité intracrustale

L'étude de la discontinuité intracrustale dans la zone de transition entre le CC et la région de Kribi-Campo, par la méthode d'inversion gravimétrique 3D, a permis de mieux comprendre le comportement de l'interface intracrustale au sein de la croûte continentale. Les résultats prouvent que la limite entre la croûte inférieure et la croûte supérieure n'est pas homogène et présente des divergences dues à la variation latérale des densités des corps géologiques constituant le sous-sol. Pour y parvenir, une grille rectangulaire de 157 km × 201 km a été choisie pour effectuer l'analyse spectrale bidimensionnelle (2D). Avant cette transformation, les données maillées ont été étendues à une grille carrée de 225 km × 225 km afin d'éviter les effets de bord et d'obtenir des estimations plus fiables de la profondeur des structures source d'anomalies. Poudjom Djomani et al. (1995) ont utilisé le même processus pour concevoir une carte d'épaisseur crustale en Afrique Centrale et Occidentale. Ils ont sélectionné 33 sous-grilles pour estimer l'épaisseur de la croûte terrestre (T_c) et ont étudié sa variation dans la zone par analyse spectrale des données gravimétriques. Le graphique du spectre de puissance nous a permis d'identifier deux domaines de densité : un situé dans les hautes fréquences avec une profondeur moyenne de 5,7 km et l'autre situé dans les basses fréquences avec une profondeur moyenne de 20 km.

La première estimation correspond aux formations denses issues du sous-bassin sédimentaire de Kribi-Campo. Tadjou et al. (2008) ont estimé les corps denses dans la même zone à 6,5 km de profondeur. Ainsi, une différence mineure de 0,8 km a été obtenue ; ceci peut être expliqué par l'activité tectonique permanente affectant le bassin et l'effet de la gravité des autres matériaux denses dans la couche supérieure de la croûte terrestre. Afin d'élucider les ambiguïtés sur l'origine des corps denses et d'apporter plus d'explications sur les instabilités gravitationnelles observées le long de cette zone de transition, l'interface de 20 km de profondeur moyenne attribuée à la discontinuité intracrustale a été choisie comme paramètre fondamental pour l'inversion gravimétrique 3D.

La procédure d'inversion contrainte par les informations sismiques a été appliquée sur les données gravimétriques filtrées dans le but de concevoir un modèle 3D de la topographie des interfaces de densité mafique. Les formations mafiques remontent au niveau de Kribi-Edéa avec l'amincissement de la croûte sous le bassin continental où le Moho se trouve à environ 28 km

(Angue et al., 2011; Tokam Kamga et al., 2010). Ce résultat suggère que les matériaux denses observés ont une origine mantellique au cours des événements magmatiques passés, comme Tadjou et al. (2008) l'ont mentionné dans leurs études gravimétriques. Mais notre modèle révèle une intrusion mafique peu profonde sous la région de Kribi-Campo qui pourrait être la conséquence du processus de relamination pendant la subduction archéenne (Rudnick et Fountain, 1995; Maunder et al., 2016). L'intrusion mafique influence également la déformation des roches sédimentaires et contrôle quelque peu la géométrie du bassin.

La profondeur de l'interface intracrustale devient plus importante du Centre vers l'Est (Figure 26), avec une légère extension dans la région de Matomb-Ebolowa. La figure 25 révèle aussi clairement une caractéristique linéaire de tendance N-S le long de l'axe Pouma-Bipindi qui reflète la signature des failles. Les études géologiques révèlent que cette zone est caractérisée par une déformation de faille responsable du développement de zones de cisaillement blastomylonitique (Maurizot et al., 1978; Nsifa, 2006). L'analyse du modèle nous permet d'associer cette déformation à une poussée des formations mafiques sur le côté Est de la région de Lolodorf. La structure symétrique du graben observée à la fois à Ebolowa et à proximité de Matomb résulte de l'affaissement du sous-sol mafique à une profondeur importante de 23,4 km, soit 3,4 km en dessous de la profondeur de référence. Le fait que la partie Sud-centrale du CC soit dominée par des roches archéennes de faible densité pourrait expliquer la présence de ces structures tectoniques en graben.

Nos résultats apportent également de nouvelles connaissances concernant le comportement géodynamique du sommet de la croûte mafique inférieure le long de la zone de transition. Elle semble être moins profonde dans la région de Kribi-Campo et plus profonde sous le CC. Le même processus a été observé pour la discontinuité de Moho où les travaux sismiques de (Tokam Kamga et al., 2010) démontrent que le Moho est moins profond sous le bassin côtier et devient plus profond dans le CC. De plus, les résultats de notre inversion gravimétrique 3D sont bien corrélés avec ceux obtenus par (Angue et al., 2011), mais nous avons noté cependant quelques divergences. En effet, notre modèle intègre une mince croûte supérieure dans le domaine de Kribi-Campo où la limite inférieure est située à près de 15 km et une croûte supérieure plus épaisse ~ à 23 km sous le CC. Etant donné que notre étude était basée sur le traitement des signaux gravimétriques de grande longueur d'onde, l'ondulation de l'interface intracrustale allant de la plaine côtière à la croûte continentale archéenne joue un rôle crucial sur l'instabilité gravitationnelle de la géologie de surface et son processus géodynamique a été mieux mis en évidence.

Modélisation du Moho et apport de l'isostasie dans la géodynamique de la région

Pour étudier l'effet dynamique des interfaces de densité de grande longueur d'onde par rapport aux hauteurs topographiques des principales entités tectoniques traversant la région du Sud-Ouest du Cameroun, nous avons tout d'abord estimé la profondeur du Moho dérivée de l'inversion gravimétrique. Puis nous avons calculé la profondeur de Moho déduite de l'hypothèse d'Airy et enfin une comparaison entre les deux modèles a été faite afin d'évaluer le taux de compensation isostatique. Le test de différents contrastes de densité pour une profondeur moyenne du Moho fixé à 39 km a permis de voir l'influence de chaque contraste de densité sur le modèle de Moho résultant. Comme prévu, l'utilisation de l'inversion gravimétrique pour différents contrastes de densité calculés affecte les interfaces de densité de grande longueur d'onde des zones cratoniques, des zones appartenant au domaine de Yaoundé et du Sud-Ouest de la LVC. Cependant, les résultats de ce travail montrent que l'inversion gravimétrique pourrait produire des modèles fiables et précis de l'ondulation du Moho, malgré les faibles contraintes sismiques.

Le degré de compensation isostatique a été déduit en suivant la formulation décrite dans la section 3.8. Nous avons évalué le pourcentage de compensation isostatique en utilisant les modèles de Moho gravimétrique et isostatique calculés avec un contraste de densité de $0,55 \text{ g/cm}^3$. La sous-compensation isostatique est située sous les principaux volcans appartenant à la LVC avec un taux de compensation inférieur à -1% . Ce résultat est en accord avec les conclusions de Jean Marcel et al. (2018) qui ont suggéré que les conditions de complète compensation isostatique ne sont pas entièrement satisfaites sous les hautes montagnes de la LVC. En effet, le Mont Cameroun, qui est considérée comme la zone la plus élevée du Cameroun ($\sim 4000 \text{ m}$), est particulièrement caractérisé par un taux de compensation isostatique de -31% . D'après la théorie d'Airy, cela pourrait suggérer que la croûte sous le Mont Cameroun n'est pas entièrement compensée et nous pouvons spéculer que la croûte pourrait encore subir un affaissement progressif sous le Mont Cameroun (avec la topographie) jusqu'à ce que l'état d'équilibre soit atteint (Zhang et al., 2017; Gao et al., 2020).

En revanche, Meyers et al. (1998) à partir de l'imagerie sismique, ont associé le déséquilibre isostatique des blocs crustaux à la manifestation d'une remontée asthénosphérique qui a conduit à l'amincissement de la croûte sous le Mont Cameroun. De plus, les auteurs ont soutenu que la construction des chaînes de montagnes sur les îles de la LVC était l'effet d'un soulèvement de la croûte terrestre par opposition à la construction de volcans boucliers avec d'épaisses racines crustales. Plus tard, Elsheikh et al. (2014) en analysant les paramètres de

scission des ondes de cisaillement ont également proposé que la LVC s'est formée par amincissement progressif de la lithosphère.

Compte tenu des considérations sismiques ci-dessus, nous notons que les auteurs rejettent l'hypothèse selon laquelle les chaînes de montagnes de la LVC ont été construites par un épaissement progressif de la croûte terrestre, mais plaident plutôt pour les processus tectoniques qui ont conduit au soulèvement du Moho et donc à un amincissement de la croûte. Par conséquent, nous soutenons que les signaux de grande longueur d'onde d'environ + 100 mGal observés au Mont Cameroun ne seraient pas liés à la topographie mais seraient associées aux masses internes du sous-sol, probablement à la remontée de roches anormalement chaudes provenant du manteau. La même observation a été faite par Woollard, (1951), qui a suggéré que les hauts gravimétriques de Bouguer d'environ + 110 mGal sur les volcans de l'île d'Hawaï (~ 1143 m d'altitude) ne sont pas associés à la topographie mais à des sources souterraines, probablement des conduits d'alimentation volcaniques. A la lumière de ces observations, nous pouvons conclure que l'hypothèse d'Airy Heiskanen ne pourrait probablement pas expliquer l'excès de masse observé au-dessus du Mont Cameroun. Ainsi, le Mont Cameroun pourrait également être considéré comme faisant partie des régions au monde où le modèle local d'Airy avec une densité de croûte constante de $2,67 \text{ kg/m}^3$ est limité pour justifier les anomalies gravimétriques observées ainsi que l'excès de charge topographique. En outre, les études de Watts, (2001) ont révélé que les modèles locaux de Pratt et d'Airy sont insuffisants pour expliquer la présence d'anomalies dans deux endroits du monde (les îles Hawaï et le plateau tibétain). Watts, (2001) suggère également que le modèle régional mis en place par Vening - Meinesz pourrait mieux justifier ces observations.

De même, une sous-compensation isostatique est observée au niveau du Mont Manengouba. Cette zone est marquée par un taux de compensation isostatique élevé d'environ -2 %. Le taux de compensation isostatique élevé, contrairement au faible taux au niveau du Mont Cameroun, implique que la différence de profondeur entre le Moho isostatique et le Moho gravimétrique est moins importante que celle observée sous le Mont Cameroun. D'un point de vue isostatique, nous suggérons que la croûte sous le Mont Manengouba pourrait subir une légère subsidence pour atteindre l'état d'équilibre avant de rester stable. Selon l'hypothèse d'Airy, la croûte sous la plaine côtière et la zone de transition entre le CC et la chaîne panafricaine est en déséquilibre isostatique.

Nos résultats révèlent une croûte surcompensée sous le bassin de Douala/Kribi-Campo et le graben de Kumba. Le taux de compensation dans ces zones est supérieur à 5 % et une sous-compensation élevée d'environ 12 % est observée autour du bassin du Mamfé et dans la région

de Bipindi. Ojo et al. (2019) ont émis l'hypothèse selon laquelle les ondulations de Moho n'influenceraient pas directement les altitudes dans le Sud-Cameroun. Ces auteurs affirment également que la théorie d'Airy satisfait les observations sous le plateau de l'Adamawa et le rift de Garoua, tandis que dans le Sud-Cameroun, la corrélation avec la compensation locale d'Airy est plus complexe. Bien que nos résultats soient cohérents avec l'étude sismique récente de Ojo et al. (2019), nous suggérons que la croûte surcompensée sous la plaine côtière et le support de la topographie basse ne serait pas lié à l'isostasie locale de type Airy. Il faudrait probablement envisager d'autres mécanismes. L'une des hypothèses serait l'étirement crustal contrôlé par les zones de fractures équatoriales dominantes (Figure 2) qui aurait conduit à l'amincissement de la croûte dans la zone de marge de l'Afrique de l'Ouest, comme l'ont montré Bott, (1971) et Bullard et al., (1965). Une autre hypothèse serait l'effet de la charge gravitaire des sédiments qui aurait causé l'affaissement des marges continentales passives (Bott, 1971; Falvey, 1974). De plus, le modèle de Moho dérivé de cette étude révèle une épaisseur de croûte de 42,15 km sous la station CM13 du graben de Kumba ; valeur supérieure à celle trouvée sous le bassin de Kribi-Campo. Les études sismiques révèlent une épaisseur sédimentaire de 8 km sous le graben de Kumba, soit 5 km de plus que l'épaisseur des sédiments sous le bassin de Kribi-Campo. Selon la deuxième hypothèse, nous pouvons affirmer qu'une charge plus élevée des sédiments contribuerait fortement à l'enfoncement de la croûte et pourrait expliquer l'épaississement plus important de la croûte sous le graben de Kumba. La même observation a été faite par Steffen et al. (2011) qui ont conclu qu'une charge plus élevée des pailles sédimentaires du bassin du Tarim (environ 14 km d'épaisseur de sédiments) a davantage influencé l'épaississement de la croûte que le Zhetysu où l'épaisseur des sédiments n'était que de 4 km.

Le secteur compris entre les latitudes 4 et 5° et les longitudes 11 et 14° est marqué par un alignement E-W des zones de sous-compensation localisées. Cette zone est caractérisée par une large anomalie positive orientée E-W sur la carte de Bouguer et plus amplifiée sur la carte d'anomalie régionale suggérant ainsi la signature d'une source gravimétrique dense dans la croûte inférieure (Boukeke, 1994; Toteu et al., 2004; Ngalamo et al., 2017). La sous-compensation observée à l'extrémité Sud du domaine d'Adamaoua-Yadé implique que la croûte n'a pas encore atteint l'équilibre isostatique et qu'un affaissement devrait se produire pour atteindre l'état d'équilibre (Deng et al., 2014; Gao et al., 2020; Xuan et al., 2020). En effet, on pourrait affirmer que l'épaississement de la croûte résultant du processus de collision entre le CC et la CPAC tel que mentionné par Angue et al. (2011); Tadjou et al. (2009); Tokam Kamga et al. (2010) affecterait la topographie du domaine cratonique et du domaine de Yaoundé, mais pas assez pour rétablir l'équilibre isostatique.

Nous suggérons d'autres mécanismes qui pourraient contrôler les charges topographiques observées le long de la zone de transition entre le CC et la Chaîne Panafricaine : 1) les forces tectoniques générées par les failles régionales de cisaillement lors de la collision tardive entre le CC et la CPAC. En effet, Dewey et Bird, (1970) ont soutenu que le développement des montagnes est influencé par des forces horizontales internes liées à la subduction de la lithosphère océanique ou à la collision de deux blocs continentaux (par exemple la collision entre l'Inde et l'Eurasie). De plus, Watts, (2001) a mentionné que lors de la collision Indo-Eurasienne, la quantité d'énergie convertie en épaissement de la croûte est du même ordre que les forces motrices de la plaque, car les vitesses des plaques tectoniques ont ralenti lors de la collision (Sandiford et al., 1995). Plus récemment, Dielforder et al. (2020) ont suggéré que le soutien latéral par les forces tectoniques internes serait le processus fondamental qui contrôlerait la topographie près des zones de subduction. 2) L'augmentation de la densité de la croûte inférieure sous l'extrémité Sud du domaine d'Adamaoua-Yadé pourrait également être un facteur contribuant au soutien de la topographie. Ngalamo et al. (2017) ont associé ce matériau dense à la densification d'une partie de la zone cratonique souterraine par métacratonisation. En effet, la fusion partielle de la croûte inférieure par remontée asthénosphérique qui a accompagné la métacratonisation comme l'ont souligné Ngalamo et al. (2017) a fortement affecté la rigidité lithosphérique du craton et pourrait donc contribuer au soutien de la topographie dans la région. Ainsi, en suivant cette approche, nous suggérons que les processus dynamiques du manteau asthénosphérique pourraient être une alternative plausible au soutien de la topographie sous la zone de transition entre le CC et la CPAC.

Niveau de compensation isostatique, sismicité et catastrophes naturelles

L'examen de la carte de compensation isostatique a permis de mettre en évidence les principales zones pour lesquelles il y'a compensation complète, sur-compensation isostatique et sous-compensation isostatique. Les principaux séismes de fortes magnitudes enregistrés ces récentes années se sont manifestés le 23 juillet 2002 et le 19 mars 2005 respectivement dans les villes de Kribi et de Monatélé (Ntepe et al., 2004; Ngatchou et al., 2018). Ces principaux séismes ont été détectés après superposition de la carte de compensation isostatique et de la distribution des évènements sismiques (Figure 35b). Après superposition des évènements sismiques récents et passés sur la carte de compensation isostatique, nous constatons que les séismes les plus importants sont localisés sur des zones caractérisées par des variations brusques du champ de compensation isostatique. Il s'agit des zones situées:

- Le long de la Ligne Volcanique du Cameroun (LVC) et la zone de Cisaillement Centre Camerounais (CCC), et avec une activité prédominante autour du Mont Cameroun.
- Le long de la faille de la Sanaga (FS) et sur la marge Nord du Craton du Congo (CC) à partir de Kribi.

Les hypothèses isostatiques au sens d'Airy nous ont permis de lier l'instabilité de zones situées autour du Mont Cameroun à une sous-compensation isostatique locale et de conclure que le déséquilibre isostatique serait dû à une poussée ascendante des matériaux issus du manteau asthénosphérique à travers des cheminées volcaniques ou des fractures souterraines entre le Mont Cameroun et le graben de Kumba (Meyers et al., 1998; Elsheikh et al., 2014). Les fortes concentrations des événements sismiques observés entre le Mont Cameroun et le graben de Kumba coïncident avec les gradients gravimétriques élevés des cartes d'anomalies gravimétriques et corrélent avec la présence des failles cisailantes ou des contacts régionaux (Nguiya et al., 2019). En effet, Kaban et al. (2018) en mettant en relation la sismicité du Sinai avec la carte d'anomalie isostatique, ont suggéré que les événements sismiques de forte magnitude se produisent sur des zones de forts gradients d'anomalie isostatique.

Cependant, de Kumba jusqu'aux environs du Mont Bamboutos, la fréquence des événements sismiques décroît de manière significative avec une plus grande disparité des événements sismiques vers le Nord. Ceci corréle avec le faible taux de compensation ($\sim 4\%$) et pourrait donc justifier l'activité tectonique limitée dans cette zone par rapport au Mont Cameroun. Cela confirme l'hypothèse selon laquelle plus la différence entre le Moho isostatique et le Moho observé est moindre, plus le mouvement des matériaux sous-jacents et des flux d'énergie sont moins intenses (Deng et al., 2014). Cependant, il existe également des enregistrements de quelques séismes qui se sont produits le long de la marge Nord du Craton du Congo : deux (2) séismes historiques majeurs enregistrés dans les milieux côtiers proches de Kribi de Magnitudes 5,7 en 1911 et 5,9 en 1945 (Ambraseys et Adams, 1986) et deux (2) séismes enregistrés au-dessus de la latitude 4° dont le plus récent est celui de Monatélé survenu le 19 mars 2005 de Magnitude 4,5. Ces événements sismiques coïncident également avec des variations brusques de l'amplitude du champ de compensation isostatique (Lemotio et al., 2022). Des deux hypothèses que nous avons émises pour expliquer le déséquilibre isostatique observé le long de la marge Nord du CC, l'hypothèse la plus probable serait celle liée aux forces tectoniques induites par des failles régionales coulissantes (ie failles à rejet horizontal) au cours de la collision tardive entre le CC et la CPAC. D'ailleurs, (Ngatchou et al., 2018), en évaluant les paramètres hypocentraux du séisme de Monatélé associés aux études gravimétriques, ont

suggéré un glissement latéral en dessous de la zone de transition entre le CC et la Ceinture Panafricaine, plus précisément le long de la faille de la Sanaga.

Néanmoins, étant donné que les récents évènements sismiques au Cameroun ne dépassent pas la magnitude de 6 sur l'échelle de Mercalli modifié (ie, faibles dégâts matériels et humains ne suscitant pas encore l'intérêt des pouvoirs publics), une moindre importance est accordée pour la surveillance et la prévention des risques sismiques. La très faible répartition des observatoires de sismologie au Cameroun en est la preuve (en dehors de ceux situés sur les flancs du Mont Fako). Pourtant même l'accumulation des microfissures liées aux fortes contraintes laissées par les microséismes pourraient causer des catastrophes naturels de grande ampleur sur le long terme.

Au vu de l'activité fréquente des entités géologiques et tectoniques que constituent notre domaine d'étude, de nombreux auteurs ont montré que le phénomène des tremblements de terre ne cessera de s'amplifier malgré qu'il n'ait pas occasionné de lourds dégâts matériels et de pertes en vies humaines (Ambraseys et Adams, 1986; Ateba et Ntepe, 1997; Ntepe et al., 2004). Mais, dans le cas de concentrations humaines importantes, il n'est pas exclu que l'évènement futur puisse causer des décès, c'est l'aspect le plus évident de l'exposition des populations aux risques. Les catastrophes naturelles liées aux mouvements de masse observés ces 15 dernières années avec celui de Bafoussam (quartier de Gouache IV) le plus récent (nuit du 29 octobre 2019) est la parfaite illustration qu'il est fort probable que le choc principal et les secousses dues aux répliques peuvent déclencher ou accélérer les déplacements de masse observés (Aretouyap et al., 2021). De plus Mesmin, (2007) a suggéré qu'il est également possible que certains mouvements de masse aient une relation étroite avec la sismicité de la région de l'Ouest. Afin d'apporter des réponses efficaces pour la protection civile en cas de catastrophe naturelle, il est nécessaire d'identifier et de quantifier les indices de ces mouvements sur la recrudescence des glissements de terrain et même des dommages qui vont en découler (Aretouyap et al., 2021). Si les tremblements de terre ne se produisent pas forcément toujours avec les glissements de terrain, la corrélation entre séisme et mouvement de masse est très élevée au Cameroun surtout dans la partie Sud-Ouest du Cameroun.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

Les résultats de cette thèse ont montré que les études gravimétriques menées aux frontières des zones de collision peuvent fournir des informations utiles sur les hétérogénéités lithologiques souterraines pouvant contrôler l'occurrence des mouvements de masse dans la région du Sud-Ouest Cameroun.

L'analyse des données gravimétriques terrestres a permis de modéliser la discontinuité intracrustale sous la zone de transition entre le bassin sédimentaire de Kribi-Campo et le CC tandis que le modèle EIGEN6C4 qui présente une meilleure résolution à l'échelle régionale a permis de générer un Modèle 3D des ondulations du Moho au Sud-Ouest Cameroun.

Les cartes d'anomalies gravimétriques ont permis d'identifier les signatures gravimétriques des formations géologiques constituant notre zone d'étude. Il en ressort que les anomalies lourdes observées à l'Ouest de notre zone d'étude seraient attribuées à des sources superficielles de grande longueur d'onde appartenant au bassin sédimentaire côtier. Les anomalies légères à l'Est seraient marquées par des intrusions des matériaux moins denses provoquant ainsi un effondrement du socle granito-gneissique dans la région. La zone de gradient de direction N-S marque la limite entre le domaine Ouest et le domaine Est et caractérise ainsi un couloir tectonique majeur interprété comme un système de failles responsable de la structuration du secteur.

L'analyse spectrale 2D effectuée sur les grilles des données d'anomalies de Bouguer a permis de déterminer la profondeur moyenne des interfaces à inverser. La plus grande profondeur 39 ± 3 km est associée à l'interface croûte/manteau. Une autre interface dont la profondeur est estimée à 20 ± 1 km représente l'interface croûte supérieure/croûte inférieure.

L'analyse des données d'anomalies théoriques associées à l'interface intracrustale a permis de déduire que les anomalies négatives et positives de nature ellipsoïdale sont attribuées respectivement à des dépressions et des remontées des formations mafiques dans le sous-sol prouvant ainsi l'incidence de ces ondulations dans les perturbations du champ de pesanteur dans la zone de transition entre le CC et la chaîne Panafricaine.

A partir d'une profondeur de référence de 20 km, le modèle 3D de l'interface intracrustale inversé a permis de mettre en évidence des remontées mafiques atteignant près de 15,6 - 17 km dans les régions de Kribi et de Dehane et deux dépressions mafiques symétriques dont les parties centrales ont des profondeurs allant jusqu'à 23,4 km sous les régions d'Ebolowa et de

Matomb. La succession des contours linéaires de direction prédominante N-S le long de l'axe Pouma-Bipindi; confirme l'existence de systèmes de failles responsables de l'affaissement du socle mafique sous le CC.

L'analyse du modèle satellitaire EIGEN6C4 a permis de fournir de nouvelles informations sur l'état isostatique de la lithosphère continentale sous les entités tectoniques de la région du Sud-Ouest Cameroun. L'étude a consisté à générer un modèle d'ondulation du Moho issu de l'inversion gravimétrique et un modèle de Moho dérivé de l'approche isostatique d'Airy. Les 2 modèles calculés ont permis par la suite d'évaluer le niveau de compensation isostatique en utilisant une approche empirique décrite dans la section 3.8. Cette étude a permis de localiser les zones pour lesquelles cette hypothèse n'est pas valable et celles qui nécessitent des processus de compensation différents ou supplémentaires. L'analyse de l'état isostatique indique que la croûte sous la plaine côtière, les montagnes de la LVC du Sud-Ouest et la zone de transition entre la CC et la PAB ne satisfait pas les conditions de compensation de type Airy. Comme présence de processus supplémentaires dans le support de la topographie en surface, nous avons noté l'étirement crustal et la charge sédimentaire pour les bassins sédimentaires côtiers, les forces tectoniques internes et probablement les processus dynamiques au niveau du manteau lithosphérique pour la LVC du Sud-ouest et la zone de transition entre le CC et la chaîne Panafricaine. Nous avons également identifié deux zones potentiellement exposées aux risques sismiques. Il s'agit des zones situées au Mont Cameroun et ses environs ainsi que les zones situées le long de la marge Nord du CC.

Nous suggérons également que les forces tectoniques internes résultant de la collision frontale entre le CC et la CPAC peuvent être les principaux facteurs contribuant aux catastrophes naturelles le long de la marge Nord du CC. Ces zones d'extension tectonique méritent un suivi et une surveillance de la part des services en charge de la protection civile en vue de sécuriser les populations et les infrastructures socio-économiques de la région.

Perspectives

Le modèle isostatique de type Airy calculé dans cette étude suppose une charge surfacique d'une plaque d'épaisseur élastique nulle c'est-à-dire que le modèle d'Airy ignore les effets de la rigidité flexurale de la lithosphère, le plus souvent représentée par une épaisseur élastique effective (T_e). Comme pour toute méthode d'inversion, l'omission d'un tel paramètre affectera les valeurs des autres paramètres d'inversion, par exemple la profondeur de l'interface de compensation ou le contraste de densité associé à cette interface. Ainsi l'utilisation d'un modèle régional à l'instar du modèle isostatique de type Vening-Meinesz permettra d'intégrer

l'épaisseur élastique (T_e) afin de 1) minimiser les sur ou sous-estimations des profondeurs de Moho inversé ainsi que l'amplitude de la topographie dynamique 2) fournir une meilleure estimation de la quantité de charge topographique qui peut être supportée par la plaque en flexion. L'application d'un tel modèle serait efficace pour l'étude de caractéristiques tectoniques rigides, anciennes et stables telles que le CC. La variation latérale de la densité de la croûte et du manteau supérieur ainsi que l'estimation des profondeurs de l'interface lithosphère/asthénosphère doivent également être prises en compte. En effet, il est prouvé que l'analyse des variations de la structure lithosphérique a une contribution majeure dans l'état isostatique et le champ de gravité des principales caractéristiques tectoniques traversant la zone d'étude.

Les zones d'extension tectoniques qui présentent des niveaux de risques élevés nécessitent une cartographie plus fine et précise de ces secteurs. Le traitement et l'intégration des données stéréoscopiques et radar ainsi que d'images de très haute résolution spatiale (IKONOS, QUICKBIRD, RESOURCESAT) constituent une perspective de recherche qui pourra améliorer et affiner les modèles de champs de compensation.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Aitken, A.R.A., Salmon, M.L and Kennett, B.L.N., (2013). Australia's Moho: a test of the usefulness of gravity modelling for the determination of Moho depth. *Tectonophysics* 609, 468–479.

Ambraseys, N.N. and Adams, R.D., (1986). Seismicity of West Africa, in: *Annales Geophysicae. Series B. Terrestrial and Planetary Physics.* pp. 679–702.

Angue, M.L.C.O., Nguiya, S., Nouayou, R., Kamga, A.P.T. and Manguelle-Dicoum, E., (2011). Geophysical investigation of the transition zone between the Congo Craton and the Kribi-Campo sedimentary basin (southwestern Cameroon). *South African Journal of Geology* 114, 145–158.

Aretouyap, Z., Kemgang, F.E.G., Domra, J.K., Bisso, D. and Njandjock, P.N., (2021). Understanding the occurrences of fault and landslide in the region of West-Cameroon using remote sensing and GIS techniques. *Natural Hazards* 109, 1589–1602.

Ateba, B. and Ntepe, N., (1997). Post-eruptive seismic activity of Mount Cameroon (Cameroon), West Africa: a statistical analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 79, 25–45.

Autin, J., Leroy, S., Beslier, M.-O., d'Acremont, E., Razin, P., Ribodetti, A., Bellahsen, N., Robin, C. and Al Toubi, K., (2010). Continental break-up history of a deep magma-poor margin based on seismic reflection data (northeastern Gulf of Aden margin, offshore Oman). *Geophysical Journal International* 180, 501–519.

Ayonghe, S.N., Ntasin, E.B., Samalang, P. and Suh, C.E., (2004). The June 27, 2001 landslide on volcanic cones in Limbe, Mount Cameroon, West Africa. *Journal of African Earth Sciences* 39, 435–439.

Bagherbandi, M., (2012). Impact of compensating mass on the topographic mass. A study using isostatic and non-isostatic Earth crustal models. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, 47(1), 29-51.

Bansal, A.R., Dimri, V.P. and Sagar, G.V., (2006). Depth estimation from gravity data using the maximum entropy method (MEM) and the multi taper method (MTM). *Pure and Applied Geophysics* 163, 1417–1434.

Baranov, A.A. and Bobrov, A.M., (2018). Crustal structure and properties of Archean cratons of Gondwanaland: similarity and difference. *Russian Geology and Geophysics* 59, 512–524.

Baranov, V., (1957). A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics* 22, 359–382.

Barnes, S.-J., (1990). The use of metal ratios in prospecting for platinum-group element deposits in mafic and ultramafic intrusions. *Journal of Geochemical Exploration* 37, 91–99.

Barthelmes, F., (2014). Global models. *Encyclopedia of Geodesy*, Springer International Publishing 1–9.

Benkhelil, J., Dainelli, P., Ponsard, J.F., Popoff, M. and Saugy, L., (1988). The Benue Trough: wrench-fault related basin on the border of the equatorial Atlantic, in: *Developments in Geotectonics*. Elsevier, pp. 787–819.

Benkhelil, J., Giresse, P., Poumot, C. and Ngueutchoua, G., (2002). Lithostratigraphic, geophysical and morpho-tectonic studies of the South Cameroon shelf. *Marine and Petroleum Geology* 19, 499–517.

Bessoles, B. et Trompette, R., (1980). La chaîne panafricaine. Zone mobile d’Afrique Centrale (partie sud) et zone soudanaise. *Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Orléans 92, 394.

Blakely, R.J., (1996). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press, 133(2), 220-221.

Bott, M.H.P., (1971). Evolution of young continental margins and formation of shelf basins. *Tectonophysics* 11, 319–327.

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, Univ. Paris XI, Orsay, p. 278.

Braitenberg, C., Zadro, M., Fang, J., Wang, Y. and Hsu, H.T., (2000). The gravity and isostatic Moho undulations in Qinghai–Tibet plateau. *Journal of Geodynamics* 30, 489–505.

Braun, A., Kim, H.R., Csatho, B. and von Frese, R.R., (2007). Gravity-inferred crustal thickness of Greenland. *Earth and Planetary Science Letters* 262, 138–158.

Brocher, T.M., (2005). Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth’s crust. *Bulletin of the seismological Society of America* 95, 2081–2092.

Browne, S.E. and Fairhead, J.D., (1983). Gravity study of the Central African Rift system: A model of continental disruption: 1. The Ngaoundere and Abu Gabra Rifts, in: *Developments in Geotectonics*. Elsevier, pp. 187–203.

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, 7508–7514.

Bullard, E., Everett, J.E. and Gilbert Smith, A., (1965). The fit of the continents around the Atlantic. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 258, 41–51.

Burg, J.P., (1967). “Maximum entropy spectral analysis,” in *Proceedings of the 37th Annual International Meeting, Soc. of Explor. Geophys.*, vol. 31, Oklahoma City, Okla, USA.

Burke, K., (2001). Origin of the Cameroon line of volcano-capped swells. *The Journal of Geology* 109, 349–362.

Cahen, L., Snelling, N.J., Delhal, J., Vail, J.R., Bonhomme, M. and Ledent, D., (1984). The geochronology and evolution of Africa. Clarendon, (Oxford University Press), New York, XIV, pp. 512.

Castaing, C., Feybesse, J.L., Thiéblemont, D., Triboulet, C. and Chevremont, P., (1994). Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precambrian Research* 69, 327–344.

Chakraborty, K. and Agarwal, B.N.P., (1992). Mapping of crustal discontinuities by wavelength filtering of the gravity field 1. *Geophysical prospecting* 40, 801–822.

Collignon, F., (1968). Gravimétrie de reconnaissance de la République Fédérale du Cameroun. ORSTOM, Paris 35.

Cordell, L. and Henderson, R.G., (1968). Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer. *Geophysics* 33, 596–601.

Deng, Y., Fan, W., Zhang, Z. and Liang, K., (2014). The gravity and isostatic Moho in North China Craton and their implications to seismicity. *Earthquake Science* 27, 197–207.

Déruelle, B., Moreau, C., Nkoumbou, C., Kambou, R., Lissom, J., Njonfang, E., Ghogomu, R.T. and Nono, A., (1991). The Cameroon line: a review. *Magmatism in extensional structural settings* 274–327.

Déruelle, 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.

Dewey, J.F. and Bird, J.M., (1970). Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of geophysical Research* 75, 2625–2647.

Dielforder, A., Hetzel, R. and Oncken, O., (2020). Megathrust shear force controls mountain height at convergent plate margins. *Nature* 582, 225–229.

Poudjom Djomani, Y.H., Nnange, J.M., Diament, M., Ebinger, C.J. and Fairhead, J.D., (1995). Effective elastic thickness and crustal thickness variations in west central Africa inferred from gravity data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100, 22047–22070. <https://doi.org/10.1029/95JB01149>

Dugda, M.T., Nyblade, A.A., Julia, J., Langston, C.A., Ammon, C.J. and Simiyu, S., (2005). Crustal structure in Ethiopia and Kenya from receiver function analysis: Implications for rift development in eastern Africa. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 110.

Dumont, J.-F., (1986). Identification par télédétection de l’accident de la Sanaga (Cameroun): Sa position dans le contexte des grands accidents d’Afrique Centrale et de la limite nord du craton Congolais. *Géodynamique* 1, 13–19.

Dyrelis, D. and Vogel, A., (1972). Improvement of convergency in iterative gravity interpretation. *Geophysical Journal International* 27, 195–205.

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.

Falvey, D.A., (1974). The development of continental margins in plate tectonic theory. *The APPEA Journal* 14, 95–106.

Fitton, J.G., (1980). The Benue trough and Cameroon line—a migrating rift system in West Africa. *Earth and Planetary Science Letters* 51, 132–138.

Gallacher, R.J. and Bastow, I.D., (2012). The development of magmatism along the Cameroon Volcanic Line: Evidence from teleseismic receiver functions. *Tectonics* 31(3).

Gao, M., Grujic, D. and Cheng, Q.-M., (2020). Crustal density structures and isostasy beneath the Western North China craton, Trans-North China Orogen, and surrounding regions. *Geoscience Frontiers* 11, 569–580.

Ghoms, F.E.K., Sévérin, N., Mandal, A., Nyam, F.E.A., Tenzer, R., Kamga, A.P.T. and Nouayou, R., (2020). Cameroon's crustal configuration from global gravity and topographic models and seismic data. *Journal of African Earth Sciences* 161, 103657.

Gómez-Ortiz, D. and Agarwal, B.N., (2005). 3DINVER. M: a MATLAB program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by Parker–Oldenburg's algorithm. *Computers & geosciences* 31, 513–520.

Gómez-Ortiz, D., Tejero-López, R., Babín-Vich, R. and Rivas-Ponce, A., (2005). Crustal density structure in the Spanish Central System derived from gravity data analysis (Central Spain). *Tectonophysics* 403, 131–149.

Guidarelli, M. and Aoudia, A., (2016). Ambient noise tomography of the Cameroon Volcanic Line and Northern Congo craton: new constraints on the structure of the lithosphere. *Geophysical Journal International* 204, 1756–1765.

Guimerà, J., Rivero, L., Salas, R. and Casas, A., (2016). Moho depth inferred from gravity and topography in an intraplate area (Iberian Chain). *Tectonophysics* 666, 134–143.

Guo, L., Meng, X. and Chen, Z., (2009). Preferential upward continuation and the estimation of its continuation height, in: *Beijing International Geophysical Conference and Exposition*

2009: Beijing 2009 International Geophysical Conference and Exposition, Beijing, China, 24–27 April 2009. Society of Exploration Geophysicists, pp. 227–227.

Hacker, B.R., Kelemen, P.B. and Behn, M.D., (2015). Continental lower crust. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 43, 167–205.

Hayford, J.F., (1909). ... *Geodesy: The Figure of the Earth and Isostasy from Measurements in the United States*. US Government Printing Office.

Hayward, O.F. and Oguntoyinbo, J.S., (1987). *The Climatology of West Africa* (B and N Books: New Jersey) 263 pages.

Heiskanen, W., (1931). Isostasy and the figure of the earth. *American Journal of Science* 5, 39–50.

Houketchang, M.B., Toteu, S.F., Deloule, E., Penaye, J. and Van Schmus, W.R., (2009). U–Pb and Sm–Nd dating of high-pressure granulites from Tcholliré and Banyo regions: evidence for a Pan-African granulite facies metamorphism in north-central Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 54, 144–154.

Ince, E.S., Barthelmes, F., Reißland, S., Elger, K., Förste, C., Flechtner, F. and Schuh, H., (2019). ICGEM–15 years of successful collection and distribution of global gravitational models, associated services, and future plans. *Earth System Science Data* 11, 647–674.

Jean Marcel, Abate, E.J.M., Njandjock Nouck, P., 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.

Jean Marcel, Essi, J.M.A., Meli'i, J.L., Njandjock Nouck, P., Mahamat, A. and Manguelle-Dicoum, E., (2018). Geodynamic insights of the Cameroon Volcanic Line (Western Africa) from isostatic gravity anomalies. *Journal of Geodynamics* 121, 36–48.

Kaban, M.K., El Khrepy, S. and Al-Arifi, N., (2018). Density structure and isostasy of the lithosphere in Egypt and their relation to seismicity. *Solid Earth* 9, 833–846.

Knapmeyer-Endrun, B., Krüger, F. and Group, the P.W., (2014). Moho depth across the Trans-European Suture Zone from P- and S-receiver functions. *Geophysical Journal International* 197, 1048–1075.

Koumetio, F., Njomo, D., Tatchum, C.N., Tokam, A.P.K., Tabod, T.C. and Manguelle-Dicoum, E., (2014). Interpretation of gravity anomalies by multi-scale evaluation of maxima of gradients and 3D modelling in Bipindi Region (South-West Cameroon). *International journal of Geosciences* 5, 1415.

Kwékam, M., Liégeois, J.-P., Njonfang, E., Affaton, P., Hartmann, G. and Tchoua, F., (2010). Nature, origin and significance of the Fomopéa Pan-African high-K calc-alkaline plutonic complex in the Central African fold belt (Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 57, 79–95.

Lasserre, M., (1975). Age libérien des granodiorites et des gneiss à pyroxène du Cameroun méridional. *Bull. B.R.G.M.*, 2: 17-32.

Lawrence, S.R., Beach, A., Jackson, O. and Jackson, A., (2017). Deformation of oceanic crust in the eastern Gulf of Guinea: role in the evolution of the Cameroon Volcanic Line and influence on the petroleum endowment of the Douala-Rio Muni Basin. *Geological Society, London, Special Publications* 438, 7–26.

Lefort, J.P. and Agarwal, B.N.P., (2000). Gravity and geomorphological evidence for a large crustal bulge cutting across Brittany (France): a tectonic response to the closure of the Bay of Biscay. *Tectonophysics* 323, 149–162.

Lemenkova, P., (2021). Seismicity in Yemen and the Gulf of Aden in a geological context. *Revista riscuri si catastrofe* 28, 43–57.

Lemotio, W., Ngatchou, E., Cyrille, A.M., Tokam, A.-P.K., Sévérin, N., Nouck and P.N., Billi, A., (2022). Crustal Thickness Variations and Tectonic Settings in the Southwest Cameroon Inferred from Gravity and Topography Data. *Lithosphere* 2022.

Lerouge, C., Cocherie, A., Toteu, S.F., Penaye, J., Milési, J.-P., Tchameni, R., Nsifa, E.N., Fanning, C.M. and Deloule, E., (2006). Shrimp U–Pb zircon age evidence for Paleoproterozoic sedimentation and 2.05 Ga syntectonic plutonism in the Nyong Group, South-Western Cameroon: consequences for the Eburnean–Transamazonian belt of NE Brazil and Central Africa. *Journal of African Earth Sciences* 44, 413–427.

Lienou, G., Mahé, G., Paturel, J.E., Servat, E., Sighomnou, D., Ekodeck, G.E., Dezetter, A. et Dieulin, C., (2008). Evolution des régimes hydrologiques en région équatoriale camerounaise:

un impact de la variabilité climatique en Afrique équatoriale? *Hydrological Sciences Journal* 53, 789–801.

Manguelle-Dicoum, E., Bokosah, A.S. and Kwende-Mbanwi, T.E., (1992). Geophysical evidence for a major Precambrian schist-granite boundary in southern Cameroon. *Tectonophysics* 205, 437–446.

Matheron, G., (1970). Random functions and their application in geology, in: *Geostatistics*. Springer, pp. 79–87.

Matondo, B., Besa, M. and Ndontoni, Z., (2014). Structure of the seismicity of the Western Branch of the Rifts Valleys of Rifts system East African from 1954 to 2010. *International Journal of Innovation and Applied Studies* 9, 1562.

Maunder, B., van Hunen, J., Magni, V. and Bouilhol, P., (2016). Relamination of mafic subducting crust throughout Earth's history. *Earth and Planetary Science Letters* 449, 206–216.

Maurizot, P., Abessolo, A., Feybesse, J.L., Johan, V. et Lecomte, P., (1978). Etude et prospection minière du Sud-Ouest Cameroun. Synthèse des travaux de 1978 à 1985. *Rapp. BRGM 85, CMR 066*, p. 274.

Mesmin, T., (2007). "Paradoxes et risques dans les hautes terres camerounaises : Multifonctionnalité naturelle et sous-valorisation humaine". Université de Paris, France, édition 266.

Meyers, J.B., Rosendahl, B.R., Harrison, C.G. and Ding, Z.-D., (1998). Deep-imaging seismic and gravity results from the offshore Cameroon Volcanic Line, and speculation of African hotlines. *Tectonophysics* 284, 31–63.

Mvondo, H., Den Brok, S.W.J. and Ondo, J.M., (2003). Evidence for symmetric extension and exhumation of the Yaounde nappe (Pan-African fold belt, Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 36, 215–231.

Mvondo, H., Owona, S., Mvondo Ondo, J. and Essono, J., (2007). Tectonic evolution of the Yaounde segment of the Neoproterozoic Orogenic Belt in south Cameroon (Central Africa). *Canadian Journal of Earth Sciences* 44, 443–444.

Naidu, P.S., (1970). Fourier transform of large scale aeromagnetic field using a modified version of fast Fourier transform. *Pure and Applied Geophysics* 81, 17–25.

Nédélec, A., Macaudière, J., Nzenti, J.-P. et Barbey, P., (1986). Evolution structurale et métamorphique des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Implications pour la structure de la zone mobile pan-africaine d'Afrique centrale, au contact du craton du Congo. Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 303, 75–80.

Nédélec, A. et Nsifa, E.N., (1987). Le complexe du Ntem (Sud-Cameroun): Une série tonalito-trondhémite archéenne typique, in: Colloquium on African Geology. 14. pp. 3–6.

Nédélec, A., Nsifa, E.N. and Martin, H., (1990). Major and trace element geochemistry of the Archaean Ntem plutonic complex (South Cameroon): petrogenesis and crustal evolution. Precambrian Research 47, 35–50.

Ngako, V., Affaton, P. and Njonfang, E., (2008). Pan-African tectonics in northwestern Cameroon: implication for the history of western Gondwana. Gondwana research 14, 509–522.

Ngako, V., Affaton, P., Nnange, J.M. and Njanko, T., (2003). Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements. Journal of African Earth Sciences 36, 207–214.

Ngalamo, J.F.G., Bisso, D., Abdelsalam, M.G., Atekwana, E.A., Katumwehe, A.B. and Ekodeck, G.E., (2017). Geophysical imaging of metacratonization in the northern edge of the Congo craton in Cameroon. Journal of African Earth Sciences 129, 94–107.

Ngatchou, H.E., Nguiya, S., Owona Angue, M.L.C., Mouzong, P.M. and Tokam, A.P., (2018). Source characterization and tectonic implications of the M4. 6 Monatélé (Cameroon) earthquake of 19 March 2005. South African Journal of Geology 2018 121, 191–200.

Nguiya, S., Lemotio, W., Njandjock Nouck, P., Pemi, M.M., Tokam, A.-P.K. and Ngatchou, E., (2019). 3D Mafic Topography of the Transition Zone between the North-Western Boundary of the Congo Craton and the Kribi-Campo Sedimentary Basin from Gravity Inversion. International Journal of Geophysics 2019.

Njonfang, E., Ngako, V., Kwekam, M. et Affaton, P., (2006). Les orthogneiss calco-alcalins de Fouban–Bankim: témoins d'une zone interne de marge active panafricaine en cisaillement. Comptes Rendus Géoscience 338, 606–616.

Nkoumbou, C., Déruelle, B. and Velde, D., (1995). Petrology of Mt Etinde nephelinite series. *Journal of Petrology* 36, 373–395.

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 analyses 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)

Njandjock Nouck, P., Kenfack, C., Diab, A.D., Njeudjang, K., Meli, L.J. and Kamseu, R., (2013). A geostatistical re-interpretation of gravity surveys in the Yagoua, Cameroon region. *Geofísica internacional* 52, 365–373.

Nsifa, N.E., (2006). Magmatisme et Evolution géodynamique de l'Archéen au Protérozoïque de la bordure nord-ouest du Craton du Congo (Complexe du Ntem) au Sud-Ouest Cameroun. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Yaoundé 1, Yaoundé, p. 248.

Ntepe, N., Aka, F.T., Ubangoh, U.R., Ateba, B., Nnangue, J.M. and Hell, J.V., (2004). The July 2002 earthquake in the Kribi region: geological context and a preliminary evaluation of seismic risk in southwestern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 40, 163–172.

Nzenti, J.-P., (1987). Pétrogenèse des migmatites de Yaoundé (Cameroun): éléments pour un modèle géodynamique de la chaîne pan-africaine nord-équatoriale, Thèse de Doctorat d'Etat, Uni. Nancy I, p. 154.

Nzenti, J.-P., Barbey, P., Jegouzo, P. et Moreau, C., (1984). Un nouvel exemple de ceinture granulitique dans une chaîne protérozoïque de collision: les migmatites de Yaoundé au Cameroun. *Comptes-rendus des séances de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique-physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre* 299, 1197–1199.

Nzenti, J.P., Barbey, P., Macaudiere, J. and Soba, D., (1988). Origin and evolution of the late Precambrian high-grade Yaounde gneisses (Cameroon). *Precambrian research* 38, 91–109.

Nzenti, J.P., Kapajika, B., Wörner, G. and Lubala, T.R., (2006). Synkinematic emplacement of granitoids in a Pan-African shear zone in Central Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 45, 74–86.

Ojo, A.O., Ni, S., Xie, J. and Zhao, L., (2019). Further constraints on the shear wave velocity structure of Cameroon from joint inversion of receiver function, Rayleigh wave dispersion and ellipticity measurements. *Geophysical Journal International* 217, 589–619.

Oldenburg, D.W., (1974). The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics* 39, 526–536.

Olivry, J.C., (1986). Fleuves et rivières du Cameroun: Collection monographie hydrographie, ORSTOM 9, Paris, p. 133.

Owono, F.M., (2010). Surrection cénozoïque de l'Ouest de l'Afrique à partir de deux exemples: Le plateau sud-namibien et la marge nord-camerounaise. Ph D, Science de la Terre, Université Rennes 1, p. 327.

Pail, R., Bruinsma, S., Migliaccio, F., Förste, C., Goiginger, H., Schuh, W.-D., Höck, E., Reguzzoni, M., Brockmann, J.M. and Abrikosov, O., (2011). First GOCE gravity field models derived by three different approaches. *Journal of Geodesy* 85, 819.

Parker, R.L., (1973). The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal International* 31, 447–455.

Parker, R. L. (1977). Understanding inverse theory. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 5, 35.

Pazzi, V., Morelli, S. and Fanti, R., (2019). A review of the advantages and limitations of geophysical investigations in landslide studies. *International Journal of Geophysics* 2019.

Penaye, J., Toteu, S.F., Tchameni, R., Van Schmus, W.R., Tchakounté, J., Ganwa, A., Minyem, D. and Nsifa, E.N., (2004). The 2.1 Ga West central African belt in Cameroon: extension and evolution. *Journal of African Earth Sciences* 39, 159–164.

Penaye, J., Toteu, S.F., Van Schmus, W.R. and Nzenti, J.-P., (1993). U-Pb and Sm-Nd preliminary geochronologic data on the Yaoundé series, Cameroon: re-interpretation of the granulitic rocks as the suture of a collision in the centrafrican belt. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre* 317, 789–794.

Pohlmann, H., (1993). Geostatistical modelling of environmental data. *Catena* 20, 191–198.

Poudjom Djomani, Y.H., (1993). Apport de la gravimétrie à l'étude de la lithosphère continentale et implications géodynamiques: étude d'un bombement intraplaque: le massif de l'Adamaoua (Cameroun), Thèse de Doctorat, p. 294. Univ. Paris Sud, Orsay, France.

Pysklywec, R.N. and Mitrovica, J.X., (1999). The role of subduction-induced subsidence in the evolution of the Karoo Basin. *The Journal of Geology* 107, 155–164.

Rabbell, W., Kaban, M. and Tesauero, M., (2013). Contrasts of seismic velocity, density and strength across the Moho. *Tectonophysics* 609, 437–455.

Rao, D.B. and Babu, N.R., (1991). A rapid method for three-dimensional modeling of magnetic anomalies. *Geophysics* 56, 1729–1737.

Regnault, J.-M., 1986. Synthèse géologique du Cameroun. Ministère des mines et de l'énergie. Direction des Mines et de la Géologie, Sodexic Yaoundé, p. 119.

Reyre, D., (1984). Remarques sur l'origine et l'évolution des bassins sédimentaires africains de la côte atlantique. *Bulletin de la Société géologique de France* 7, 1041–1059.

Rudnick, R.L. and Fountain, D.M., (1995). Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics* 33, 267–309.

Rummel, R., Balmino, G., Johannessen, J., Visser, P. and Woodworth, P., (2002). Dedicated gravity field missions, principles and aims. *Journal of Geodynamics* 33, 3–20.

Sandiford, M., Coblenz, D.D. and Richardson, R.M., (1995). Ridge torques and continental collision in the Indian-Australian plate. *Geology* 23, 653–656.

Scotese, C.R., Gahagan, L.M. and Larson, R.L., (1988). Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. *Tectonophysics* 155, 27–48.

Segalen, P., (1967). Les sols et la géomorphologie du Cameroun. Cahiers ORSTOM. Série Pédologie, 5 (2), pp. 137–187.

Séranne, M. and Anka, Z., (2005). South Atlantic continental margins of Africa: a comparison of the tectonic vs climate interplay on the evolution of equatorial West Africa and SW Africa margins. *Journal of African Earth Sciences* 43, 283–300.

Shako, R., Förste, C., Abrikosov, O., Bruinsma, S., Marty, J.-C., Lemoine, J.-M., Flechtner, F., Neumayer, H. and Dahle, C., (2014). EIGEN-6C: a high-resolution global gravity combination

model including GOCE data, in: Observation of the System Earth from Space-CHAMP, GRACE, GOCE and Future Missions. Springer, pp. 155–161.

Shandini, Y.N., Tadjou, J.M., Tabod, C.T. and Fairhead, J.D., (2010). Gravity data interpretation in the northern edge of the Congo Craton, South-Cameroon. *Anuário do Instituto de Geociências* 33, 73–82.

Shang, C.K., Liégeois, J.-P., Satir, M., Frisch, W. and Nsifa, E.N., (2010). Late Archaean high-K granite geochronology of the northern metacratonic margin of the Archaean Congo craton, Southern Cameroon: Evidence for Pb-loss due to non-metamorphic causes. *Gondwana Research* 18, 337–355.

Soba, D., Michard, A., Toteu, S.F., Norman, D.I. et Penaye, J., (1991). Données géochronologiques nouvelles (Rb-Sr, U-Pb et Sm-Nd) sur la zone mobile panafricaine de l'Est du Cameroun: âge protérozoïque supérieur de la série de Lom. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 312, 1453–1458.

Soller, D.R., Ray, R.D. and Brown, R.D., (1982). A new global crustal thickness map. *Tectonics* 1, 125–149.

Spector, A. and Grant, F.S., (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics* 35, 293–302.

Steffen, R., Steffen, H. and Jentzsch, G., (2011). A three-dimensional Moho depth model for the Tien Shan from EGM2008 gravity data. *Tectonics* 30(5).

Syberg, F.J.R., (1972). A Fourier method for the regional-residual problem of potential fields. *Geophysical Prospecting* 20, 47–75.

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.

Tadjou, J.M., Njingti, N., Kamguia, J. and Manguelle Dicoum, E., (2008). Geophysical Prospecting of the Transition Zone between the Congo Craton and the Panafrican Belt in Cameroon. *Earth Sciences Research Journal* 12, 169–180.

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.

Talwani, M., Worzel, J.L. and Landisman, M., (1959). Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research* 64, 49–59.

Tchakounté, J.N., Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Deloule, É., Ondoua, J.M., Houketchang, M.B., 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 Géoscience* 339, 132–142.

Tchameni, R., (1997). Géochimie et géochronologie des formations de l'Archéen et du Paléoproterozoïque du Sud-Cameroun (Groupe du Ntem, Craton du Congo). Thèse de Doctorat de l'Université d'Orléans, p. 395.

Tchameni, R., Doumnang, J.C., Deudibaye, M. and Branquet, Y., (2013). On the occurrence of gold mineralization in the Pala Neoproterozoic formations, South-Western Chad. *Journal of African Earth Sciences* 84, 36–46.

Tchameni, R., Pouclet, A., Penaye, J., Ganwa, A.A. and Toteu, S.F., (2006). Petrography and geochemistry of the Ngaoundéré Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implications for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences* 44, 511–529.

Tchoua, F.M., (1983). Les explosions phréatomagmatiques de Monoun. *Rev. sci & tech* 87–97.

Telford, W.M., Geldart, L.P., et Sheri, R.E., (2004). *Géophysique appliquée*, deuxième édition, Cambridge University Press. Chapitre 2: Gravité et méthodes, p. 6-60.

Thomson, D.J., (1982). Spectrum estimation and harmonic analysis. *Proceedings of the IEEE* 70, 1055–1096.

Tiberi, C., Diament, M., Lyon Caen, H. and King, T., (2001). Moho topography beneath the Corinth Rift area (Greece) from inversion of gravity data. *Geophysical Journal International* 145, 797–808.

Tiberi, C., Ebinger, C., Ballu, V., Stuart, G. and Oluma, B., (2005). Inverse models of gravity data from the Red Sea-Aden-East African rifts triple junction zone. *Geophysical Journal International* 163, 775–787.

Tokam Kamga, A.-P., Tabod, C.T., Nyblade, A.A., Julià, J., Wiens, D.A. and Pasyanos, M.E., (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.

Toteu, Sadrack Felix, Fouateu, R.Y., Penaye, J., Tchakounte, J., Mouangue, A.C.S., Van Schmus, W.R., Deloule, E. and Stendal, H., (2006). U–Pb dating of plutonic rocks involved in the nappe tectonic in southern Cameroon: consequence for the Pan-African orogenic evolution of the central African fold belt. *Journal of African Earth Sciences* 44, 479–493.

Toteu, Sadrack Félix, Penaye, J., Deloule, E., Van Schmus, W.R. and Tchameni, R., (2006). Diachronous evolution of volcano-sedimentary basins north of the Congo craton: insights from U–Pb ion microprobe dating of zircons from the Poli, Lom and Yaoundé Groups (Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 44, 428–442.

Toteu, S.F., Penaye, J. and Djomani, Y.P., (2004). Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences* 41, 73–85.

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.

Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J. and Nyobe, J.B., (1994). U-Pb and Sm-N edvidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precambrian Research* 67, 321–347.

Uieda, L. and Barbosa, V.C., (2017). Fast nonlinear gravity inversion in spherical coordinates with application to the South American Moho. *Geophysical Journal International* 208, 162–176.

Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Da Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J. and Guimarães, I.P., (2008). Proterozoic links between the Borborema province, NE Brazil, and the central African fold belt. *Geological Society, London, Special Publications* 294, 69–99.

Vicat, J.-P., Pouclet, A., Nkoumbou, C. et Mouangué, A.S., (1997). Le volcanisme fissural néoprotérozoïque des séries du Dja inférieur, de Yokadouma (Cameroun) et de Nola (RCA) — Signification géotectonique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science* 325, 671–677.

Vinnik, L.P., Aleshin, I.M., Kaban, M.K., Kiselev, S.G., Kosarev, G.L., Oreshin, S.I. and Reigber, C., (2006). Crust and mantle of the Tien Shan from data of the receiver function tomography. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 42, 639–651.

Watts, A.B., (2001). *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge University Press, Cambridge/New York/Melbourne, xix + 458 pp.

Woollard, G.P., (1951). A gravity reconnaissance of the island of Oahu. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 32, 358–368.

Xuan, S., Jin, S. and Chen, Y., (2020). Determination of the isostatic and gravity Moho in the East China Sea and its implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 187, 104098.

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, I45–I50.

Zhang, Y., Teng, J., Wang, Q., Lü, Q., Si, X., Xu, T., Badal, J., Yan, J. and Hao, Z., (2017). A gravity study along a profile across the Sichuan Basin, the Qinling Mountains and the Ordos Basin (central China): Density, isostasy and dynamics. *Journal of Asian Earth Sciences* 147, 310–321.

Zogning, A., Ngouanet, C. and Tiafack, O., (2007). The catastrophic geomorphological processes in humid tropical Africa: A case study of the recent landslide disasters in Cameroon. *Sedimentary Geology* 199, 13–27.

Zoltowski, M., (2013). Equations for the raised cosine and square-root raised cosine shapes. Lecture at Linköping University, 2016, p. 20.

ANNEXES

Listes des publications scientifiques dans les revues à comité de lecture :

Lemotio, W., Ngatchou, E., Cyrille, A. M., Tokam, A.-P. K., Sévérin, N., Nouck, P. N., and Billi, A., (2022). Crustal Thickness Variations and Tectonic Settings in the Southwest Cameroon Inferred from Gravity and Topography Data. *Lithosphere*, vol. 2022 (1), 19 pages, doi: <https://doi.org/10.2113/2022/5596233>

Nguiya, S., **Lemotio, W.**, Njandjock Nouck, P., Pemi, M. M., Tokam, A.-P. K., & Ngatchou, E. (2019). 3D Mafic Topography of the Transition Zone between the North-Western Boundary of the Congo Craton and the Kribi-Campo Sedimentary Basin from Gravity Inversion. *International Journal of Geophysics*, vol. 2019, 15 pages, doi : <https://doi.org/10.1155/2019/7982562>

Review Article

Crustal Thickness Variations and Tectonic Settings in the Southwest Cameroon Inferred from Gravity and Topography Data

Willy Lemotio ^{1,2}, Evariste Ngatchou,^{1,3} Adiang M. Cyrille,⁴ Alain-Pierre K. Tokam,^{1,4} Nguiya Sévérin,⁴ and Philippe Njandjock Nouck¹

¹Laboratory of Geophysics and Geoexploration, Department of Physics, University of Yaoundé 1, P.O. Box 337, Yaoundé, Cameroon

²Research Laboratory in Geodesy, National Institute of Cartography, P.O. Box 157, Yaoundé, Cameroon

³Department of Physics, Advanced Teacher Training College, University of Yaoundé 1, P.O. Box 47, Yaoundé, Cameroon

⁴National Advanced School of Engineering, University of Douala, P.O. Box 2701, Douala, Cameroon

Correspondence should be addressed to Willy Lemotio; willylemotio@gmail.com

Received 8 January 2021; Accepted 18 December 2021; Published 7 February 2022

Academic Editor: Andrea Billi

Copyright © 2022 Willy Lemotio et al. Exclusive Licensee GeoScienceWorld. Distributed under a Creative Commons Attribution License (CC BY 4.0).

EIGEN 6C4 gravity anomalies are interpreted to determine the lateral and vertical variations in the crust and upper mantle structure and their influence on the isostasy of the coastal plain, transition zone between the Congo Craton (CC), the Pan-African Belt (PAB), and adjacent areas. The regional gravity anomalies have been inverted in an attempt to provide a Moho depth map. The inversion process was based on the Parker-Oldenburg method with a density contrast of 0.55 g/cm^3 and an average depth reference of 39 km. In addition, various tests have been performed to validate the resulting Moho model and estimate the efficiency of the 3D gravity inversion by varying the density contrast for a fixed Moho reference depth. Inversion results reveal that the Moho depths generally agree with those obtained from previous geophysical studies. The computation of the isostatic models using the ETOPO1 digital elevation model (DEM) and its comparison with the Moho models obtained from gravity induce the following main conclusions: (1) an overcompensated crust beneath the coastal plain and the Yaounde Domain, (2) the crust beneath areas located in the southern end of the Adamawa-Yade Domain is thin and undercompensated, and (3) main volcanoes of the Southwestern Cameroon Volcanic Line (CVL) are isostatically undercompensated. This study also revealed that the local isostatic compensation law is not satisfied for most of the tectonic provinces of the study area, and we suggest alternative tectonic mechanisms to support topography below these tectonic features. Additionally, most seismic events ($M > 3.5$) occurred in areas marked by abrupt changes in compensation amplitude. Thus, we concluded from this study that the northern limit of the CC, the Mount Cameroon, and its surroundings are tectonic extension areas that may play a crucial role in the occurrence of future earthquakes.

1. Introduction

The knowledge of the geodynamic evolution of the major tectonic features such as the Northwestern part of the CC, the PAB of central Africa, the CVL, and the coastal sedimentary basins is still a controversial debate [1–3]. To provide a scientific response related to geodynamic processes beneath the Earth's continental lithosphere, many geoscientists car-

ried out study related to gravitational equilibrium between the Earth's crust and the shallow lithospheric mantle to enhance the understanding of isostatic constraints, Earth's crust deformation, and the mountain formation [4–7]. The West Africa margin zone, which represents the coastal sedimentary basins in the study area (Figure 1), results from crustal thinning and rifting during the early cretaceous [8]. Thus, understanding isostatic adjustment caused by sedi-

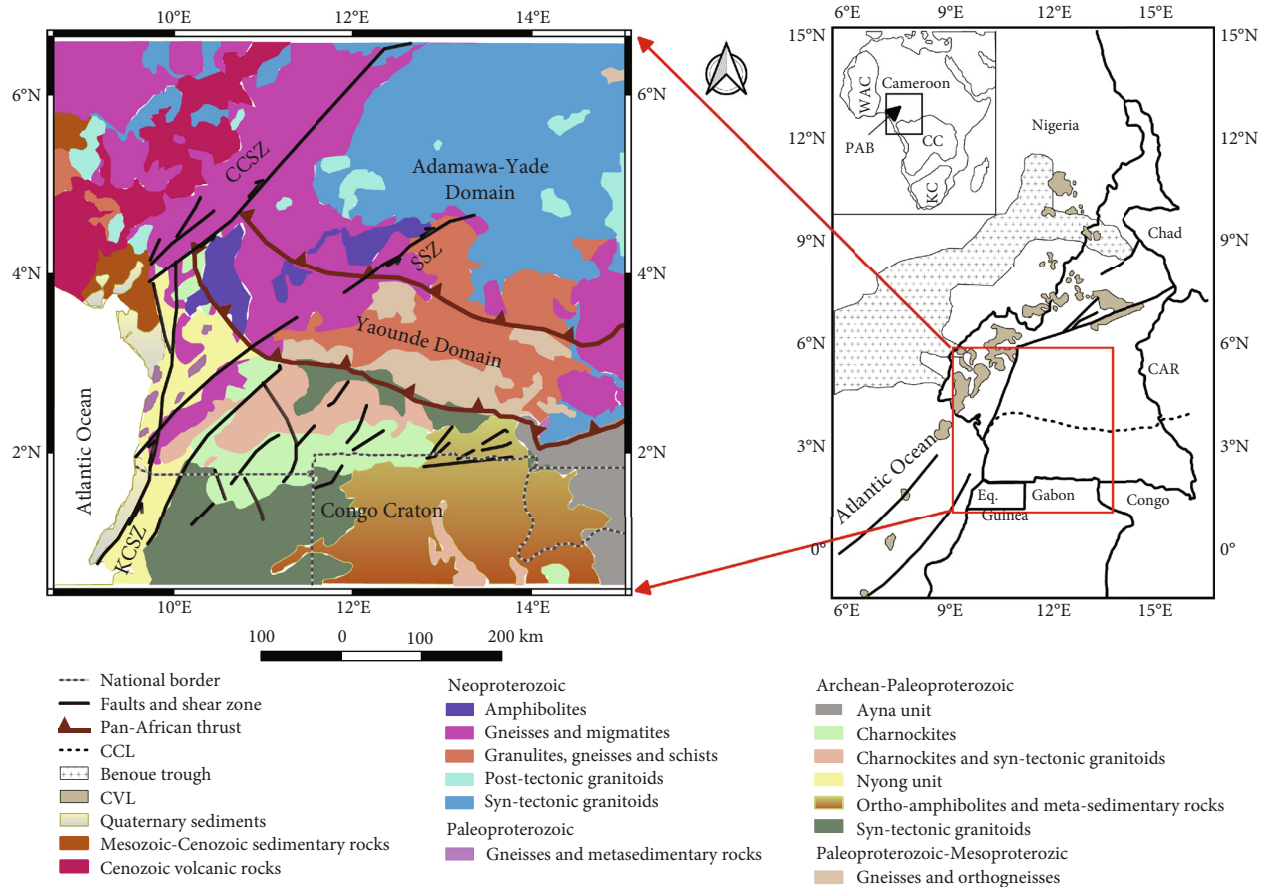


FIGURE 1: Geological map of Southwest Cameroon showing major tectonic elements of the Precambrian basement (modified after [34]). WAC: West Africa Craton; CC: Congo Craton; KC: Kalahari Craton; PAB: Pan-African Belt; CCL: Congo Craton Limit; KCSZ: Kribi Campo Shear Zone; CCSZ: Central Cameroon Shear Zone; SSZ: Sanaga Shear Zone.

mentation could be helpful to provide more explanation about vertical movement observed beneath the Archean continental basin.

Another subject of interest that has led several researchers to discuss the problem of crustal and mantle dynamics was the collision between the CC and the PAB. As with most Precambrian chains, several hypotheses have been put forward to reconstruct the geodynamic context of this historical collision. The geophysical findings of [9] reveal that lithospheric instabilities observed beneath the northern part of the CC were due to the overthrust of the Pan-African units onto the Craton. Several conceptual and geodynamic models have been proposed to explain this historical collision [10–16]. For example, [16] related the continent-continent collision to two main factors: (1) the uprising of some deep granulite materials which formed at the root of the collision zone. (2) The lateral motion due to regional strike-slip faults in central Cameroon during the continental collision. Indeed, the major shear zones (Figure 1), which constitute the main strike-slip fault system, might be considered potential triggers of the orogenic deformation along the northern edge of the CC. Furthermore, [17] argued that the growth of mountain ranges was the effect of large horizontal forces related to the subduction of

oceanic lithosphere or collision of two continental blocks. The collision between the CC and the PAB has strongly affected the crust of the northern margin of the CC in terms of deformation and had a significant influence on the topographic elevations as well as the progressive thickening of the underlying crust revealed by previous geological and geophysical studies [1, 16, 18]. Thus, one of the motivating objectives is to make a joint analysis of the gravity and the topography signal which is essential in understanding the dynamic and role of the deep Earth's crust in controlling tectonic processes and surface deformation especially across the CC edge. This is particularly relevant in areas dominated by subduction fault that may give rise to large variations of stress in plate interiors [19, 20].

Previously, many scientists have attempted to evaluate isostatic models and isostatic anomalies and their relationship to seismic hazard in many parts of Europe and Asia [21–23]. For example, [23] associated the abrupt changes in isostatic gravity anomalies to zones of high seismic hazard with magnitudes exceeding M_s 6.0 in the Longmen Shan Mountains (LMS). [21] discussed the compensation mechanisms in the North China Craton by comparing the gravity Moho and the isostatic Moho. The authors concluded that most of the earthquakes ($M_L > 4$) occurred beneath areas

situated between noncompensation and compensation states. However, in Cameroon, there are very few regional studies dealing with the interpretation of isostatic maps and discussion about the isostatic state beneath the region [24, 25], whereas isostatic map analysis and interpretation is common elsewhere. Even though [24] suggested that isostatic equilibrium is not satisfied for most of the mountain ranges observed over the Southern CVL, there is no direct relationship between isostasy and earthquakes made by the authors in light of historical and recent earthquake data [26–29]. However, such a study could be helpful to identify isostatic constraints causing natural disasters of seismic nature in the study area.

To enhance the understanding of the isostatic state of the Southwestern CVL as well as the prominent tectonic features crossing the study area, it could also be interesting to compute the Moho depth. Thus, an accurate Moho geometry could be helpful to study the influence of the crustal thickness in compensating the topographic load. Numerous gravity and seismological studies have been conducted to investigate the internal lithospheric structure of the Southwest region of Cameroon by mapping the Moho depth. Some resulting Moho depth map has been interpreted in terms of seismic wave propagation and seismic tomographic imaging [1, 30–33]. For example, the study of [30] revealed that thick crust and fast upper mantle velocities are observed beneath cratons. In contrast, thin crust and slow upper mantle velocities are present beneath Mesozoic and Cenozoic rift. Later, [1], by using 1D shear wave velocity models, estimated the crustal thickness of (35–40 km) beneath the Southern CVL, a thicker crust (43–48 km) within the CC and a thinner crust (26–31 km) beneath the West coastal zone. More recently, the regional study of [33] revealed a crustal thickness is increasing from 28 km in the Garoua rift to 42 km within the CC, while beneath the CVL and the PAB, the crustal thickness varies between 33 and 40 km. These authors also compare the topography and the crustal thickness in Cameroon. They assumed that the crust beneath both the Adamawa plateau and the Garoua rift is in Airy-type isostatic equilibrium, and the Moho interface deflection does not affect directly the elevation in South Cameroon. Concerning gravity-based techniques, [4, 5] used the power spectrum method to delineate major crustal discontinuities of the geological features in West-Central Africa; they suggest that the general crust thickness beneath the Congolese Craton exceed 30 km and could reach 50 km while a thinning of the crust is observed beneath the Mobile belt and the rift zones. Later, [2, 18] performed gravity modeling and spectral analysis to study the variation in crustal thickness of the dominant tectonic features in the South Cameroon. These authors concluded about the gradual increase of the Moho depth from the coastal area with positive anomalies (about 28 km) to the Northwestern boundary of the CC (about 45 km) with negative anomalies and suggested an Airy model of compensation. Several authors have also used the satellite gravimetric model to provide a more accurate result on the estimation of the crustal density and thickness variation. More recently, [34] analyzed the WGM 2012 gravity model to compute the Moho depth of the Mobile belt and

the CC through 2D spectral analysis. Their study allowed us to relate the continental collision between the CC and the PAB to the metacratonization processes due to the dense lower crust presence under the southern part of the Adamawa-Yade domain. [35] used the recent XGM 2016 gravitational model combined with seismological constraints to provide a refined Moho model of the major tectonic features in Cameroon. They assumed an overcompensation of topographic masses over the major geological features in Cameroon except for the Garoua rift. Despite the fact that the studies mentioned above have successfully provided the Moho depth estimate for major tectonic features crossing the study area, none of these studies have proposed an estimate of the crustal thickness from the topography. We therefore propose in this study, in addition to the Moho undulations from the gravimetric inversion, a Moho calculated from the isostatic-gravimetric methods. Then, the comparison of these 2 quantities will allow to have an overview of different factors responsible for the surface deformations and to draw some conclusions on the geodynamics of the region [36–38].

This study uses the EIGEN 6C4 gravity model to image the Moho depth from the Parker-Oldenburg inversion method beneath the Southwestern CVL, the CC, and adjacent areas. Then, to analyze the crust stability beneath the region, an isostatic Moho was computed from the local Airy Heiskanen theory followed by the estimation of the compensation rate in the continental domain of the study area. Finally, the geodynamics of the region based on the isostatic results and its relationship with the seismicity is also discussed.

2. Geological and Tectonic Settings

The study area is located in the Southwest region of Cameroon, and it lies between latitudes 1° and 6° N and longitudes 9° and 14° E (Figure 2). The study area bears traces of the main geological events that have marked the African continent and is considered to be a complex geodynamic area. It is mainly characterized by continental sedimentary basins, the Northwestern part of the CC, the PAB, and the southwestern continental part of the CVL. The continental sedimentary basins are the Douala/Kribi-Campo basin and the Mamfe basin. The Douala/Kribi-Campo basin belongs to the West African margin and is mainly composed of cretaceous series of the Atlantic coast during rifting [8]. The Mamfe basin, an intracontinental rift basin formed during the reactivations of preexisting Braziliiano-Pan-African lineaments, consists of a thick layer of sediments lying on the Precambrian granito-gneissic basement [39, 40].

The CC in southern Cameroon comprises three structural units, namely, the Nyong, the Ntem and the Ayna [44]. The Ntem unit is mainly composed of Archean materials including the intrusive plutonic complex of Syntectonic granitoids, charnockites rocks dated at ca. 2.9 Ga [45–47], and non-charnockitic rocks dated at ca. 2.6 Ga. By contrast, the Nyong unit is dominated by gneisses, metasedimentary rocks, Tonalitic Trondhjemitic and Granodioritic (TTG) suite, quartzites and granitoids [48]. The Ayna unit,

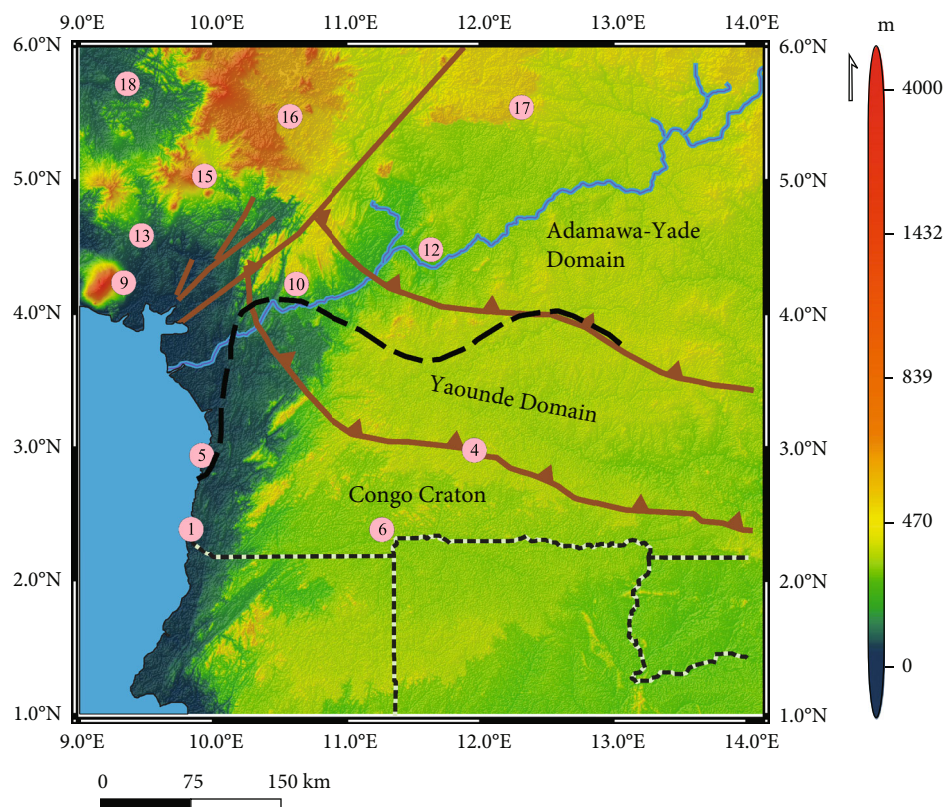


FIGURE 2: Topographic map of the study area; the location of 12 out of the 32 Cameroon Broadband Seismic Experiment (CBSE) sites are shown by pink circles; the dashed black line represents the assumed CC limit [18, 41–43].

which is the eastern edge of the CC, comprises rocks similar to those of the Ntem unit and mainly consists of metamorphic rocks (leptynites, amphibolites, and gneiss), intrusive rocks and greenstones [49].

The PAB is located between the West African Craton to the North and the CC to the South. The rocks belonging to this area resulted from the collision between four tectonic structures, including the Sao Francisco Craton, the Congo craton, the West African craton, and the Pan-African Belt during the Gondwana formation [50–52]. Several shear zones also cross the study area including the Kribi-Campo Shear Zone (KCSZ), the Central Cameroon Shear Zone (CCSZ), and the Sanaga Shear Zone (SSZ) [13, 53]. The collision between the CC and the Mobile Belt has led to some Proterozoic sediments' thrust on top of the Northern edge of the CC [50, 51, 54]. The CVL represents the 1600 km NE-SW alignment of different volcanoes that extends from the oceanic zone which comprises the islands of Pagalu, Sao Tomé, Principe, and Bioko to his land section which comprises several volcanoes such as Mounts Cameroon, Koupé, Manengouba, and Bamboutos. The continental section of the Southwestern CVL is underlain mainly by the Pan-African basement formations, including schists and gneisses intruded by granites and diorites [55, 56]. Most of the Cenozoic volcanic rocks which composed the CVL are dominantly alkaline basalts, trachyte, rhyolite, and nephelinitic lavas [57, 58].

3. Data and Method

3.1. Gravity Data. The gravity data used in this research work derived from the European Improved Gravity Model of the Earth by New techniques (EIGEN-6C4) [59], developed by the Geo Forschungs Zentrum (GFZ) Potsdam and Groupes Recherches Géodésie Spatiale (GRGS) Toulouse. The model is a compilation of onshore and offshore gravity data including land, satellite gravimetry from GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment), LAGEOS (Laser Geodynamics Satellites), and GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) missions. The EIGEN-6C4 gravity model, the latest combined global gravity field model in terms of advanced measurement techniques and systems, has resulted in new and more accurate gravity field data, even in areas of very low coverage. Thus, to address the problem of the inadequate spatial coverage of terrestrial data in the inaccessible areas (including islands and mountainous regions), the GRACE and GOCE data were combined to build a precise satellite-only contribution to the resulting model up to degree 240 [60]. [61] provided a specific band-limited combination approach, which allowed them to maintain a high precision from the space data in the lower frequency domain of the geopotential and to create a smooth transfer to the high-frequency information from the terrestrial data. The model is completed up to degree/order 2190 in terms of spherical harmonic coefficients. The

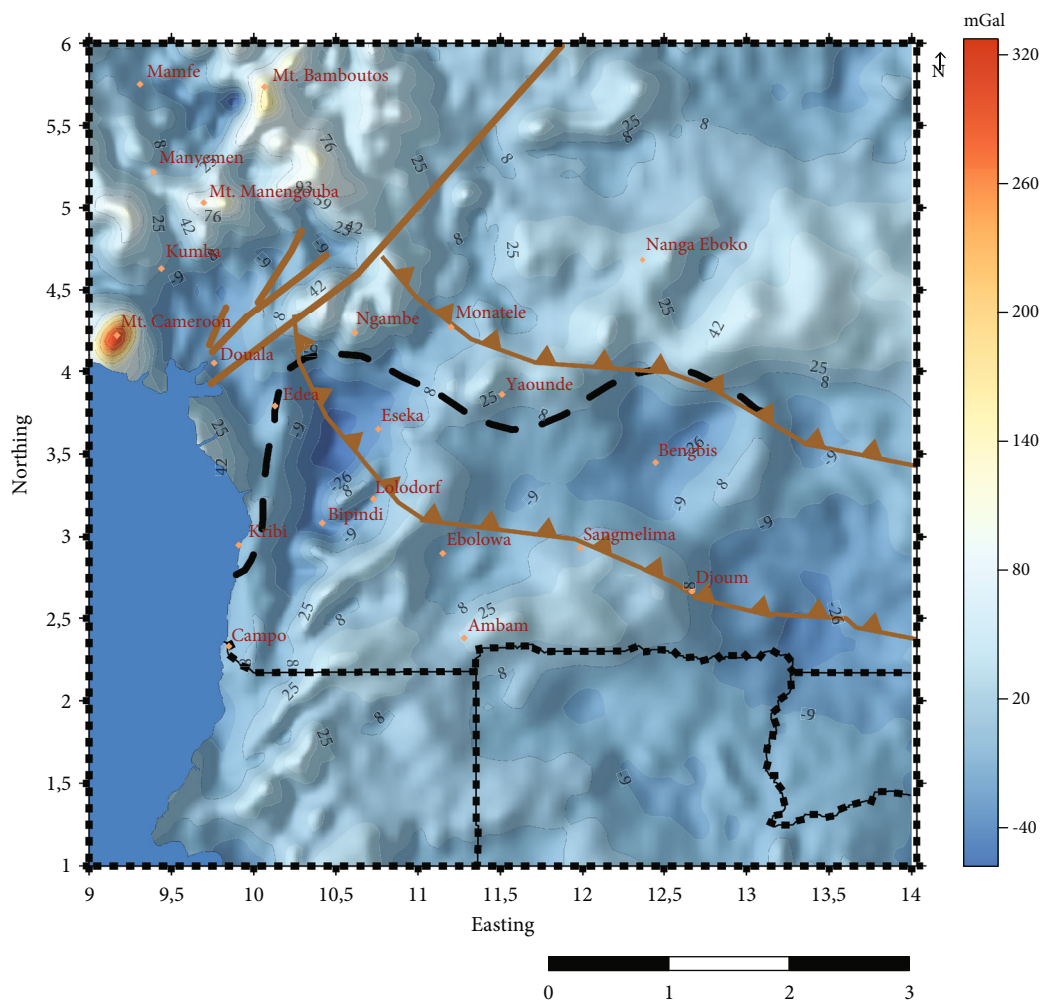


FIGURE 3: Free-air gravity anomaly map of the study area.

gravity model, which is the latest version of the EIGEN-6C series contains the complete SGG data of the GOCE mission and provides the best orbit adjustments for GOCE. The gravity data derived from this high-resolution model have been successfully interpreted in terms of geophysical lineament analysis [62] and crust-mantle boundary studies [63].

The EIGEN-6C4 model is used to generate the free-air gravity disturbances from the data portal of the ICGEM (International Center for Global Earth Models) [64, 65], and the gravity values are converted to a regular grid spacing of 0.05° (Figure 3). The topographic, the bathymetric, and the sediment gravity corrections have been consecutively applied to obtain a refined Bouguer anomaly map computed with the same grid spacing used for the free-air data. The topographic and bathymetric corrections were computed using ETOPO-1 data for elevations/bathymetry [66] by following a tesseroïd approach. The process details of this method can be found in the studies of [35, 67–69]. The density values of 2.67 g/cm^3 and 1.63 g/cm^3 were used, respectively, for the topographic and bathymetric corrections.

3.2. Gravity Anomaly and Spectral Analysis. The EIGEN 6C4 global model is used in this study to image the Moho depth

of Southwestern Cameroon by using gravity inversion. The free-air anomaly map (Figure 3) shows gravity values ranging from -58 to 320 mGal . It shows many closures around gravity ‘highs’ and ‘lows.’ The gravity highs are observed along the Southwest CVL and follow a prominent NW-SE direction between Mount Cameroon and Mount Bamboutos. In the transition zone between the CC and the PAB, a strong positive anomaly ($\sim +42 \text{ mGals}$) covering a wide part of this segment extends eastward and is interrupted abruptly in the South by gravity lows. The comparison between the free-air and the Bouguer anomalies shows that the gravity high observed in Mount Cameroon is amplified and more localized on the free-air gravity map where it reaches approximately 300 mGals . It is noticed that in Mount Cameroon, the free-air anomalies are found to be highly positive together with the Bouguer anomalies which are inconsistent with the topography and could suggest a local uncompensation within this area.

We also observed some inverse relationships between gravity anomalies and topographic elevations in the coastal plains and some parts of the Yaounde Domain. Along the South coast of Cameroon, low positive anomalies with N-S linear trends are observed, especially in the Douala/Kribi-

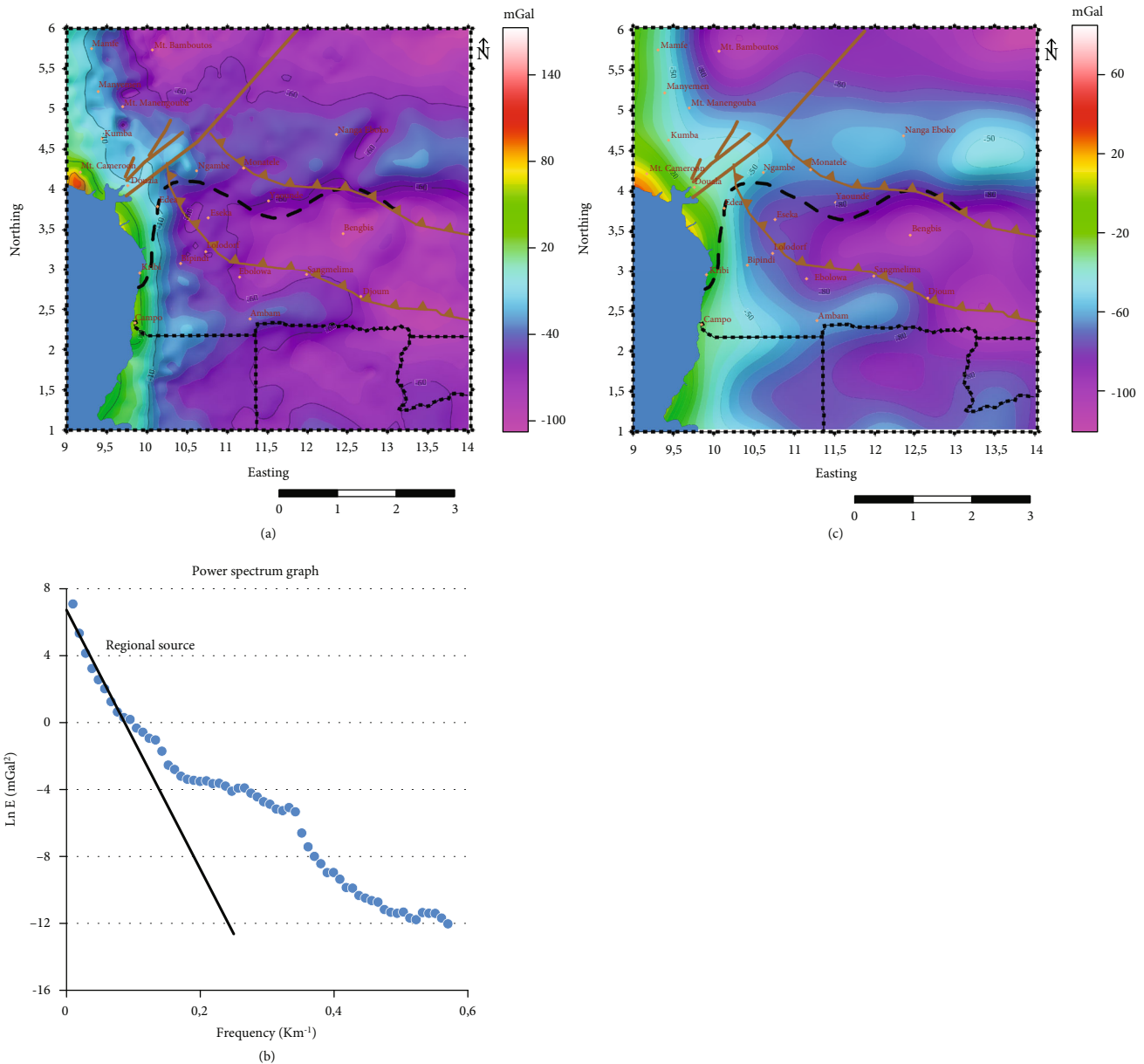


FIGURE 4: (a) Refined Bouguer anomaly map of the study area. (b) Power spectrum graph of the refined Bouguer gravity data. (c) Filtered gravity map obtained from the refined Bouguer map using the cosine roll-off filter.

Campo area. The maximum anomaly here is about +25 mGals. We were hoping to have a greater amplitude at this location given the proximity to the ocean. The inverse relationship is defined here by the presence of low positive gravity anomalies over the coastal basins as previously observed by [70] in parts of the eastern Mediterranean basin. Over medium mountain ranges, in the Yaounde Domain near the Bengbis-Djourn area, the free-air anomaly tends to be nearly -15 mGal on average. Lower negative gravity values determine a similar relationship over elevated terrain than expected under standard isostatic conditions.

The Bouguer grid values range from -107 to 176 mGal with a standard deviation of 52 mGals. It is important to highlight that the data grid slightly extends to the western

oceanic part of the study area of 110 km in order to reduce the boundary effects necessary for the gravity inversion. As our study is aimed at discussing the isostatic state of the dominant continental tectonic structures of Southwest Cameroon, the western Atlantic Ocean has been discarded from the discussion. The Bouguer gravity map (Figure 4(a)) shows an irregular distribution of the gravity anomaly from the West with gravity highs to the East with gravity lows. The major gravity highs along the coastal plain (Kribi-Campo area and Douala basin) are ascribed to the effect of long-wavelength sedimentary formations or the uprising of mafic materials that lead to diminishing depth of crust [71]. These large-amplitude anomalies observed along the coast (+40 mGals) seem to gradually decrease towards the interior

of the continent, where they barely reach low negative values (around -25 mGal). In contrast, the Southern highlands (Bengbis-Ebolowa area) shows an elongated gravity low with a NE-SW trend. This gravity of low amplitude (-85 mGal), which appears to extend to the East of Djoum could be related to the thickening of the lower crust underneath the craton domain [18, 71]. A low amplitude positive anomaly of +10 mGals is seen in the Ngambe region. This high appears to be caused by mantle intrusion injected by regional strike-slip faults (CCSZ) [72]. This anomaly appears to be broadening and extending further eastward along with the transition between the CC and PAB. The high gravimetric gradients which generally follow a N-S trend and having increased values towards the coast may suggest the presence of the Faults network that reflects the onshore transition of the continental crust [71]. To obtain the gravity signatures from the deep Moho interfaces, short-wavelength gravity signals have been subtracted from the Bouguer anomaly of dominant intrusive rocks (syenites, granulites) beneath the CC and intracrustal density interfaces. Before the filtering method, the 2D spectral analysis was applied to the Bouguer grid to estimate the mean depth of the Moho interface [73]. The depth of the causative source is expressed as follows:

$$D = \frac{\text{Ln}E(k_{r1}) - \text{Ln}E(k_{r2})}{4\pi(k_{r2} - k_{r1})}, \quad (1)$$

where k_{r1} and k_{r2} are, respectively, the start and end radial wave number and $\text{Ln}E(k_{r1})$ and $\text{Ln}E(k_{r2})$ are the natural logarithmic energy values corresponding to these wave numbers.

The power spectrum graph shows the slope of the best-fit straight line which refers to the regional sources associated with the crust-mantle boundary (Figure 4(b)). It shows frequency ranging from 0.0095027 to 0.095026 km^{-1} which corresponds to a wavelength of 660 km and 63 km, respectively. The average depth of the Moho boundary (Equation (1)) calculated from the slope of the linear segment that fits the data is 39 ± 3.44 km. This result is in agreement with recent seismological studies [1, 33, 74]. As our study area is dominated by the CC, it is important to remind that our results also join those of [75]. The authors investigated the crustal structure and properties within the Archean cratons of Gondwanaland. They found that the Moho depth beneath the CC is in a range of 37 to 46 km, with the average values from 40.1 km to 43.9 km. A cosine roll-off type filter was applied to the Bouguer anomalies to remove short-wavelength variations not associated with deep structures. It is a spectral-domain pass filter that maintains long wavelengths signal of the observed gravity data by using taper with a smooth cosine curve in the roll-off range [76, 77]. The advantage of this type of filter is its ability to retain spectral information for a specific range of cutoffs wavelength. The spectral analysis allows defining the frequency limits of the linear segment associated with the Moho interface. So a reference level of 39 km is found using a wavenumber range of 0.0095027 to 0.095026 km^{-1} . The degree of sharp-

ness of the cutoffs was set at two and is considered appropriate for filtering regional sources (Figure 4(c)) [77]. The regional gravity map shows anomalies ranging from -110 to 85 mGal. It reflects only the gravity influence of the Moho undulation going from the coastal regions (Douala/Kribi-Campo area) to the continental regions (Bengbis-Djoum area).

3.3. Inversion Procedure. The Parker-Oldenburg gravity inversion method was applied to the regional gravity anomaly to model the Moho interface. The application of this method has proved its effectiveness for geological studies dealing with Earth dynamics and consequently regional tectonics [37, 77]. Details on the inversion procedure can be found in [71, 78–81]. A low-pass filter $\text{HCF}(k)$ proposed by Oldenburg (1974) is introduced in the iterative procedure to reach convergence and to solve the problem of instability of the inversion process due to high frequencies signal in the Fourier domain. This filter is defined by

$$\text{HCF}(k) = \begin{cases} 1 & k < \text{WH}, \\ \frac{1}{2} \left[1 + \cos \left(\frac{k - 2\pi\text{WH}}{2(\text{SH} - \text{WH})} \right) \right] & \text{WH} \leq k \leq \text{SH}, \\ 0 & k > \text{SH}, \end{cases} \quad (2)$$

where WH and SH correspond, respectively, to the low and high frequencies, frequencies higher than SH are rejected and those lower than WH are fully retained, while frequencies between them are partly retained. As the FFT technique automatically introduces some boundary effects during the filtering, the original data grid is previously extended to a square grid size of 650 km \times 650 km by applying the maximum entropy method (MEM) [82, 83]. A truncation window length of 10 percent of the original grid is frequently used for the inversion procedure and is enough to reduce boundary effects. This value represents the extent of the edge map affected by edge effects which are removed later after inversion in order to retain only the map unaffected by edge effects. As the inversion process involves a priori information such as the average depth and the density contrast across the Moho interface, we adopt a mean reference depth of 39 km derived from the spectral analysis and a density contrast of 0.55 g/cm^3 . As a rule of thumb, the density contrast is less than 0.45 g/cm^3 within Archean cratons and would exceed 0.55 g/cm^3 under orogenic provinces [84]. So, the value of 0.55 g/cm^3 is found suitable within the southern CVL where great height changes in terrain elevation are observed. In contrast, beneath the cratonic area with strong magmatic intrusion associated with dense mafic and ultramafic materials of the lower crust, this value is a bit high.

In general, this value agrees with the density difference between the granite forming the crust and peridotite of the lithospheric mantle [85, 86]. Hence, tests are also made with different density contrast of $\Delta\rho = 0.45 \text{ g}/\text{cm}^3$ and $\Delta\rho = 0.65 \text{ g}/\text{cm}^3$. Considering the diversity and complexity of the geological provinces crossing the study area associated with the variation of the density contrasts with these structures, the

above density contrasts were chosen for the test to assess their influence on possible artifacts observed on the computed Moho gravity signal.

3.4. Airy Isostatic Model. The crust-mantle boundary, which is considered the major Boundary of the Earth's interior that separates the crust from the uppermost mantle, is crucial in defining the isostatic state of the crust. As the previous section allowed us to compute the Moho undulations by the gravity method, we now intend to predict the crustal thickness from the topographic data derived from the ETOPO1 global relief model. To study the dynamic isostatic effects of the Earth's crust, we use the common Airy assumption based on the compensation laws, which states that mountains appeared to be compensated by mass deficiency beneath it [87]. Although other isostatic assumptions based on flexural isostatic models exist for calculating Moho depths and should not be ignored [19, 86], it is beyond the scope of this paper to discuss compensation mechanisms based on regional models. This study is much more concerned with the contribution of the crustal thickness variations to isostatic compensation since in Southwest Cameroon, the evaluation of the isostatic compensation rate based on the Airy hypothesis has not yet been extensively investigated.

Figure 5 illustrates the scatterplot of the gravity Moho m in (km) versus the filtered topography t in (m), and the simple linear regression equation has been deduced by the least-squares adjustment [21, 36]. To avoid imprints of local features that are certainly not isostatic compensated, the topography has also been filtered according to the filtering process described in Section 3.2. Equations (4) and (5) refer, respectively, to the lower and upper limits of the confidence bound (Figure 5). The model we fit is as follows:

$$m_{\text{linear}} = 0.002955t + 38.03 \quad (3)$$

$$m_{\text{lower}} = 0.002972t + 38.09 \quad (4)$$

$$m_{\text{upper}} = 0.002939t + 37.97 \quad (5)$$

The estimated regression coefficient 38.03 refers to the zero-elevation crustal thickness which is closed to the mean depth reference derived from the spectral analysis. Using the Airy isostasy scheme [37, 88], the predicted isostatic crustal thickness is given by this relation:

$$M_{\text{topo}} = (\rho_c/\Delta\rho)t + H_0, \quad (6)$$

where t is the topography (in km), ρ_c is the density of the crust above sea level ($\rho_c = 2.67 \text{ kg/m}^3$), H_0 is the average crustal thickness at the coast (in km), and $\Delta\rho$ is the density difference between the crust and the mantle. We have assumed a value of 0.55 kg/m^3 for the density contrast, and we have chosen to compute the Airy Moho depth by using the same density contrasts tested for the gravity inversion.

4. Results

4.1. Validation of the Gravity Inversion. Figure 6 illustrates the topography of the inverted Moho interfaces and the his-

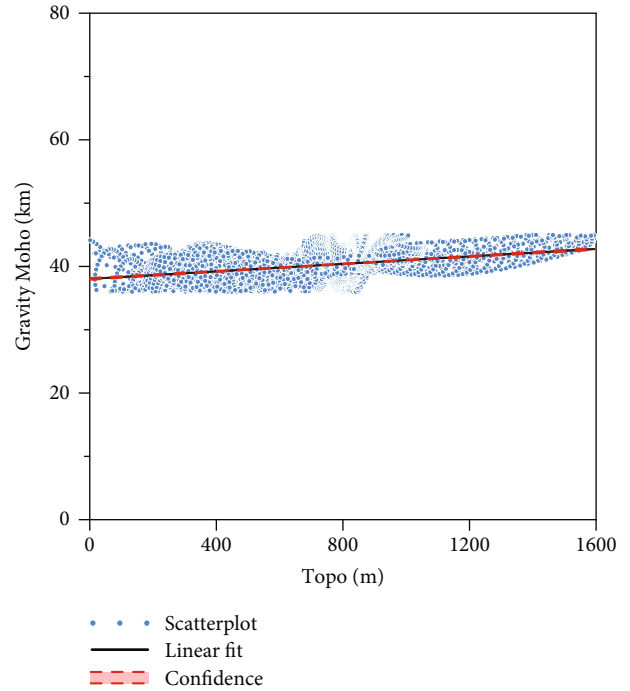


FIGURE 5: Scatterplot of gravity Moho ($\Delta\rho=0.55 \text{ g/cm}^3$) and the filtered topography with a regression black line. Confidence represents the 95% confidence interval which is the probability that the true best fit line (black line) for the energy slope lies within this interval.

tograms of the difference between the observed gravity anomalies and the computed anomalies according to the parameters classify in Table 1. The first observation derived from Table 1 is the increase of the iteration number with the decrease of the density contrast. The lower the density contrast, the higher the relief amplitude of the interface needed to satisfy the same observed gravity anomaly. As the low-pass filter applied to ensure convergence of the iterative process affects the high-frequency (and thus high amplitude) features, there is normal that more iterations are needed to produce a high RMS error for interfaces with higher amplitudes (i.e. high-frequency content). The histogram of the gravity residuals exhibits globally minor discrepancies with an acceptable range of misfits varying from -1 to 2.5 mGal with a mean gravity value of 1.4 mGal (see Table 2).

When fixing the reference depth of 39 km and increasing the density contrast from 0.45 to 0.55 g/cm^3 and from 0.55 to 0.65 g/cm^3 , the maximum amplitude of the Moho depth decreases, respectively, about 2.4 km and 1.77 km. So, a more difference of depth range and RMS error is observed for the variation between 0.45 and 0.55 g/cm^3 . Moreover, we observe a higher difference (+7.7 km) of the minimum amplitude of the Moho depth when passing from 0.45 to 0.55 g/cm^3 . This could suggest that the choice of smaller density contrasts could lead to unrealistic estimations of the minimum Moho depth values while increasing the density contrast reduces more computation time and the inversion process rapidly reaches convergence with a low RMS error.

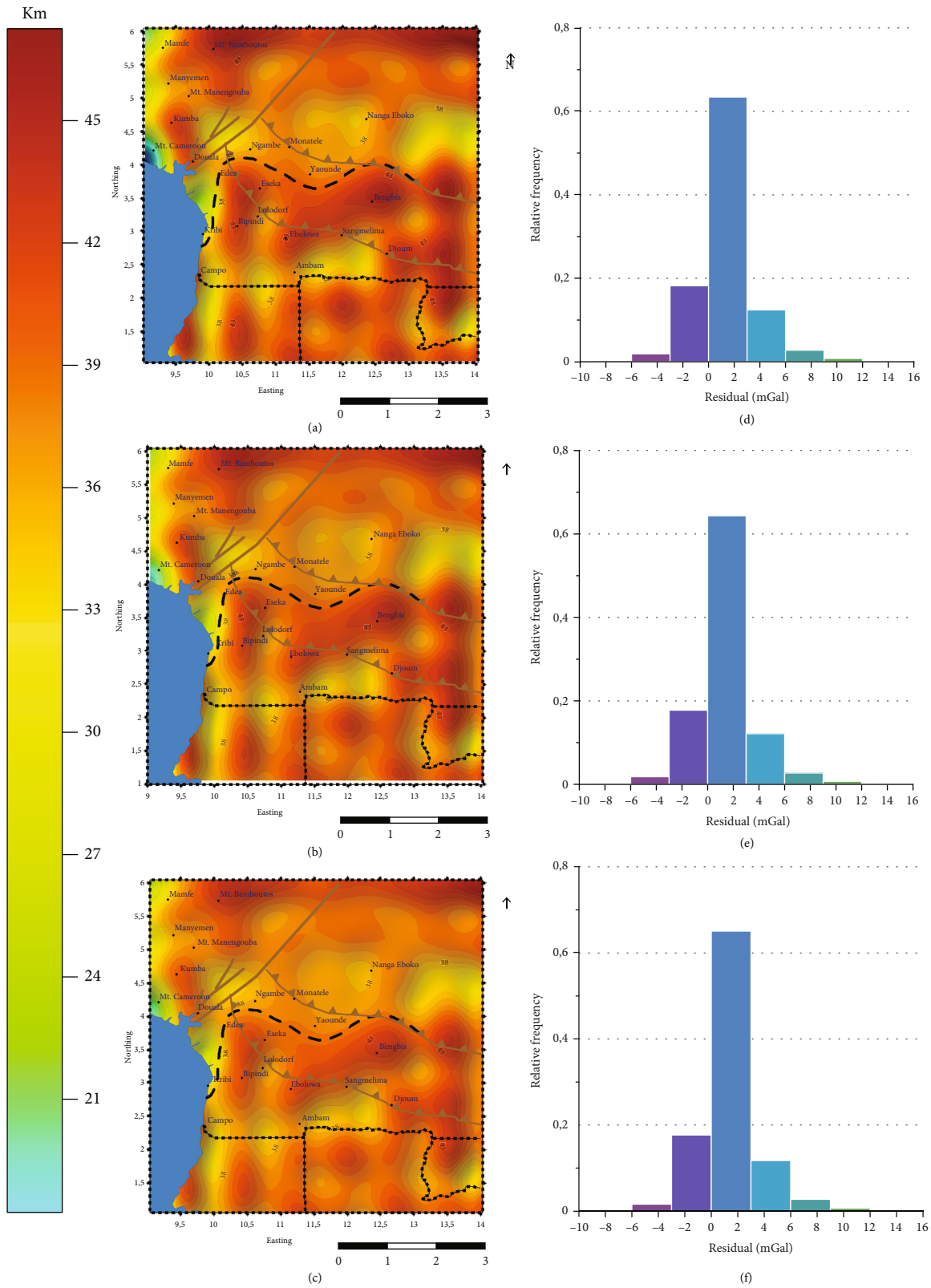


FIGURE 6: Computed contour map of the Moho depth by using the 3D gravity inversion of the regional gravity map, using density contrasts at the Moho level of (top) 0.45, (middle) 0.55, and (bottom) 0.65 g/cm³. The inverted Moho interface (a–c) and the histograms of the difference between the input regional map and the theoretical gravity map (d–f).

TABLE 1: Inversion efficacy.

| Mean depth reference: Z_0 | Density contrast: $\Delta\rho$ | | |
|-----------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| | $\Delta\rho = 0.45 \text{ g/cm}^3$ | $\Delta\rho = 0.55 \text{ g/cm}^3$ | $\Delta\rho = 0.65 \text{ g/cm}^3$ |
| | ITER = 7 | ITER = 6 | ITER = 5 |
| $Z_0 = 39 \text{ km}$ | RMS = 0.0163 km | RMS = 0.0116 km | RMS = 0.0098 km |
| | 5.2–51.9 km | 12.9–49.5 km | 17.84–47.73 km |

TABLE 2: Statistics of the gravity residuals (difference between the observed gravity anomaly and the one due to inverted Moho interface).

| Gravity residuals | Min (mGal) | Max (mGal) | Mean (mGal) | STD (mGal) | Median (mGal) |
|------------------------------------|------------|------------|-------------|------------|---------------|
| $\Delta\rho = 0.45 \text{ g/cm}^3$ | -7.7 | 15.1 | 1.4 | 2.2 | 1.2 |
| $\Delta\rho = 0.55 \text{ g/cm}^3$ | -7.5 | 15.2 | 1.4 | 2.2 | 1.2 |
| $\Delta\rho = 0.65 \text{ g/cm}^3$ | -7.3 | 15.1 | 1.4 | 2.1 | 1.4 |

4.2. *Gravity Moho Depth and Comparison with Previous Geophysical Survey.* The gravity Moho calculated using the mean depth of 39 km and the density contrast of 0.55 g/cm^3 varies from 12.9 km to 49.5 km. Below the central part of the Yaounde Domain, the Moho topography describes a NE-SW depression where a depth of up to 45 km is reached at Bengbis. A deep Moho is also observed in the eastern end of the Yaounde Domain describing an elliptical shape with an east-west extent of 55.5 km and a north-south extent of 250 km. The areas of shallow Moho that belong to the transition zone beneath the CC and PAB, preserve their identical pattern and shape except for their Moho minimum amplitude when varying the density contrasts from 0.45 to 0.65 g/cm^3 . At only 36 km on average, these areas are marked by a Moho shallower than the Moho of the Yaounde Domain, but it becomes deeper towards the North where it reaches almost 42 km. These local areas, controlled by the general eastward crustal thinning seem to separate two regions of deep Moho. With an average depth of 42 km, the first area belongs to the northern part of the Adamawa-Yade Domain, and the second area belongs to the CC and the Yaounde Domain. The same process is observed on the Bouguer gravity map and more accentuated on the regional gravity map. The broad gravity highs between latitude 4° and 5° separate areas of low gravity anomaly. This could suggest the uprising of the Moho interface towards the continental crust probably due to the intrusion of high-density materials responsible for the general thinning of the Earth's crust beneath the region. This hypothesis is consistent with that of [35], who linked this elongated E-W gravity signal to the presence of high-density materials resulting from the uplift of the mantle to a shallow depth. Mount Cameroun exhibits shallow crustal roots with a Moho depth of 34 km. along the Southwest CVL. The Moho depth deepens gradually northward from 34 km within Mount Cameroun to almost 45 km in Mount Manengouba. In the Douala/Kribi-Campo basin, the Moho is approximately 2.5 km shallower than the reference depth. The Moho depth gradually increases eastwards from

36.13 km beneath the Kribi-Campo area to approximately 42 km within the CC, where a maximum depth of 45 km is reached near Bengbis (Yaounde Domain). This increase in crustal thickness towards the East correlates with previous gravity studies [2, 18]. In general, the Moho undulations mirror the refined Bouguer anomaly in some parts of our study area, such that low Bouguer gravity values produce thick crust (Yaounde Domain) and high gravity values reflect a shallow Moho (coastal plain).

Some comparisons of our Moho model with those obtained from the previous geophysical surveys at seismic station locations (Figure 2) are also performed in this study to test the efficiency of the gravity inversion (Table 3). 15 out of the 32 broadband seismic stations deployed between 2005 January and 2007 February in Cameroon have been selected to make the comparison. From the comparison of our crustal thickness estimate with those obtained by recent gravity studies of [34, 35], it is noticed that most of our results by tectonic provinces in terms of terrain average join those of [34]. As seen from this comparison, our results closely match the Moho model of [34] in the most tectonic provinces of the study area; differences are mainly within $\pm 1.5 \text{ km}$. The comparison between our model and the model of [35] reveals a mean difference of 4.31 km and a standard deviation of 2.56 km (Figure 7). The two models are consistent with the general thickening of the crust within areas belonging to the CC, and the crustal thinning beneath areas situated in coastal plain and the transition between the CC and the PAB. These differences may be related to the fact that [35] made a complete crustal study in the entire country integrating all the tectonic features that cross Cameroon, while this study is more localized on the CC and its surroundings. Furthermore, the authors used a mean reference depth of 32 km which is 7 km lower than our estimated average depth. Given the significance of this parameter in gravity inversion and the fact that our study area is dominated by the CC, the choice of a reference depth of 39 km appears to be a logical choice [75]. Nevertheless, it is expected that using smaller density contrasts will produce larger

TABLE 3: Comparison between the Moho density interfaces derived from this study and those obtained by previous geophysical surveys. ¹Moho depth derived from joint inversion of receiver function, Rayleigh wave dispersion and ellipticity measurements [33], ²Moho depth derived from joint inversion of Rayleigh wave group velocities and receiver function [1], ³Moho depth derived from teleseismic receiver functions [74]. The seismic data were recorded between 2005 January and 2007 February by the CBSE.

| Terrain | Stations | This study | Gravity [35] | Gravity [34] | Seismic ¹ [33] | Seismic ² [1] | Seismic ³ [74] |
|-------------------|----------|------------|--------------|--------------|---------------------------|--------------------------|---------------------------|
| Coastal plain | CM01 | 38.45 km | 27.02 km | 42 km | 40.53 km | 28 km | 37.6 km |
| | CM05 | 36.13 km | 28.4 km | 43 km | 36.94 km | 28 km | 37.5 km |
| Terrain average | | 37.29 km | 27.71 km | 42.5 km | 38.73 km | 28 km | 37.55 km |
| CC | CM06 | 41.85 km | 30.51 km | 42 km | 39.03 km | 45.5 km | 41.8 km |
| | CM04 | 38.95 km | 35.34 km | 39 km | 41.42 km | 45.5 km | 47.5 km |
| Terrain average | | 40.4 km | 32.92 km | 40.5 km | 40.22 km | 45.5 km | 44.65 km |
| PAB | CM10 | 38.02 km | 37.42 km | 37 km | 35.74 km | 38 km | 35.8 km |
| | CM12 | 38.05 km | 34.33 km | 37 km | 37.57 km | 38 km | 37.8 km |
| | CM17 | 40.31 km | 36.41 km | 37 km | 35.22 km | 35.5 km | 37.8 km |
| Terrain average | | 38.79 km | 36.05 km | 37 km | 36.17 km | 37.16 km | 37.13 km |
| SOUTH-WESTERN CVL | CM09 | 34.50 km | 34.24 km | 30 km | 38.62 km | 40,5 km | |
| | CM13 | 42.15 km | 32.28 km | 44 km | 30.4 km | 28 km | 36.5 km |
| | CM15 | 40.45 km | 34.99 km | 40 km | 28.96 km | 33 km | 30.7 km |
| | CM18 | 37.62 km | 36.15 km | 39 km | 33.19 km | 30.5 km | |
| Terrain average | | 40.45 km | 40.3 km | 40 km | 35.52 km | 35.5 km | 32.2 km |
| Terrain average | | 38.97 km | 35.59 km | 38.6 km | 33.33 km | 33.5 km | 33.13 km |

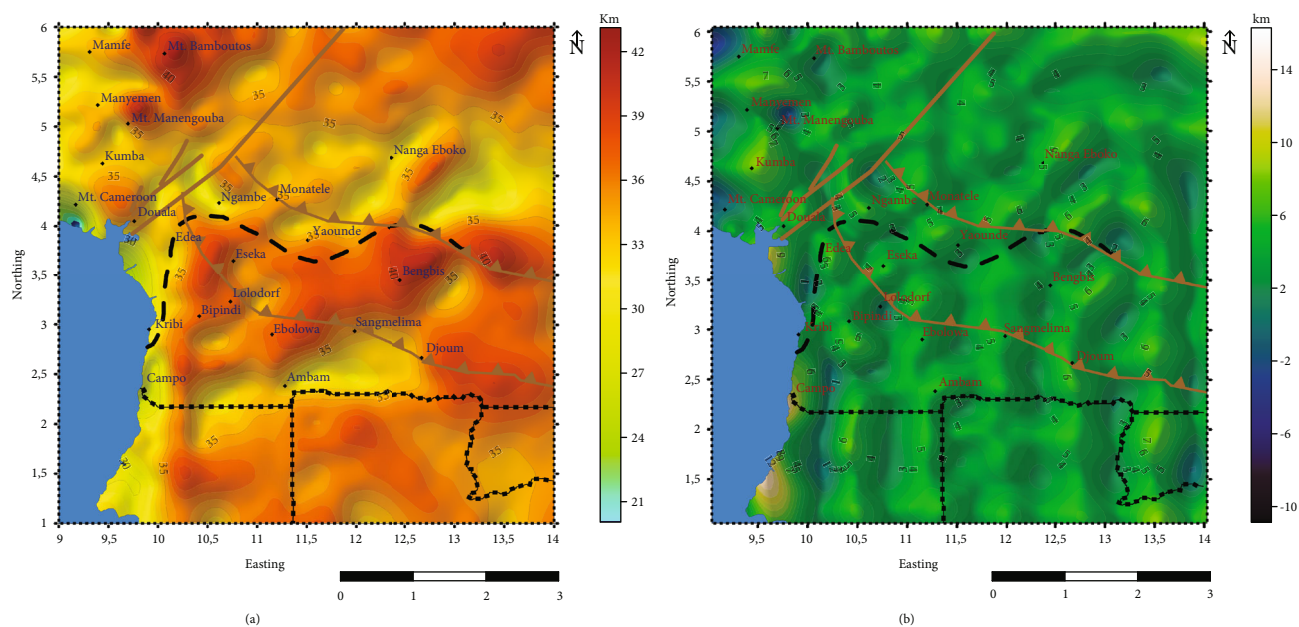


FIGURE 7: (a) Computed contour map of the Moho depth derived from [35]. (b) Difference between the Moho depth map of Figure 6(b) and the Moho depth map of [35].

undulations and a better correlation with the results of [35] for areas situated within the coastal plain and the transition zone between the CC and the PAB.

The comparison between our results with those obtained from previous seismological studies reveals some correlation and divergence dependent on the data used and their pro-

cessing. Beneath the coastal plain (CM01, CM05) and the PAB (CM10, CM12, and CM17), our computation is in agreement with [33, 74]; the difference in terms of terrain average does not exceed ± 2.62 km both beneath the coastal plain and the PAB. Beneath the CC (CM06, CM04), our results also closely agree with those published by [33] with

a minor difference of 0.18 km on average; concerning [1, 74] the differences in the same area are about -5.1 km and -4.25 km, respectively. However, our results diverge from those obtained by [1] only in the coastal plain where the difference in terms of terrain average is 9.29 km. The Moho depth obtained by [33, 74] also reveal large discrepancies with the Moho computed by [1] in the same area. The less dense network of seismic data in the investigated area could be a contributing factor to the large differences observed between our results with those of [1]. Furthermore, the estimated gravity Moho arises from a density contrast calculated by considering a constant density value of 2.67 g/cm^3 for all materials over the mean sea level. This would also contribute additional error for the estimation of the Moho depths in the coastal margin.

Our results also show a relatively thick crust beneath most of the stations belonging to the Southwestern part of the CVL (CM13, CM15, CM18 and CM16) with a crust thickness varying from 37 to 42 km while results of [1, 33, 74], for the same stations reveal a crust thickness ranging from 28 to 35 km. The difference between our results with those of [33, 74] and [1], in terms of terrain average is approximately $+5.65$ km in the South-western CVL. It is noticed that these discrepancies are obtained for high elevation zones where intense seismic activities are observed. In their investigation of the crustal structure beneath Tien Shan, [89] found a larger discrepancy of 7.2 km when comparing the constant density Moho model with the Moho model from seismological studies of [90] within the Southwestern part of the Central Tien Shan and a more difference of about 20 km when comparing the density grid model with results of [90] within Central Tianshan and beneath high mountainous of the Pamir mountains. Thus, the model resulting from our gravity inversion method is in agreement with other models, where gravity estimates are generally equal or less than 5 km of seismic results [89, 91] but can be occasionally more than 10 km in error as suggested [92, 93]. Despite the limitation due to the low seismic constraints and the non-uniqueness of the results derived from the gravity inversion, our results of the Moho model, as well as gravity disturbance, agree with seismic considerations of [94] who hypothesized that at longer periods (25-35 s), the group velocities are related to the crust thickness and that areas dominated by lower velocities as the CC and the Southwestern part of the CVL correspond to a thicker crust. The same hypotheses were put forward by [95], the latter studied the structure of the crust below the Corinth rift region. The comparison of the Moho gravity with the tomographic model allowed them to relate the deep Moho depth to the low velocity beneath the Peloponnisos area.

4.3. Percentage of the Isostatic Compensation. The crustal root has been computed in this study by following the theory described in Section 3.4. Figure 8 illustrates the Moho depth inferred from the Airy assumption computed with different density contrast of $\Delta\rho = 0.45 \text{ g/cm}^3$, 0.55 g/cm^3 , and $\Delta\rho = 0.65 \text{ g/cm}^3$. When varying the density contrast, the depth contour lines of the isostatic Moho appear to be the same

for the three maps but differences are observed at the peaks and valleys of the Moho deflections.

The percentage of isostatic compensation of a region is defined as the percentage of the gravity moho-isostatic Moho with respect to the gravity Moho using the same constant density contrast [21, 89]. Herein, we evaluate the amount of compensation by using the gravity Moho and the isostatic Moho with a constant density contrast of 0.55 g/cm^3 (Figure 9). Generally, three configurations can be inferred from this comparison, and therefore, new insights concerning the geodynamic can be drawn: the over-compensation (the Moho gravity is deeper than the isostatic Moho), the under-compensation (the isostatic Moho is deeper than the Moho gravity) and the complete compensation, i.e., the mass deficiency of the crustal root equals the excess load on the surface (the isostatic Moho and gravity Moho are about the same). The undercompensated areas are characterized by a compensation rate lower than -1% , especially for the main volcanoes that belong to the South-Western CVL such as Mount Cameroon and Mount Manengouba. The coastal plain which consists of main sedimentary basins such as the Douala/Kribi-Campo basin and the Kumba graben is characterized by a compensation rate that exceeds 5% , which indicates that the crust beneath these areas is over-compensated. The Yaounde domain is also dominated by an over-compensated crust. The over-compensation followed a NNE-SSW trend in the Eseka-Bipindi area with a high compensation rate of approximately 20% . The Yaounde Domain, in its central part is characterized by a high compensation rate trending ENE-WSW along the Bengbis-Ebolowa zone. This high extends to the East of the Yaounde Domain, where it follows a general N-S trend to the East of the Djoum area. In the CC, a major trend characterized by a low compensation rate extends from near Sangmelima in the North to near Ambam in the South. This low has a general ENE-WSW strike with a minimum amplitude of -13% . Our result also reveals an E-W alignment of some pronounced under-compensated areas between latitude 4° and 5° in the southern end of the Adamawa-Yade domain near the Ngambe and Nanga Eboko areas.

5. Discussion

5.1. Isostatic State and Geodynamic Insights. To study the dynamic effect of the long-wavelength density interfaces with respect to the topographic heights of the major tectonic features crossing the South-west region of Cameroon, we first estimated the Moho depth derived from the gravity inversion. Secondly we computed the Moho inferred from the Airy isostatic assumption and finally a comparison between the two models was made to evaluate the degree of isostatic compensation. The test of different Moho density contrast for a fixed Moho reference depth (38 km) allows seeing the influence of each density contrast on the resulting Moho geometry. As expected, the use of gravity inversion with different density contrast affects the long-wavelength Moho features of the cratonic zones, areas belonging to the Yaounde domain and the South-western CVL.

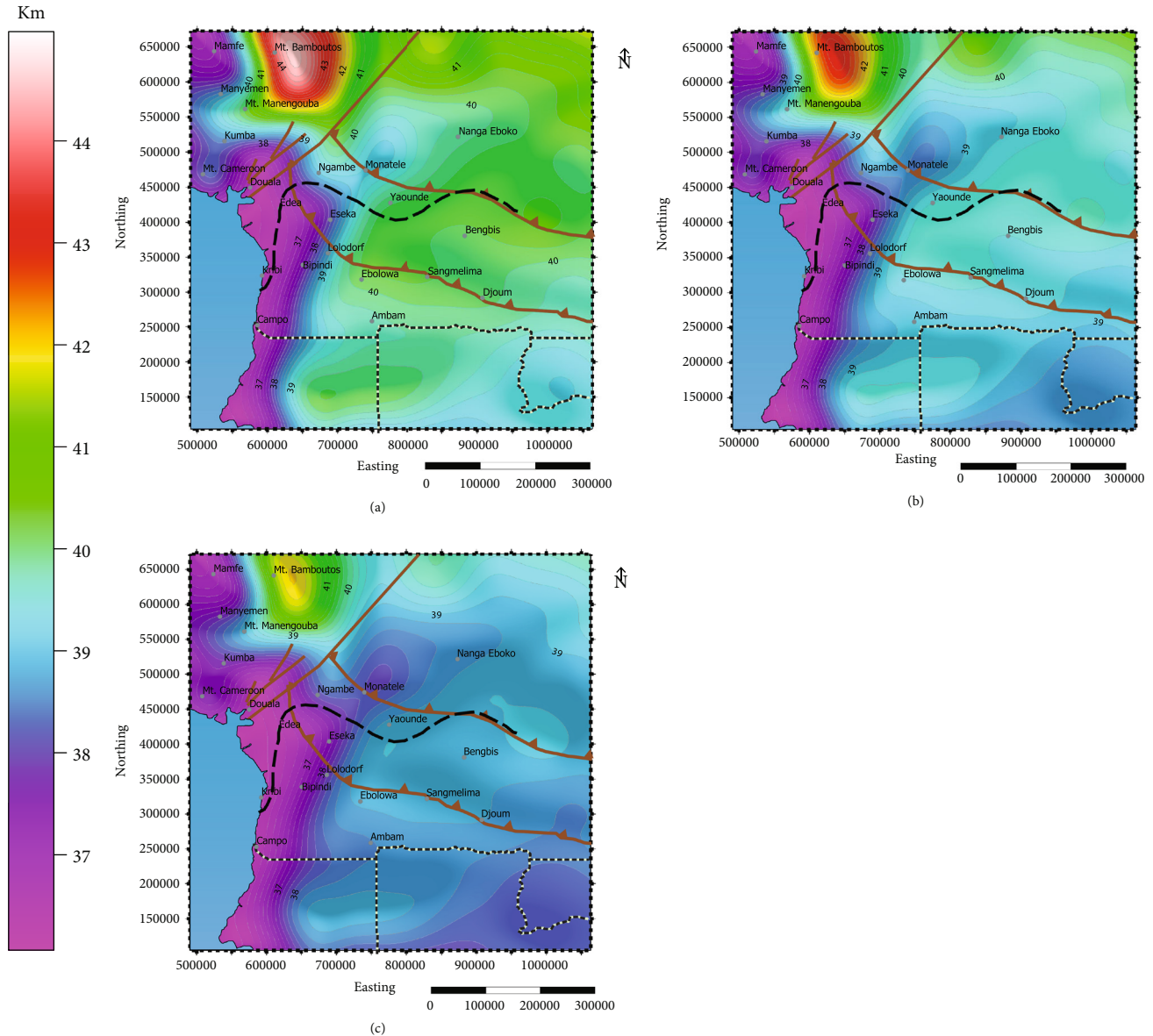


FIGURE 8: Computed contour map of the isostatic Moho depth by using topographic data, using density contrasts at the Moho level of 0.45 (a), 0.55 (b), and 0.65 g/cm^3 (d).

The degree of the isostatic compensation has been deduced by following the formulation described in Section 4.3. Our results reveal that under-compensation areas are situated under the Main volcanoes of the South-western CVL with a compensation rate lower than -1%. This result is in agreement with the findings of [24] who suggest that conditions of complete isostatic compensation are not fully satisfied with the high Mountainous of the CVL. Indeed, Mount Cameroon, the highest elevated area (~ 4000 m) of Southwest Cameroon, is particularly characterized by an isostatic compensation rate of -31%. Considering a viewpoint of the isostasy theory, this could suggest that the crust beneath Mount Cameroon is not yet fully compensated and we can speculate that the crust could still undergo gradual subsidence in Mt. Cameroon (together with the topographic elevation) until a state of equilibrium is reached [37, 96].

In contrast, [97] from deep-imaging seismic and gravity results, justified the isostatic imbalance of the crustal blocks to the manifestation of the asthenosphere upwelling that leads to the crustal thinning beneath Mount Cameroon. Also, the authors argued that the building of the mountain ranges over CVL islands and seamounts was the effect of crustal uplift instead of the construction of shield volcanoes with thick crustal roots. Later, [98] by analyzing shear-wave splitting parameters also proposed that the CVL was built by a progressive thinning of the lithosphere through basal erosion following a line with the maximum flow intensity that leads to decompression melting. Given the above seismic considerations, we note that the authors reject the hypothesis that the mountain ranges of the southwestern CVL were built by progressive thickening of the Earth's crust, but instead argue for the tectonic processes that led to the Moho

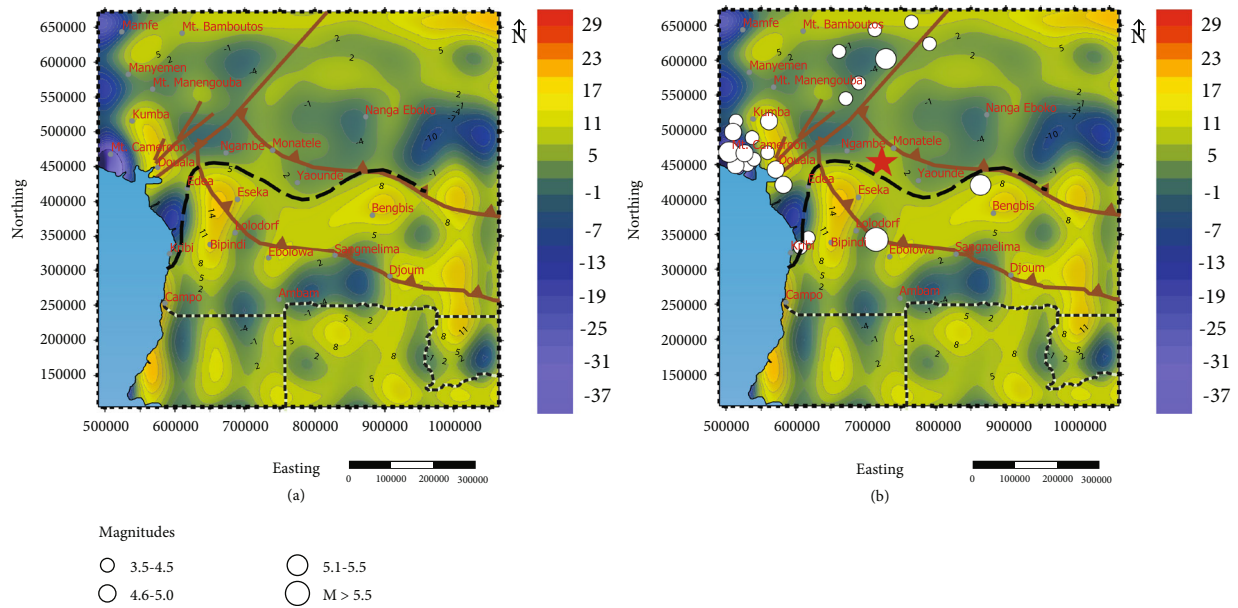


FIGURE 9: (a) Percentage of isostatic compensation according to the Airy-Heiskanen theory. Compensation lower than -1% indicates areas of undercompensation as the main volcanoes of the Southwestern CVL (Mount Cameroon and Mount Manengouba); compensation upper than 5% represents areas of over-compensation as the coastal plain (Douala/Kribi-Campo basin and the Kumba graben) and the Yaounde domain. (b) Superposition of the seismic events on the compensation rate map. Historical Earthquakes are shown for $M > 3.5$ from 1852 to 2002, and the red star represents the epicenter of the March 19, 2005 event. The seismicity data were taken from [43].

uplift and therefore to a thinning of the crust. Consequently, we argue that the Bouguer gravity highs of about +100 mGal observed over Mount Cameroon could not be related to the topography but are probably associated with the internal masses of the subsurface, probably to the rising of abnormally hot rocks coming from the mantle. The same observation was made by [99] who suggested that the Bouguer highs ($\sim +110$ mGal) over volcanoes of the island of Hawaii (~ 1143 m in altitude) are not associated with topography but to subsurface sources, probably volcanic feeder pipes. In light of these observations, we can conclude that the Airy assumption could not probably explain the mass excess over Mount Cameroon. Thus, the Mount Cameroon of the southwestern CVL could also be considered as part of areas where the local Airy model computed with a constant crust density of 2.67 kg/m^3 is limited to justify the observed gravity anomalies and the topographic load. In addition, studies of [87] have reached similar conclusions in two locations of the world such as the Hawaiian Islands and the Tibetan Plateau. The author showed that local Pratt and Airy models are unable to explain the presence of gravity anomalies in these areas while the regional model setting up by [100] could better justify these observations.

Similarly, an under-compensated crust is observed within Mount Manengouba. This area is marked by a high magnitude compensation rate of approximately -2%. The higher isostatic compensation rate in contrast to the low isostatic compensation rate in Mount Cameroon implies that the difference in depth between the isostatic Moho and the gravity Moho is less important than that observed under Mount Cameroon. From the viewpoint of the Airy isostasy theory, we can speculate that the crust beneath Mount Man-

engouba could undergo slight subsidence to reach the steady-state before remaining stable. According to the Airy isostasy assumption, the crust beneath the coastal plain and the transition zone between the Archean CC and the PAB is out of isostatic balance. Our results reveal an over-compensated crust beneath the Douala/Kribi-Campo basin and the Kumba graben. The compensation rate in these areas exceeds 5% and the highest uncompensation amplitude of about 12% is observed around the Mamfe basin and in the Bipindi area. [33] argued that the Moho undulations do not directly influence the elevation in southern Cameroon and that Airy isostasy fits the observation beneath the Adamawa Plateau and the Garoua rift while in southern Cameroon, correlation with the local Airy-type compensation is more complex. Although our results are consistent with the recent seismic study by [33]; we suggest that the over-compensated crust beneath the coastal plain and the support of the low topography are not related to the local Airy isostasy, probably some other mechanisms should be considered. One of the hypothesis could be the crustal stretching controlled by dominant equatorial fracture zones (Figure 1) that lead to the crust thinning beneath the coastal areas of the West Africa margin zone as shown [101, 102], another hypothesis could be the gravity loading by sediments that are considered to be the cause of the subsidence of the Atlantic-type margins [102, 103]. Moreover, the Moho model derived from this study reveals a crust thickness of 42.15 km beneath station CM13 of the Kumba graben, which is greater than the crust thickness beneath the Kribi-Campo basin. Seismic studies reveal sediment thickness of 8 km under the Kumba graben which is 5 km greater than the sediment thickness beneath the Kribi-

Campo basin. According to the second hypothesis, we can argue that a higher loading of the larger sediment packages highly contributes to the sinking of the crust and could explain the thicker crust under the Kumba graben. The same observation was made by [89] who concluded that a higher loading of the larger sediment packages of the Tarim basin (about 14 km of sediment thickness) influenced more the crust subsidence than the Zhetysu where the sediment thickness is only 4 km. The center map between latitudes 4 and 5° and longitudes 11 and 14° is marked by an E-W alignment of localized areas of under-compensation. This area is characterized by a broad positive anomaly trending E-W in the Bouguer map and more amplified in the regional gravity map suggesting the signature of a dense gravity source in the lower crust [16, 34]. The undercompensation crust observed in the southern end of the Adamawa-Yade domain implies that the crust has not yet reached the isostatic equilibrium, and subsidence should occur to reach the steady-state [37, 86]. Indeed, we can argue that the crustal thickening resulting from the collision process between the CC and the PAB as mentioned [1, 18] affects the topographic elevations of the cratonic and the Yaounde domain, but not enough to restore isostatic equilibrium. We suggest some other mechanisms that control the surface loads in the transition zone between the CC and the PAB: (1) the tectonic forces generated by regional strike-slip faults during the late collision between the Congo craton and Mobile belt. Indeed, [17] argued that the development of Mountain heights is influenced by internal horizontal forces related to the subduction of oceanic lithosphere or collision of two continental blocks (e.g., Indian-Eurasian collision). In addition, [87] mentioned that during the Indian-Eurasian collision, the amount of energy converted into crustal thickening is of the same order as the driving forces of the plate, because the speed of the plate slowed down during the collision [104]. More recently, [105] suggested that the lateral support by internal tectonic forces is the fundamental process that controls topographic elevations near subduction zones. (2) The increase in density of the lower crust beneath the southern end of the Adamawa-Yade domain may also be a contributing factor to the topography support. [34] associated this dense lower crust material to the densification of an underthrust portion of the CC through metacratonization. Indeed, the partial melting of the lower crust through the asthenospheric upwelling due to slab detachment that accompanied the metacratonization as pointed out by [34] strongly affected the Craton's lithospheric rigidity and could, therefore, contribute to the topography support in the area. Thus, following this approach, we suggest that asthenospheric mantle dynamic processes could be a plausible alternative to the topography support beneath the transition zone between the CC and the PAB.

5.2. The Level of Isostatic Compensation and Seismicity. We have projected the historical earthquakes with a magnitude between 3.5 and 5.5 that occurred between 1852 and 2002 and the most recent earthquake ($M \sim 4.6$) that occurred on March 19, 2005, in Monatélé on the compensation rate map (Figure 9). Seismicity in the western part of the study

area is distributed along the southwestern CVL and localized over the mountain ranges of this volcanic chain. A high concentration of seismic events occurred between Mount Cameroon and the Kumba graben. This specific area is characterized by abrupt changes in the compensation amplitude and could suggest vertical contact or regional faults [3]. Indeed, [22], by relating the seismicity of the Sinai to the isostatic anomaly map, suggested that high magnitude ($M.3$) seismic events occur in areas of strong isostatic anomaly gradients. Thus, the seismicity of Mount Cameroon and adjacent regions is clearly justified. However, from Kumba to near Mt Bamboutos the frequency of seismic events markedly decrease. This correlates with the low compensation rate ($\sim -4\%$) and could therefore justify the limited tectonic activity in this area. This confirms the hypothesis that the greater the difference between the isostatic Moho and the observed Moho, the more intense the movement of the underlying materials and energy is observed [21]. The historical seismic events associated with the recent Monatélé earthquake that occurred along the Northern edge of the CC (dashed black lines) match with the abrupt changes in the compensation amplitude. [43] suggested that the major earthquakes observed around this margin (especially those of Monatélé) practically rendered these zones unstable and were the cause of damage to vulnerable structures near the epicenters. Therefore, we can suggest that the non-isostatic zones are the main areas where strong earthquakes frequently occur, and the steep gradient belt of compensation rate that follows the northwest margin of the CC is the place that deserves more attention regarding earthquake prediction [3, 21, 22].

6. Concluding Remarks and Outlook

The main objective of this research work was to provide new insight concerning the isostatic state of the South-west region of Cameroon. The Moho density interface, obtained by inversion of the satellite gravity field was essential to achieve this goal. The data was previously filtered between 0.0095027 and 0.095026 km^{-1} to remove imprints of short-wavelength signals arising from intra-crustal bodies. The acceptable mismatch range associated with the low RMSE and the positive correlation between our Moho depth estimates and those obtained from previous 2D geophysical studies increased the confidence of our resulting Moho model. After, we used a simplistic approach to calculate the level of isostatic compensation using the Airy-Heiskanen isostasy theory. The evaluation of the compensation rate by comparing the topographic Moho and gravity Moho indicates that the crust beneath the coastal plain, the lifted mountains of the Southwestern CVL, and the transition zone between the CC and the PAB is out of isostatic balance. We also proposed some additional or alternative processes in the topographic support. These are crustal stretching and sedimentary loading for coastal sedimentary basins; internal tectonic forces and probably mantle dynamics for the South-western CVL and the transition zone between the CC and the PAB. This study also allowed us to identify two areas that are potentially exposed to seismic

hazards. These are areas located in Mount Cameroon and its surroundings and areas situated along the Northern margin of the CC. We suggest that internal tectonic forces resulting from the frontal collision between the CC and the PAB may be the main factors contributing to natural disasters along the northern margin of the CC.

The Airy-type isostatic model calculated in this study assumes a zero elastic thickness, i.e. the computed model ignores the effects of flexural rigidity of the lithosphere, most often represented by an effective elastic thickness (T_e). Although the Airy model enabled us to identify locally uncompensated areas, the use of a regional model like the Vening Meinesz isostatic model by including flexural rigidity (T_e) will allow to (1) minimize errors on over or underestimation of the inverted Moho interfaces and the magnitude of the dynamic topography and (2) provide a better estimate of the amount of topographic charge that can be supported by the flexural plate. The application of such a model would be efficient for the study of rigid, old and stable tectonic feature such as the CC. the lateral density variation of the crust and the upper mantle as well as the estimation of LAB depths should also be considered. Indeed, it is proved that the analysis of the lithospheric structure variations has a major contribution in the isostatic state and gravity field of the major tectonic features crossing the study area.

Conflicts of Interest

The authors reveal that there are no conflicts of interest regarding the publication of this paper.

Acknowledgments

The authors are indebted to the ICGEM (International Centre for Global Earth Models) for providing them with EIGEN6C4 data used in this paper. The authors are grateful to Prof. David Gomez Ortiz (from the University Rey Juan Carlos) for his scientific contribution with personal communications.

References

- [1] A.-P. K. Tokam, C. T. Tabod, A. A. Nyblade, J. Julia, D. A. Wiens, and M. E. Pasyanos, "Structure of the crust beneath Cameroon, West Africa, from the joint inversion of Rayleigh wave group velocities and receiver functions," *Geophysical Journal International*, vol. 183, no. 2, pp. 1061–1076, 2010.
- [2] M. L. C. O. Angue, S. Nguiya, R. Nouayou, A. P. T. Kamga, and E. Manguelle-Dicoum, "Geophysical investigation of the transition zone between the Congo Craton and the Kribi-Campo sedimentary basin (Southwestern Cameroon)," *South African Journal of Geology*, vol. 114, no. 2, pp. 145–158, 2011.
- [3] S. Nguiya, M. Mouzong Pemi, A. P. Tokam, É. Ngatchou Heutchi, and W. Lemotio, "Crustal structure beneath the Mount Cameroon region derived from recent gravity measurements," *Comptes Rendus Geoscience*, vol. 351, no. 6, pp. 430–440, 2019.
- [4] J. M. Nnange, V. Ngako, J. Fairhead, and C. J. Ebinger, "Depths to density discontinuities beneath the Adamawa Plateau region, Central Africa, from spectral analyses of new and existing gravity data," *Journal of African Earth Sciences*, vol. 30, no. 4, pp. 887–901, 2000.
- [5] Y. P. Djomani, J. Nnange, M. Diament, C. Ebinger, and J. Fairhead, "Effective elastic thickness and crustal thickness variations in west Central Africa inferred from gravity data," *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 100, no. B11, pp. 22047–22070, 1995.
- [6] R. Flowers, L. Royden, and S. Bowring, "Isostatic constraints on the assembly, stabilization, and preservation of cratonic lithosphere," *Geology*, vol. 32, no. 4, pp. 321–324, 2004.
- [7] S. B. Shirey, J. W. Harris, S. H. Richardson et al., "Diamond genesis, seismic structure, and evolution of the Kaapvaal-Zimbabwe craton," *Science*, vol. 297, no. 5587, pp. 1683–1686, 2002.
- [8] M. J. Ntamak-Nida, S. Bourquin, J.-C. Makong et al., "Sedimentology and sequence stratigraphy from outcrops of the Kribi-Campo sub-basin: Lower Mundeck Formation (Lower Cretaceous, southern Cameroon)," *Journal of African Earth Sciences*, vol. 58, no. 1, pp. 1–18, 2010.
- [9] Y. N. Shandini, J. M. Tadjou, C. T. Tabod, and J. D. Fairhead, "Interprétation gravimétrique na Borda Norte do Cráton do Congo, Sul de Camarões," *Anuário do Instituto de Geociências*, vol. 33, no. 1, pp. 73–82, 2010.
- [10] J. Poidevin, "La tectonique pan-africaine à la bordure nord du craton congolais: l'orogénèse des Oubanguides," in *12th colloque on the African Geology*, p. 75, 1983.
- [11] J.-P. Nzenti, P. Barbey, P. Jegouzo, and C. Moreau, "Un nouvel exemple de ceinture granulitique dans une chaîne protézoïque de collision: les migmatites de Yaoundé au Cameroun," *Comptes-rendus des séances de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique-physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre*, vol. 299, pp. 1197–1199, 1984.
- [12] J. Penaye, S. Toteu, W. Van Schmus, and J.-P. Nzenti, "U-Pb and Sm-Nd preliminary geochronologic data on the Yaoundé series, Cameroon: re-interpretation of the granulitic rocks as the suture of a collision in the centrafrican belt," *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, vol. 317, pp. 789–794, 1993.
- [13] C. Castaing, J. A. Feybesse, D. Thiéblemont, C. Triboulet, and P. Chèvremont, "Palaeogeographical reconstructions of the pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks?," *Precambrian Research*, vol. 69, no. 1-4, pp. 327–344, 1994.
- [14] A. Lesquer and P. Louis, "Anomalies gravimétriques et collision continentale au Précambrien," *Geoexploration*, vol. 20, no. 3-4, pp. 275–293, 1982.
- [15] S. Bonvalot, M. Villeneuve, and Y. Albouy, "Interprétation gravimétrique de la Sierra-Leone: mise en évidence d'une suture de collision dans la chaîne panafricaine des Rokelides," *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, vol. 312, pp. 841–848, 1991.
- [16] S. F. Toteu, J. Penaye, and Y. P. Djomani, "Geodynamic evolution of the pan-African belt in Central Africa with special reference to Cameroon," *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 41, no. 1, pp. 73–85, 2004.
- [17] J. F. Dewey and J. M. Bird, "Mountain belts and the new global tectonics," *Journal of Geophysical Research*, vol. 75, no. 14, pp. 2625–2647, 1970.

- [18] J. M. Tadjou, R. Nouayou, J. Kamguia, H. L. Kande, and E. Manguelle-Dicoum, "Gravity analysis of the boundary between the Congo craton and the pan-african belt of Cameroon," *Austrian Journal of Earth Sciences*, vol. 102, 2009.
- [19] M. K. Kaban, S. El Khrepy, and N. Al-Arifi, "Isostatic model and isostatic gravity anomalies of the Arabian plate and surroundings," *Pure and Applied Geophysics*, vol. 173, no. 4, pp. 1211–1221, 2016.
- [20] C. Chisenga, M. van der Meijde, J. Yan et al., "Gravity derived crustal thickness model of Botswana: its implication for the M_w 6.5 April 3, 2017, Botswana earthquake," *Tectonophysics*, vol. 787, article 228479, 2020.
- [21] Y. Deng, W. Fan, Z. Zhang, and K. Liang, "The gravity and isostatic Moho in North China craton and their implications to seismicity," *Earthquake Science*, vol. 27, no. 2, pp. 197–207, 2014.
- [22] M. K. Kaban, S. el Khrepy, and N. al-Arifi, "Density structure and isostasy of the lithosphere in Egypt and their relation to seismicity," *Solid Earth*, vol. 9, no. 4, pp. 833–846, 2018.
- [23] Y. Li, Z. Yan, R. Zhou et al., "Crustal uplift in the Longmen Shan Mountains revealed by isostatic gravity anomalies along the eastern margin of the Tibetan Plateau," *Acta Geologica Sinica-English Edition*, vol. 92, no. 1, pp. 56–73, 2018.
- [24] J. Marcel, J. M. Abate Essi, J. L. Meli'i, P. Njandjock Nouck, A. Mahamat, and E. Manguelle-Dicoum, "Geodynamic insights of the Cameroon Volcanic Line (Western Africa) from isostatic gravity anomalies," *Journal of Geodynamics*, vol. 121, pp. 36–48, 2018.
- [25] Y. Shandini and J. M. Tadjou, "Interpreting gravity anomalies in South Cameroon, Central Africa," *Earth Sciences Research Journal*, vol. 16, pp. 5–9, 2012.
- [26] B. Ateba, C. Dorbath, L. Dorbath et al., "Eruptive and earthquake activities related to the 2000 eruption of Mount Cameroon volcano (West Africa)," *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 179, no. 3-4, pp. 206–216, 2009.
- [27] N. Nfomou, A. F. Tongwa, U. R. Ubangoh, A. Bekoa, N. J. Metuk, and H. J. Victor, "The July 2002 earthquake in the Kribi region: geological context and a preliminary evaluation of seismic risk in southwestern Cameroon," *Journal of African Earth Sciences*, vol. 40, no. 3-4, pp. 163–172, 2004.
- [28] C. Tabod, J. Fairhead, G. Stuart, B. Ateba, and N. Ntepe, "Seismicity of the Cameroon Volcanic Line, 1982-1990," *Tectonophysics*, vol. 212, no. 3-4, pp. 303–320, 1992.
- [29] W. Ambeh, J. Fairhead, D. Francis, J. Nnange, and S. Djallo, "Seismicity of the Mount Cameroon region, West Africa," *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, vol. 9, no. 1, pp. 1–7, 1989.
- [30] M. E. Pasyanos and A. A. Nyblade, "A top to bottom lithospheric study of Africa and Arabia," *Tectonophysics*, vol. 444, no. 1-4, pp. 27–44, 2007.
- [31] K. Priestley, J. Jackson, and D. McKenzie, "Lithospheric structure and deep earthquakes beneath India, the Himalaya and southern Tibet," *Geophysical Journal International*, vol. 172, no. 1, pp. 345–362, 2008.
- [32] A. Reusch, A. A. Nyblade, D. Wiens et al., "Upper mantle structure beneath Cameroon from body wave tomography and the origin of the Cameroon volcanic line," *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol. 11, no. 10, 2010.
- [33] A. O. Ojo, S. Ni, J. Xie, and L. Zhao, "Further constraints on the shear wave velocity structure of Cameroon from joint inversion of receiver function, Rayleigh wave dispersion and ellipticity measurements," *Geophysical Journal International*, vol. 217, no. 1, pp. 589–619, 2019.
- [34] J. F. Goussi Ngalamo, D. Bisso, M. G. Abdelsalam, E. A. Atekwana, A. B. Katumwehe, and G. E. Ekodeck, "Geophysical imaging of metacratonization in the northern edge of the Congo craton in Cameroon," *Journal of African Earth Sciences*, vol. 129, pp. 94–107, 2017.
- [35] F. E. Kemgang Ghomsi, N. Sévérin, A. Mandal et al., "Cameroon's crustal configuration from global gravity and topographic models and seismic data," *Journal of African Earth Sciences*, vol. 161, article 103657, 2020.
- [36] C. Braitenberg, M. Zadro, J. Fang, Y. Wang, and H. Hsu, "The gravity and isostatic Moho undulations in Qinghai-Tibet plateau," *Journal of Geodynamics*, vol. 30, no. 5, pp. 489–505, 2000.
- [37] M. Gao, D. Grujic, and Q.-M. Cheng, "Crustal density structures and isostasy beneath the Western North China craton, trans-North China Orogen, and surrounding regions," *Geoscience Frontiers*, vol. 11, no. 2, pp. 569–580, 2020.
- [38] C. Cadio, A. Saraswati, R. Cattin, and S. Mazzotti, "A new approach to assess isostatic compensation of topography in continental domain from GOCE gravity gradients," *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, vol. 207, no. 2, pp. 645–654, 2016.
- [39] J. Fairhead, C. Okereke, and J. Nnange, "Crustal structure of the Mamfe basin, West Africa, based on gravity data," *Tectonophysics*, vol. 186, no. 3-4, pp. 351–358, 1991.
- [40] J. Fairhead and C. Green, "Controls on rifting in Africa and the regional tectonic model for the Nigeria and East Niger rift basins," *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, vol. 8, no. 2-4, pp. 231–249, 1989.
- [41] E. Manguelle-Dicoum, A. Bokosah, and T. Kwende-Mbanwi, "Geophysical evidence for a major Precambrian schist-granite boundary in southern Cameroon," *Tectonophysics*, vol. 205, no. 4, pp. 437–446, 1992.
- [42] T. Ndounga-Mbarga, D. Yufenyiu Layu, C. T. Tabod, and J. Quentin Yene-Atangana, "Delineation of the northern limit of the Congo Craton based on spectral analysis and 2.5D modeling of aeromagnetic data in the Akonolinga-Mbama area, Cameroon," *Geofísica Internacional*, vol. 53, no. 1, pp. 5–16, 2014.
- [43] H. Ngatchou, S. Nguiya, M. Owona Angue, P. Mouzong, and A. Tokam, "Source characterization and tectonic implications of the M4.6 Monatéfé (Cameroon) earthquake of 19 March 2005," *South African Journal of Geology*, vol. 121, no. 2, pp. 191–200, 2018.
- [44] R. Tchameni, *Géochimie et géochronologie des formations de l'Archéen et du Paléoproterozoïque du Sud-Cameroun (Groupe du Ntem, Craton du Congo)*, [Doctoral dissertation], Orléans, 1997.
- [45] M. Lasserre, "Age libérien des granodiorites et des gneiss à pyroxène du Cameroun méridional," *Bull BRGM*, vol. 4, no. 1, pp. 17–32, 1975.
- [46] J. Delhal, D. Ledent, and P. Pasteels, *L'âge du complexe granitique et migmatitique de Dibaya (région du Kasai, Zaïre) par les méthodes Rb-Sr et U-Pb*, Annales de la Société géologique de Belgique, 1975.
- [47] L. Cahen, N. Snelling, J. Delhal, J. Vail, M. Bonhomme, and D. Ledent, *The geochronology and evolution of Africa*, [Doctoral dissertation], 1984.
- [48] C. Lerouge, A. Cocherie, S. F. Toteu et al., "Shrimp U-Pb zircon age evidence for Paleoproterozoic sedimentation and 2.05 Ga

- syntectonic plutonism in the Nyong Group, South-Western Cameroon: consequences for the Eburnean-Transamazonian belt of NE Brazil and Central Africa,” *Journal of African Earth Sciences*, vol. 44, no. 4-5, pp. 413–427, 2006.
- [49] J. Vicat, J. Leger, E. Nsifa et al., “Distinction within the Congo craton in South-West Cameroon of two doleritic episodes initiating the Eburnean (Palaeoproterozoic) and pan-African (Neoproterozoic) orogenic cycles,” *Comptes rendus de l'academie des sciences serie ii fascicule a-sciences de la terre et des planetes*, vol. 323, pp. 575–582, 1996.
- [50] S. Toteu, A. Michard, J. Bertrand, and G. Rocci, “U/Pb dating of Precambrian rocks from northern Cameroon, orogenic evolution and chronology of the pan-African belt of Central Africa,” *Precambrian Research*, vol. 37, no. 1, pp. 71–87, 1987.
- [51] J. Nzenti, P. Barbey, J. Macaudiere, and D. Soba, “Origin and evolution of the late Precambrian high-grade Yaounde gneisses (Cameroon),” *Precambrian Research*, vol. 38, no. 2, pp. 91–109, 1988.
- [52] G. Begg, W. Griffin, L. Natapov et al., “The lithospheric architecture of Africa: seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution,” *Geosphere*, vol. 5, no. 1, pp. 23–50, 2009.
- [53] J. P. Nzenti, B. Kapajika, G. Wörner, and T. R. Lubala, “Synkinematic emplacement of granitoids in a pan-African shear zone in Central Cameroon,” *Journal of African Earth Sciences*, vol. 45, no. 1, pp. 74–86, 2006.
- [54] V. Ngako, P. Affaton, J. Nnange, and T. Njanko, “Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements,” *Journal of African Earth Sciences*, vol. 36, no. 3, pp. 207–214, 2003.
- [55] J. Fitton, “The Cameroon line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism,” *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 30, no. 1, pp. 273–291, 1987.
- [56] B. Déruelle, I. Ngounouno, and D. Demaiffe, “La « ligne chaude du Cameroun » (LChC) : l'unique exemple sur Terre d'une entite magmato-tectonique alcaline intraplaque active en domaines oceanique et continental,” *Comptes Rendus Geoscience*, vol. 339, no. 9, pp. 589–600, 2007.
- [57] J. D. Hedberg, *A geological analysis of the Cameroon trend*, Princeton University, 1968.
- [58] C. Nkoumbou, B. Déruelle, and D. Velde, “Petrology of Mt Etinde nephelinite series,” *Journal of Petrology*, vol. 36, no. 2, pp. 373–395, 1995.
- [59] F. Ch, S. L. Bruinsma, O. Abrikosov et al., “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*, vol. 10, 2014.
- [60] C. Förste, S. L. Bruinsma, R. Shako et al., “A new release of EIGEN-6: the latest combined global gravity field model including LAGEOS, GRACE and GOCE data from the collaboration of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse,” *Egu general assembly conference abstracts*, p. 2821, 2012.
- [61] R. Shako, C. Förste, O. Abrikosov et al., “EIGEN-6C: a high-resolution global gravity combination model including GOCE data,” in *Observation of the System Earth from Space-CHAMP, GRACE, GOCE and future missions*, pp. 155–161, Springer, 2014.
- [62] P. Roy, A. Sai Krishnaveni, and K. Vinod Kumar, “Geological evaluation of EIGEN-6C4 and GOCE derived gravity models in and around Karakoram shear zone, Leh, India,” *Journal of the Geological Society of India*, vol. 90, no. 1, pp. 51–61, 2017.
- [63] F. Luo, J. Yan, C. Zhang, and G. Fu, “Comparison of the Bouguer reduction approach of with satellite gravity data: case study of the eastern Tibetan Plateau and its adjacent areas,” *GEOFIZIKA*, vol. 37, 2020.
- [64] F. Barthelmes and W. Köhler, “Journal of Geodesy,” in *The Geodesists Handbook*, vol. 90, p. 907, International Association of Geodesy, 2016.
- [65] E. S. Ince, F. Barthelmes, S. Reifßland et al., “ICGEM–15 years of successful collection and distribution of global gravitational models, associated services, and future plans,” *Earth System Science Data*, vol. 11, no. 2, pp. 647–674, 2019.
- [66] C. Amante and B. Eakins, *ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis, National Geophysical Data Center, NESDIS, NOAA, US Dept, Commerce, Boulder, CO, USA*, 2008.
- [67] L. Uieda and V. C. Barbosa, “Fast nonlinear gravity inversion in spherical coordinates with application to the South American Moho,” *Geophysical Journal International*, vol. 208, no. 1, pp. 162–176, 2017.
- [68] M. Sobh, J. Ebbing, A. H. Mansi, and H.-J. Götze, “Inverse and 3D forward gravity modelling for the estimation of the crustal thickness of Egypt,” *Tectonophysics*, vol. 752, pp. 52–67, 2019.
- [69] F. E. Kemgang Ghomsi, N. Ribeiro-Filho, R. Baldez et al., “Identification of Cameroon's geological structures through a gravity separation and using seismic crustal models,” *Journal of African Earth Sciences*, vol. 173, article 104027, 2021.
- [70] J. C. Harrison, “An interpretation of gravity anomalies in the eastern Mediterranean,” *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A Mathematical and Physical Sciences*, vol. 248, no. 947, pp. 283–325, 1955.
- [71] S. Nguiya, W. Lemotio, P. Njandjock Nouck, M. M. Pemi, A.-P. K. Tokam, and E. Ngatchou, “3D mafic topography of the transition zone between the North-Western boundary of the Congo craton and the Kribi-Campo sedimentary basin from gravity inversion,” *International Journal of Geophysics*, vol. 2019, 15 pages, 2019.
- [72] M. Jean, E. Abate, P. N. Nouck et al., “Structure of the crust beneath the South Western Cameroon, from gravity data analysis,” *International Journal of Geosciences*, vol. 7, no. 8, pp. 991–1008, 2016.
- [73] P. G. Kamto, W. Lemotio, A.-P. K. Tokam, and L. Yap, “Combination of terrestrial and satellite gravity data for the characterization of the southwestern coastal region of Cameroon: appraisal for hydrocarbon exploration,” *International Journal of Geophysics*, vol. 2021, Article ID 5554528, 14 pages, 2021.
- [74] R. Gallacher and I. Bastow, “The development of magmatism along the Cameroon volcanic line: evidence from teleseismic receiver functions,” *Tectonics*, vol. 31, no. 3, 2012.
- [75] A. Baranov and A. Bobrov, “Crustal structure and properties of Archean cratons of Gondwanaland: similarity and difference,” *Russian Geology and Geophysics*, vol. 59, no. 5, pp. 512–524, 2018.
- [76] J. Lefort and B. Agarwal, “Topography of the Moho undulations in France from gravity data: their age and origin,” *Tectonophysics*, vol. 350, no. 3, pp. 193–213, 2002.
- [77] D. Gómez-Ortiz, R. Tejero-López, R. Babín-Vich, and A. Rivas-Ponce, “Crustal density structure in the Spanish

- Central System derived from gravity data analysis (Central Spain),” *Tectonophysics*, vol. 403, no. 1-4, pp. 131–149, 2005.
- [78] R. Parker, “The rapid calculation of potential anomalies,” *Geophysical Journal International*, vol. 31, no. 4, pp. 447–455, 1973.
- [79] D. W. Oldenburg, “The inversion and interpretation of gravity anomalies,” *Geophysics*, vol. 39, no. 4, pp. 526–536, 1974.
- [80] D. Gómez-Ortiz and B. N. Agarwal, “3DINVER.M: a MATLAB program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by Parker-Oldenburg’s algorithm,” *Computers & Geosciences*, vol. 31, no. 4, pp. 513–520, 2005.
- [81] S. D. Sahoo and S. K. Pal, “Crustal structure and Moho topography of the southern part (18° S–25° S) of Central Indian Ridge using high-resolution EIGEN6C4 global gravity model data,” *Geo-Marine Letters*, vol. 41, no. 1, pp. 1–20, 2021.
- [82] J. Burg, “Maximum entropy spectral analysis,” in *37th Annual International Meeting, Soc. of Explor.*, Oklahoma City, Okla, 1967.
- [83] J. P. Burg, “A new analysis technique for time series data,” in *NATO Advanced Study Institute on Signal Processing*, Enschede, Netherlands, 1968.
- [84] W. Rabbel, M. Kaban, and M. Tesauero, “Contrasts of seismic velocity, density and strength across the Moho,” *Tectonophysics*, vol. 609, pp. 437–455, 2013.
- [85] T. M. Brocher, “Empirical relations between elastic wave-speeds and density in the Earth’s crust,” *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 95, no. 6, pp. 2081–2092, 2005.
- [86] S. Xuan, S. Jin, and Y. Chen, “Determination of the isostatic and gravity Moho in the East China Sea and its implications,” *Journal of Asian Earth Sciences*, vol. 187, article 104098, 2020.
- [87] A. B. Watts, *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*, Cambridge University Press, 2001.
- [88] J. Guimerà, L. Rivero, R. Salas, and A. Casas, “Moho depth inferred from gravity and topography in an intraplate area (Iberian Chain),” *Tectonophysics*, vol. 666, pp. 134–143, 2016.
- [89] R. Steffen, H. Steffen, and G. Jentzsch, “A three-dimensional Moho depth model for the Tien Shan from EGM2008 gravity data,” *Tectonics*, vol. 30, no. 5, 2011.
- [90] L. Vinnik, I. Aleshin, M. Kaban et al., “Crust and mantle of the Tien Shan from data of the receiver function tomography,” *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, vol. 42, no. 8, pp. 639–651, 2006.
- [91] A. Braun, H. Kim, B. Csatho, and R. Vonfresne, “Gravity-inferred crustal thickness of Greenland,” *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 262, no. 1-2, pp. 138–158, 2007.
- [92] A. Aitken, M. Salmon, and B. Kennett, “Australia’s Moho: a test of the usefulness of gravity modelling for the determination of Moho depth,” *Tectonophysics*, vol. 609, pp. 468–479, 2013.
- [93] B. Knapmeyer-Endrun, F. Kruger, and P. W. Group, “Moho depth across the trans-European suture zone from P- and S-receiver functions,” *Geophysical Journal International*, vol. 197, no. 2, pp. 1048–1075, 2014.
- [94] M. Guidarelli and A. Aoudia, “Ambient noise tomography of the Cameroon volcanic line and northern Congo craton: new constraints on the structure of the lithosphere,” *Geophysical Journal International*, vol. 204, no. 3, pp. 1756–1765, 2016.
- [95] C. Tiberi, M. Diament, H. Lyon-Caen, and T. King, “Moho topography beneath the Corinth rift area (Greece) from inversion of gravity data,” *Geophysical Journal International*, vol. 145, no. 3, pp. 797–808, 2001.
- [96] Y. Zhang, J. Teng, Q. Wang et al., “A gravity study along a profile across the Sichuan Basin, the Qinling Mountains and the Ordos Basin (Central China): density, isostasy and dynamics,” *Journal of Asian Earth Sciences*, vol. 147, pp. 310–321, 2017.
- [97] J. B. Meyers, B. R. Rosendahl, C. G. Harrison, and Z.-D. Ding, “Deep-imaging seismic and gravity results from the offshore Cameroon volcanic line, and speculation of African hotlines,” *Tectonophysics*, vol. 284, no. 1-2, pp. 31–63, 1998.
- [98] A. A. Elsheikh, S. S. Gao, and K. H. Liu, “Formation of the Cameroon volcanic line by lithospheric basal erosion: insight from mantle seismic anisotropy,” *Journal of African Earth Sciences*, vol. 100, pp. 96–108, 2014.
- [99] G. P. Woollard, “A gravity reconnaissance of the island of Oahu,” *Eos, Transactions American Geophysical Union*, vol. 32, no. 3, pp. 358–368, 1951.
- [100] F. A. V. Meinesz, *Tables for regional and local isostatic reduction (Airy system) for gravity values*, T: Drukkerij Waltman, 1941.
- [101] E. Bullard, J. E. Everett, and A. Gilbert Smith, “The fit of the continents around the Atlantic,” *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A, Mathematical and Physical Sciences*, vol. 258, no. 1088, pp. 41–51, 1965.
- [102] M. Bott, “Evolution of young continental margins and formation of shelf basins,” *Tectonophysics*, vol. 11, no. 5, pp. 319–327, 1971.
- [103] D. A. Falvey, “The development of continental margins in plate tectonic theory,” *The APPEA Journal*, vol. 14, no. 1, pp. 95–106, 1974.
- [104] M. Sandiford, D. D. Coblenz, and R. M. Richardson, “Ridge torques and continental collision in the Indian-Australian plate,” *Geology*, vol. 23, no. 7, pp. 653–656, 1995.
- [105] A. Dielforder, R. Hetzel, and O. Oncken, “Megathrust shear force controls mountain height at convergent plate margins,” *Nature*, vol. 582, no. 7811, pp. 225–229, 2020.

Research Article

3D Mafic Topography of the Transition Zone between the North-Western Boundary of the Congo Craton and the Kribi-Campo Sedimentary Basin from Gravity Inversion

Séverin Nguiya,¹ Willy Lemotio ,² Philippe Njandjock Nouck,² Marcelin M. Pemi,^{2,3} Alain-Pierre K. Tokam,² and Evariste Ngatchou²

¹Faculty of Industrial Engineering, University of Douala, P.O. Box 2701, Cameroon

²Faculty of Science, University of Yaoundé 1, P.O. Box 812, Yaoundé, Cameroon

³Department of Renewable Energy, Higher Technical Teachers' Training College (HTTTC), University of Buea, P.O. Box 249, Cameroon

Correspondence should be addressed to Willy Lemotio; willylemotio@gmail.com

Received 25 October 2018; Revised 4 April 2019; Accepted 6 May 2019; Published 2 June 2019

Guest Editor: Stefano Morelli

Copyright © 2019 Séverin Nguiya et al. This is an open access article distributed under the Creative Commons Attribution License, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

The structure of the transition zone between the north-western boundary of the Congo Craton and the Kribi-Campo sedimentary basin is still a matter of scientific debate. In this study, the existing gravity data are interpreted in order to better understand the geodynamics of the area. Qualitatively, results show that the major gravity highs are associated with long-wavelength shallow sources of the coastal sedimentary basin, while large negative anomalies trending E-W correlate to low dense intrusive bodies found along the northern limit of the Congo Craton. For the delineation of the causative sources, the gravity anomalies have been inverted based on the Parker-Oldenburg iterative process. As inputs, we used a reference depth of 20 km obtained by spectral analysis and successively, the density contrasts 0.19 g/cm^3 and 0.24 g/cm^3 , deduced from available 1D shear wave velocity models. The results reveal an irregular topography of the mafic interface characterized by a sequence of horst and graben structures with mafic depths varying between 15.6 km and 23.4 km. The shallower depths (15.6-17 km) are associated with the uprising of the mafic interface towards the upper crust. This intrusion may have been initiated during the extension of the Archean Ntem crust resulting in a thinning of the continental crust beneath the coastal sedimentary basin. The subsidence of the mafic interface beneath the craton is materialized by 2 similar graben structures located beneath both Matomb and Ebolowa at a maximum depth of 23.4 km. The intermediate depths (18-22 km) are correlated to the suture zone along the Pouma-Bipindi area. The location of some landslides across the area matches within the northern margin of the Congo Craton and suggests that this margin may also impact on their occurrence. This work provides new insights into the geodynamics, regional tectonics, and basin geometry.

1. Introduction

South Cameroon region is known to be an interesting area of mining research and oil exploration. All mining experts agree that the area is a hidden treasure in terms of the substantial mining resources it possesses. The use of spectral methods to investigate the crustal density structure in the south region of Cameroon remains among many mathematical tools the most employed approach in geophysical data analysis and the interpretation of tectonic structure. One such application is the spectral estimation of the depth to the bottom of the gravity sources due to the variation of crustal layers beneath

the north-western margin of the Congo Craton [1–3]. The depth estimation of density interfaces from potential fields beneath the Congo Craton was done by means of the gravity power spectra [4], which showed that the slopes of logarithms of energy spectra are linked to the thickness of the anomalous gravity sources.

In order to explain the geodynamic process of density layers from the uppermost mantle to the lower crust, the fluctuation of the power spectrum function permitted [1–3] and Owona et al. [5] to delineate the frequency limits corresponding to the major crustal discontinuities; the mean depth results obtained for those authors reveal a crustal

thickness around 45 km beneath the Congo Craton area and about 28 km thick for the continental part of the Kribi-Campo area. Despite a good correlation with the estimation of the crustal thickness within the transition zone between the Congo Craton and the Kribi-Campo subbasin derived from seismological studies [6], there is no consensus with the presence of the mafic composition for the lower crust [1, 3, 5]. Therefore, works of Tokam et al. [6], based on the joint inversion of the Rayleigh wave group velocities and P-receiver functions, reveal the presence of mafic formations that occupy almost the entire lower crust, with thicknesses varying from 10 km under the continental basin to nearly 25 km beneath the Craton. Moreover, results obtained by Owona et al. [5], by joining other geophysical data analyses, have pointed the similar conclusion.

This paper aims to provide a map showing the spatial distribution of the intracrustal mafic discontinuity in the transitional zone between the north-western edge of the Congo Craton (CC) and the Kribi-Campo area. In order to improve the knowledge of the mafic structure beneath the region, a 2D spectral analysis of existing gravity data is carried out. This spectral method is applied in a rectangular grid size of 157 km \times 201 km expanded using the maximum entropy prediction which is useful in minimizing edge effects when working with data containing systematic high frequency [7–10]. Then, a code for 3D inversion of gravity data [11] has been used to obtain the 3D topographical image caused by the mafic interface density considering the density contrast between two media. The main purpose of this paper is to show the geodynamic implication of the intracrustal mafic discontinuity in the north-western portion of the Congo Craton based on the analysis and the gravity inversion constrained by seismic information and its implication to the occurrence of landslides across the area. Factors as faults, earthquake, volcanism, and geomorphology are known as potential triggers of landslides. By correlating the location of some observed landslides and the gravity data, new insights on the regional tectonic can be inferred.

2. Geological and Tectonic Settings

The study area lies between latitudes 2.32° and 4.20°N and longitudes 9.85° and 11.3°E (Figure 1); three major tectonic features characterize the region (Figure 2): the Kribi-Campo subbasin, located in the Gulf of Guinea, is the littlest coastal basin in Cameroon and constitutes the southern part of the Douala/Kribi-Campo basin [12], the north-western portion of the Congo Craton (CC), known in Cameroon as the Ntem Complex, is mostly composed of Archean rocks including intrusive rocks with a predominance of magmatic rocks, and metasediments and mafic-ultramafic intrusive rocks and the Pan-African Belt of Central Africa (CAPB), situated between the West African and Congo Craton, represent the Yaoundé group in our study area [13–17].

The region of interest bears traces of the different tectonic events that have marked the African continent. The more prominent tectonic feature is the north-western part of the Congo Craton which is known in Cameroon as the Ntem Complex. This complex is divided into two main

structural units: the Nyong unit, to the northwest end, and the Ntem unit, in the south-central region [18, 19]. The Archean Ntem unit is dominated by gneisses intrusive complexes primarily consisting of Tonalite Trondhjemites and Granodiorites (TTG) suite rocks [20–22]. The intrusive rocks of the tectonic unit have a charnockitic character with predominance of granitic, tonalitic, and syenitic formations. The Archean terranes in the Ntem Complex are mostly formed of Horst and Graben tectonics linked to diapiric movements in the mid to lower crust [23]. The whole unit appears to have been coaxially strained [23]. Some authors reveal that the presence of dome and basin structures is the result of gravitational instabilities [24–27]. Thus, works from Owona et al. [5] confirmed this theory by proposing a 2D 1/2 gravity modelling showing that the interface separating the lower mafic crust and the upper crust is undulating. They supposed that the mafic layer also contributes to the variation of the gravity field along the gravity profile crossing the transition zone between the Congo Craton and the Kribi-Campo basin. The Ntem Complex is also marked by the past magmatic activities with several bodies of dense rocks such as amphibolites, gabbros, charnockites, and granodiorites [5, 6].

The last mafic event, dated at the period before 2.1 Ga, is marked by the rifting of the Archean Ntem crust [5, 28, 29] and has resulted in the emplacement of swarms of mafic doleritic dykes [5, 28–31]. The continental crust of our study area is mainly composed of Nyong unit formations. According to some geologist, the Nyong unit may be relict features from the collision between the Congo Craton and the Sao Francisco (Brazil) Craton in the lower Proterozoic [21, 32]. The Nyong unit also carries imprints of past magmatic event, which are characterized by the neoproterozoic intrusion of nepheline syenites in the sinistral shear zone [29, 33]. Apart from the Douala basin, the Kribi-Campo subbasin is the only sedimentary coastal basin in the south region of Cameroon. It constitutes the northern limit of the Gabo-Equato Guinean basin [34]. The Archean basement is mostly composed of green rocks belt, charnockites, and potassic granitoids [35]. Ntamak-Nida et al. [12] mentioned that the western limit of the subbasin appears to be widely defined by a major oceanic fracture zone, the Kribi Fracture Zone (noted KFZ) [36, 37]; the continental sector of the KFZ, known as the Kribi-Campo fault (KCF), is the major fault that crosses the transition zone between the Congo Craton and the Kribi-Campo area. The interpretation of geophysical model shows that this resulting suture may be assimilated to the thrusting of the central Africa mobile belt rocks onto the Congo Craton (CC) [5].

3. Data and Method

3.1. Data Acquisition. The data were collected during gravity campaign operated in Cameroon between 1963 and 1990 by various organizations and researchers [5]. The earliest data were those carried out by ORSTOM (Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer); to these data have been added those acquired by [39], Société E.L.F. (Essences et Lubrifiants Français), IRGM (Institut de la Recherche Géologique et Minière) and University of Leeds (1984–1985 and 1986). Gravimeters Worden (N° 313, 600, 69, and 135) and

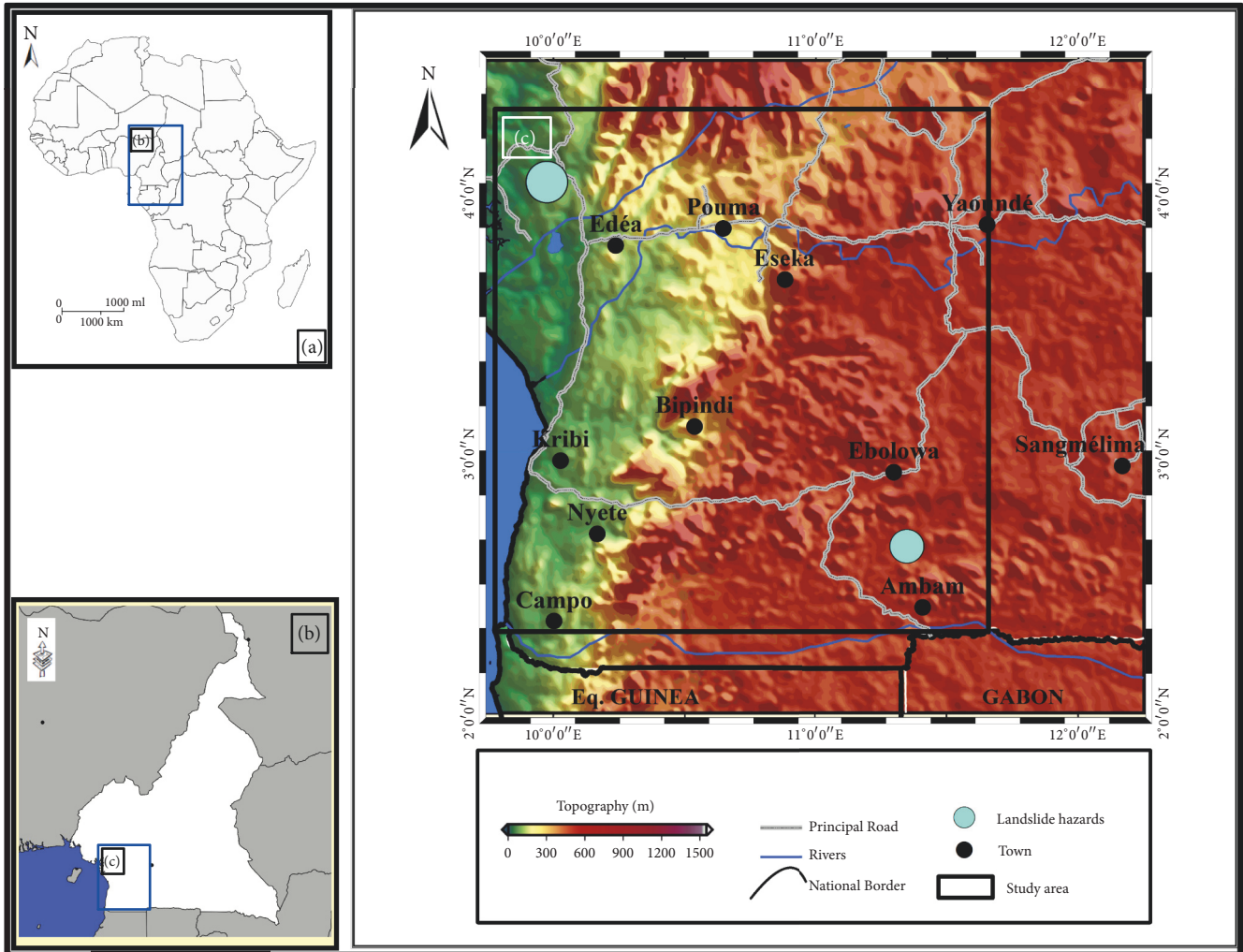


FIGURE 1: Topographic map showing the study area (landslide document is taken from Tchindjang, [38]).

Lacoste & Romberg (model G, N° 471 and 828) were used for the gravity measurement with a resolution of 0.01 mGal.

The gravity measurements were done along roads and trails and the space between stations varied from 4 to 5 Km including base stations. The coordinates of gravity stations have maximum error ranging between 200 and 2000 m and the measurement accuracy of gravity values was about 0.2 mGal. The data were uniformly reduced to Earth-tide effects and instrumental drift, free air reduction was also applied to the data, and a reduction density of $2,67 \text{ g/cm}^3$ was used for the Bouguer correction. The Hammer (1939) method [41] was used for the terrain corrections [42]. The available dataset used in this study derived from 256 gravity stations covering an area of about $157 \text{ km} \times 201 \text{ km}$ size. The study includes only terrestrial data because of the difficulties to access data from the sea. The Kriging method was used in order to achieve a meaningful spatial distribution of gravity data within the region. The kriging interpolation process was executed using Surfer 13 software. The Bouguer values were then plotted to obtain the Bouguer anomaly map, with a grid spacing of

2,02 km giving a total grid size of 100 rows by 79 columns (Figure 3).

3.2. Method. To better characterize the mafic structure along the transition zone between the Kribi-Campo and the Congo Craton, the methodology along the paper is based on the 2D spectral analysis followed by the regional/residual separation and the 3D inversion of the regional gravity map.

3.2.1. Power Spectrum Analysis. The Fast Fourier Transform method was commonly used in geophysical studies for the depth estimation of the causative bodies. The power spectrum graph was obtained by a careful choice of the gravity profiles crossing the significant anomalies on the Bouguer anomaly map computed [3, 5, 43]. Herein, the 2D spectral analysis was applied to the gravity grid data and allows calculation of an average depth to a set of causative anomaly sources [10, 44, 45]. The method proves to be an appropriate technic where the calculation of the power spectrum should not be

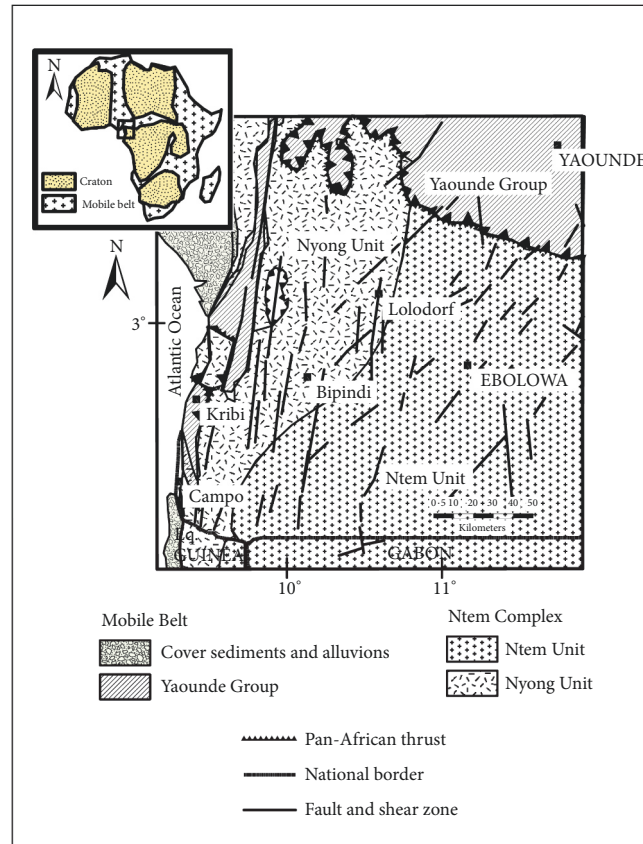


FIGURE 2: Simplified geological map of the South Cameroon showing the principal units and the main lithological formations (modified after Tchameni et al. [40]).

dominated by biases and it should be statistically meaningful [45–48].

The 2D power spectrum energy is obtained by averaging over the set of independent computed power spectra energy; then the current two-dimensional problem was transformed to one dimension, and we can compute the logarithm of the energy spectrum that provides the mean depth of density interfaces [45, 49, 50].

Prior to spectra calculation, data grids need to be expanded in order to avoid edge effects [7]. The maximum entropy method (MEM) is a powerful tool to minimize boarding effects. The MEM samples the original data near the grid edges to determine its spectral content. It then predicts a data function that would have the same spectral signature as the original data and computes the extrapolated data of the same nature and the real data adjacent to it. Furthermore, the predicted grid data will not significantly modify the energy spectrum that would result only from the original data. This process runs along lines in several directions and applied weighting along adjacent lines to eliminate line divergences.

Errors on the depth estimation of causatives sources increase with depth, but also depend on the size of the grid. Thus, for simple shape structures used for two-dimensional gravity models, Naidu [51] considers that the size of a grid

must be 10-20 times greater in extent than the mean depth of the anomaly source sought. In our case, the Bouguer anomaly map has been expanded to a square grid of $225 \text{ km} \times 225 \text{ km}$ by using the MEM (Figure 4). It is preferable to use a square grid to compute the radially averaged spectrum (this is to use the same frequency in both x- and y-directions, so the radial average spectrum is not biased by a frequency different from the other). For the determination of the mafic discontinuity, assuming a value of 16 to 20 km for its mean depth, our expanded grid has the required size for these estimates. The aim of spectral analysis is to determine the mean depth of the mafic discontinuity for the grid in order to study its spatial distribution in the crust. Once power spectrum is computed, the top depth of the density interface is estimated as half of the slope of the straight line adjusted to the natural log of energy spectrum versus the radial frequency by considering the theory of Spector and Grant [4].

3.2.2. Regional/Residual Separation. The observed gravity anomalies are the sum of gravity effects of density fluctuations at different depths in the basement half space. Before inverting the mafic density interface, the target anomalies should first be separated from the Bouguer anomaly map. In the literature, there are several filtering methods

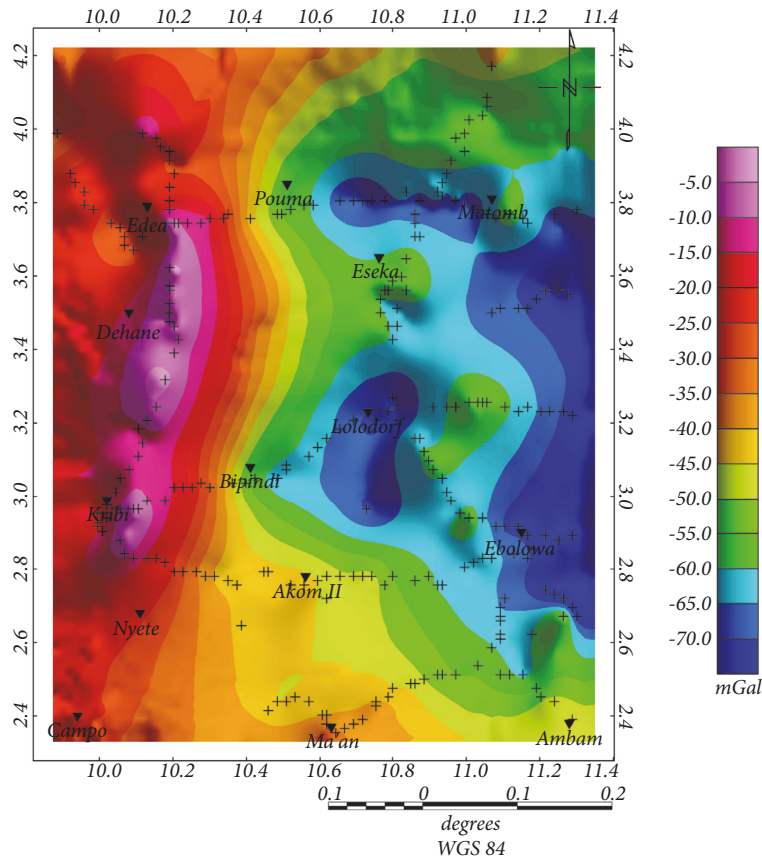


FIGURE 3: Gravity data distribution and Bouguer gravity anomaly map of the study area (Contour interval: 5 mGals; color-scale unit: mGal; projection: Mercator). Data are recorded at stations shown here as black cross and were collected following all available roads and tracks.

where regional/residual separation was performed [4, 52–54]. Herein, an Upward Continuation filtering method was used. It is the suitable method to dissociate the regional gravity anomaly resulting from deep sources from the observed gravity. The regional/residual separation by using the Upward Continuation method consists of selecting a height at which the continuation is most closely linked to the known regional anomaly at a standard observation. The spectral analysis permits us to get the average depth estimate at which the mafic discontinuity was located; the obtained depth will be taken as the optimum continuation height for the regional-residual separation [55, 56]. The upward continuation process by attenuating the shallow source anomalies allows a better accentuation of deeper anomaly sources with the increase of the upward continuation height [57].

3.2.3. 3D Gravity Inversion. At the aim of producing a full map showing the spatial distribution of the intracrustal mafic formation within the crust, a 3D gravity inversion will be performed on the regional gravity data. The method allows computing the geometry of a three-dimensional density interface from the gravity anomaly data. The inversion procedure is based on the Parker and Oldenburg iterative process [58, 59] and it can be established as follows:

$$F[h(x)] = -\frac{F[\Delta g(x)] e^{(-kz_0)}}{2\pi G\rho} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \quad (1)$$

where $F(\Delta g)$ is the Fourier transform of the gravity field, G is the gravitational constant, ρ is the density contrast between two layers, k is the wave number, $h(x)$ is the depth to the interface (considered positive downwards), and z_0 is the average depth of the density interface.

The relation (1) is the fundamental theory used by [11] that permits them to develop a 3DINVER MATLAB code for the computation of the depth interfaces related to the gridded gravity anomaly. By considering the mean depth interface, the density contrast between two media, and the input filtered gravity anomaly, the depth interface values are iteratively computed and the inversion procedure ends when the difference between two consecutive topography interfaces is less than a given error level used as convergence criterion or until a maximum of iterations is accomplished.

The instability of the inversion operation (1) due to high-frequency anomaly sources allowed Oldenburg [59] and Nagendra et al. [60] to introduce a high-cut filter $HCF(k)$ in order to achieve the convergence of series. Two other filter parameters WH and SH are used for the adjustment during the convergence process. The filter is defined by

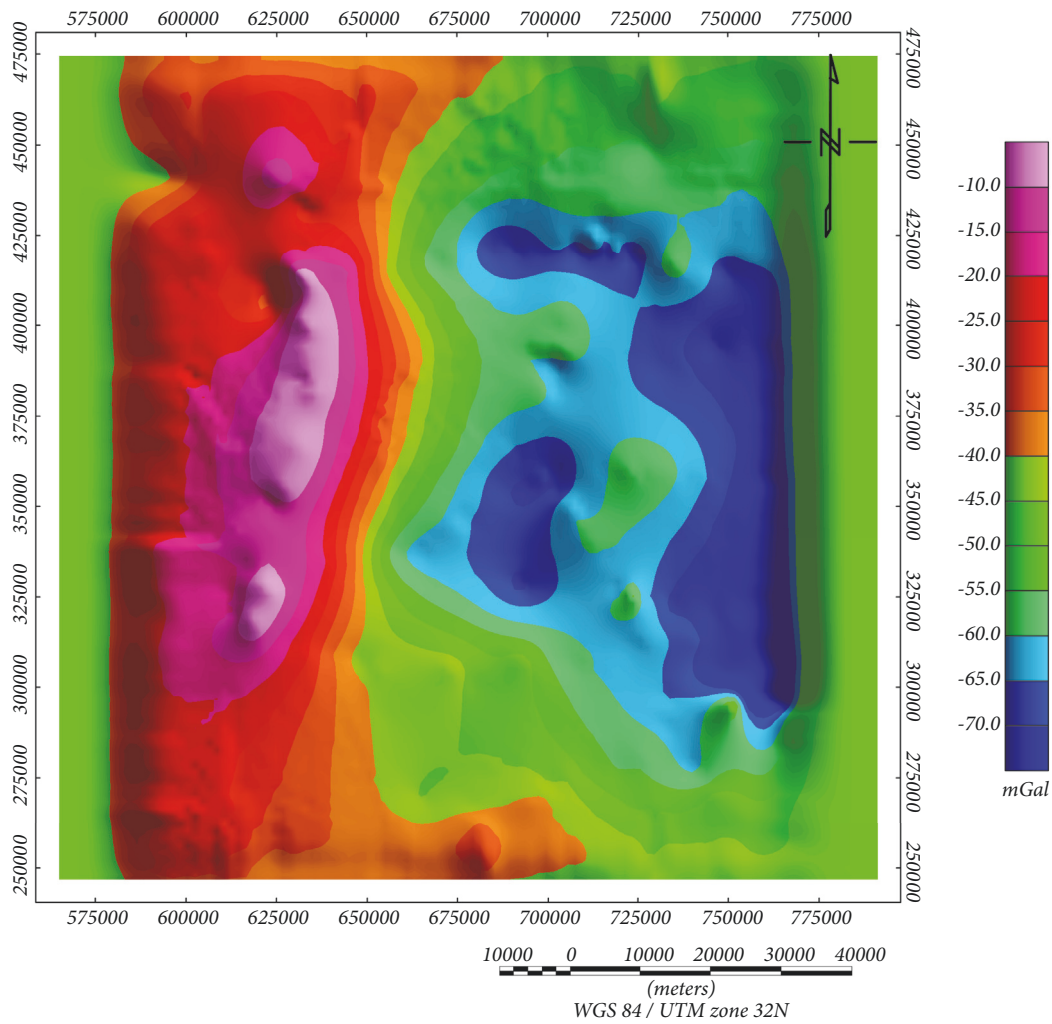


FIGURE 4: Grid map expanded using the Maximum Entropy Method (Burg, 1967) conserving the same spectral signature as the previous Bouguer anomaly map.

$$HCF(k) = \frac{1}{2} \left[1 + \cos \left(\frac{k - 2\pi WH}{2(SH - WH)} \right) \right] \quad (2)$$

For middle frequencies, there is a rectangular window with a value of 1 for low frequencies (WH) and 0 for high frequencies (SH) equivalent to a hamming window. k is the wavenumber expressed as $1/\lambda$, where λ is the wavelength in kilometers.

The MATLAB function 3DINVER performed by [11] was used in this paper to study the 3D geometry of the intracrustal mafic discontinuity in the area. So this study was carried out on a rectangular filtered gravity map with a size of 157 km \times 201 km, made up of 256 gravity stations irregularly spaced. Before initiating the inversion procedure, it is recommended to expand the grid because the Fast Fourier transform (FFT) function introduces some edge effects during filtering, then invert the data, and finally remove the grid extension in order to retain only the original grid size. So any edge effects are removed from the study area. Herein, the previous original grid map was extended to a square grid size of 225 km \times 225 km by applying the MEM [7]. Usually, a 10% expansion

of the grid is enough to avoid boarding effects. Two other parameters are important for the inversion process: the mean depth reference of the interface and the density contrast across the interface. The iteration is at which the inversion process is stopped and the RMS is also displayed by the function. After convergence has been obtained, the best way to determine if the inverted interface is an acceptable solution is to compare the observed filtered gravity anomaly with the computed gravity data associated with the inverted interface. If the differences between both gravity maps are only a few mGal, the model can be validated; if not, some parameters of the inversion should be changed. The data processing was conducted by following the procedure summarized on the chart (see Figure 8).

4. Results

4.1. *Analysis of the Bouguer Anomaly Map.* The Bouguer anomaly map (Figure 3) reflects the combined effects of

shallower and deeper crustal basement due to the lateral variations in the density of unknown subsurface materials. A global look of this map shows a couple of positive and negative anomalies delineated by strong NE-SW gradients. The appearance of these gradients could be associated with the fault network that occurs in the Precambrian oceanic area and extends to the continental domain crossing the Kribi Campo and the Congo Craton regions. This fault system, known as the Kribi-Campo Fault (KCF), resulted from the frontal collision between the two large structures, the Congo Craton (CC) and the Pan-African Mobile Belt (PMB) [61].

The Lolodorf zone and the Pouma-Matomb area are marked by long wavelength gravity anomalies with low amplitude of about -65 mGal. Both anomalies seem to be linked to the large gravity low observed in the eastern part of the Bouguer map with a minimum amplitude of -69 mGal and N-S trend. The gravity low seem to be caused by a downwarp in the basement and can be attributed to the crustal thickening due to the granitic intrusion with the low density contrast within the Northern portion of the Congo Craton [3]. This explanation corroborates well with the isostasy theory, in comparison with the topographic map (Figure 1), showing that elevated area is generally linked to the low anomaly sources constituting the crust. The Bouguer map shows a relative high (amounting to -10 mGal) around the Kribi-Edea region. The high values can be attributed to the intrusion of magmatic formations and their subsequent metamorphism (granulites body) or the uprising of some mantle materials (syenitic, mafic formations). Thus, geological studies indicate an important mafic magmatic activity during the rift extension [62]. The isoanomaly contours in the map going from the coastal area to the continental domain follow almost the NE-SW trend and reflect the onshore transition of the continental crust.

4.2. Mean Depth Estimation of Density Interfaces. The power spectrum graph of Figure 5 illustrates a sketch of the natural logarithm of the power spectrum versus the frequency. The graph is divided into three frequency domains. The first one, domain A, in the low frequency ranging from 0.02 to 0.22 km^{-1} , represents the deeper density interface with a mean depth of 20.01 ± 0.9 km. The second one, domain B, corresponds to the high frequency ranging from 0.25 to 0.75 km^{-1} and belongs to the shallower sources with a mean depth value of 5.7 ± 0.3 km. The final part of the power spectrum graph does not have a geological meaning and corresponds to the white noise. Depth estimates of 20.01 ± 0.9 km may possibly correspond to the intracrustal mafic interface beneath the transitional zone between the Kribi-Campo and the Congo craton area. This result is in good agreement with seismic studies from Tokam et al. [6] revealing that the crust is divided into several layers with a lower thick mafic layer at depth below 18 km beneath the region. The shallower sources' depths of 5.7 ± 0.3 km may be attributed to the dense mantle formations within the sedimentary coastal basin responsible for the observed positive gravity anomalies in the coastal area.

After identifying the main sources responsible for the observed gravity anomalies of the study area, the study will

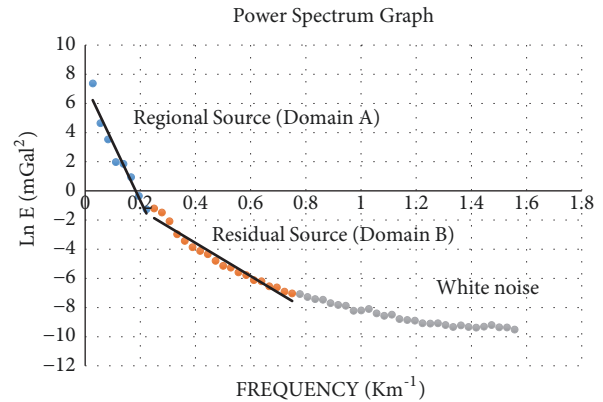


FIGURE 5: Power spectrum graph of the gridded Bouguer data showing 2 frequency domains. The first one with blue circles represents the regional source, the second domain with orange circles corresponds to residual source, and the gray circles represent white noise.

be now focused on the anomaly sources situated in the low frequencies associated with the deeper mafic formation. We will apply a filter to the Bouguer map to isolate the gravity signatures corresponding to the 20 km mean depth interface.

4.3. Regional and Residual Gravity Maps. The regional gravity map (Figure 6) shows anomalies ranging from -56 to -24 mGal; the anomalies consist of a western gravity high and an eastern gravity low almost oriented N-S and separated by strong gradients. The gravity highs are observed in the Kribi-Dehane area with a slight extension towards Campo and a maximum amplitude of -25 mGal. These anomalies are enclosed by gravimetric gradients which extend towards the Pouma-Bipindi area. The enhancement of these gradients on the central part of the regional map confirmed the presence of fault system in the area and also revealed that the major faults crossing the transitional zone between the Kribi-Campo and Congo Craton area had a deep origin and in the same way could explain the seismicity of the zone. The upward continued map also illustrates the change in anomaly character with a minimum value of -56 mGal along Ebolowa-Matomb axis. This can suggest that the lower crust formations are deepening towards the east of the region. As such, the 20 km upward continued data present a suitable regional map for gravity inversion studies to help define the basement characteristics of the mafic discontinuities and associated intrusive bodies from the Pan-African belt.

To highlight local anomalies, the regional component of the gravity anomaly field is commonly subtracted from the Bouguer anomaly map, generating a residual map (Figure 7) that shows exactly shallow density structures. The computed residual gravity map is characterized like the Bouguer anomaly map by a broad positive anomaly zone with a NE-SW orientation. This zone can be related to the shallow response of mafic rocks such as gabbros [5, 30]. Gravity lows with a ring shape observed at Pouma, Matomb, and Bipindi-Lolodorf area appear to be the signature of intrusive igneous

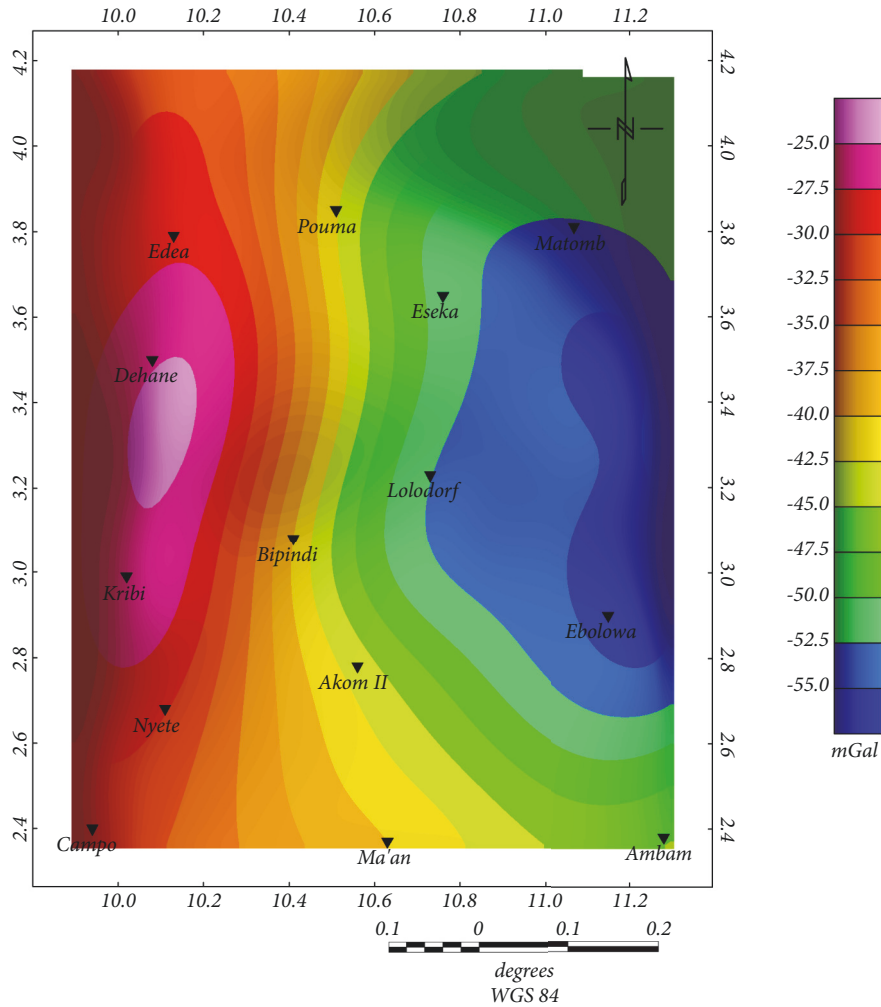


FIGURE 6: Regional gravity map obtained by applying the upward continuation filtering method to the Bouguer anomaly map (contour interval: 2.5 mGal; color-scale unit: mGal; and projection: Mercator).

rocks in the upper crust such as granites, syenites, and Tonalite Trondhjemites and Granodiorites (TTG) formations [30, 63].

4.4. 3D Topography of the Mafic Interfaces. Taking into account the importance of the inversion parameters such as the density contrast between the two media (the lower mafic crust and the upper crust) and the mean reference depth of the mafic interface, we considered a mean depth of 20 km derived from the results of the spectral analysis. We also made the choice to vary the density contrast depending on whether we are in coastal area or beneath the craton (Table 1).

For each density contrast, we compute the corresponding mafic depths in order to obtain the topography of the underlying mafic interfaces (Figure 9). The constraints from the shear wave velocity model [5, 6] helped to compute the density contrast beneath the Kribi-Campo area and within the Congo Craton. The convergence criterion was set at 0.02 km; the RMS errors between the two consecutive topography values and the iteration at which the inversion process is stopped are presented in Table 1. We denote that for both

geological terrains the iterative procedure was achieved at the third iteration and that the change in density contrast does not significantly alter the depth variation of the mafic interface; this allows us to deduce that we are practically under the same tectonic unit. Regarding the mafic depth map, when increasing the density contrast from 0.19 to 0.24 g/cm^3 , the magnitude of the upper crust thickness increases around 0.95 km within the coastal area, while it decreases about 1.68 km beneath the Congo Craton. The MATLAB function also displays the gravity anomaly associated with the inverted mafic interfaces and the residual error between the observed gravity anomalies and the computed anomalies (Figure 10).

This later appears to be very close to the input gravity signal with a residual error map revealing that the differences are minor and are in the range of -2.5 to 1.8 mGal. So we can rely on the estimate of the resulting inverted mafic interface.

The resulting mafic depth map represents the depth variations of the boundary between the upper crust and the lower mafic body. The upper crust thickness seems to increase

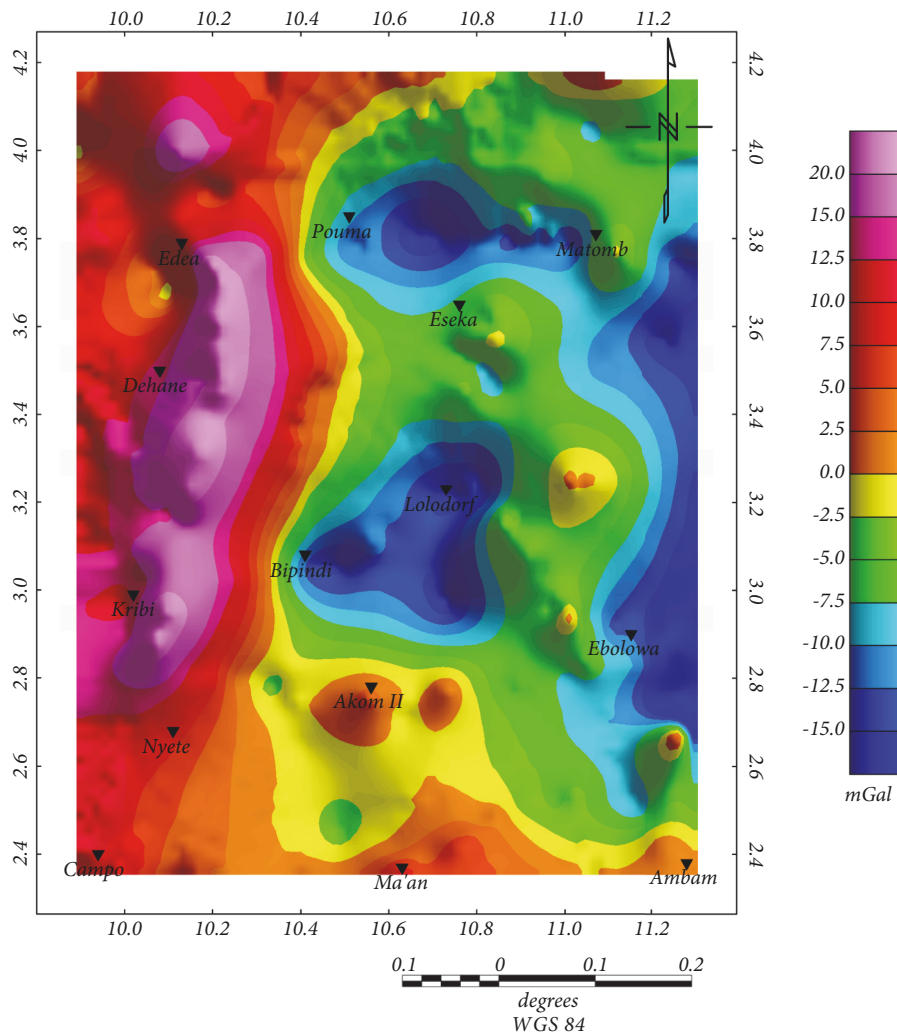


FIGURE 7: Residual gravity map of the study area obtained by subtracting the regional gravity map from the Bouguer anomaly map (contour interval: 2.5 mGals; color-scale unit: mGal; and projection: Mercator).

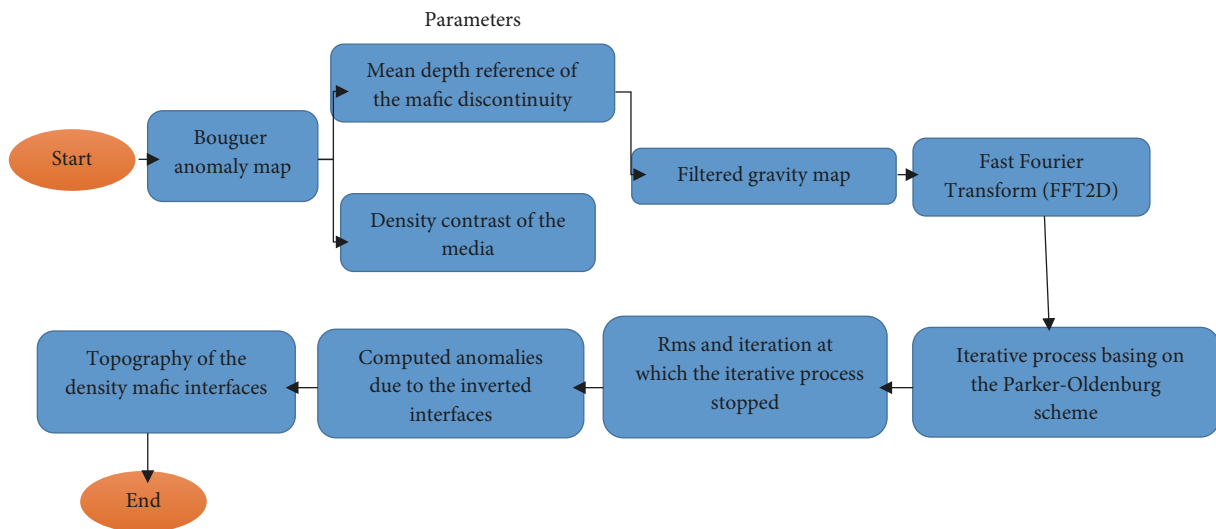


FIGURE 8: Summary of the 3D inversion process.

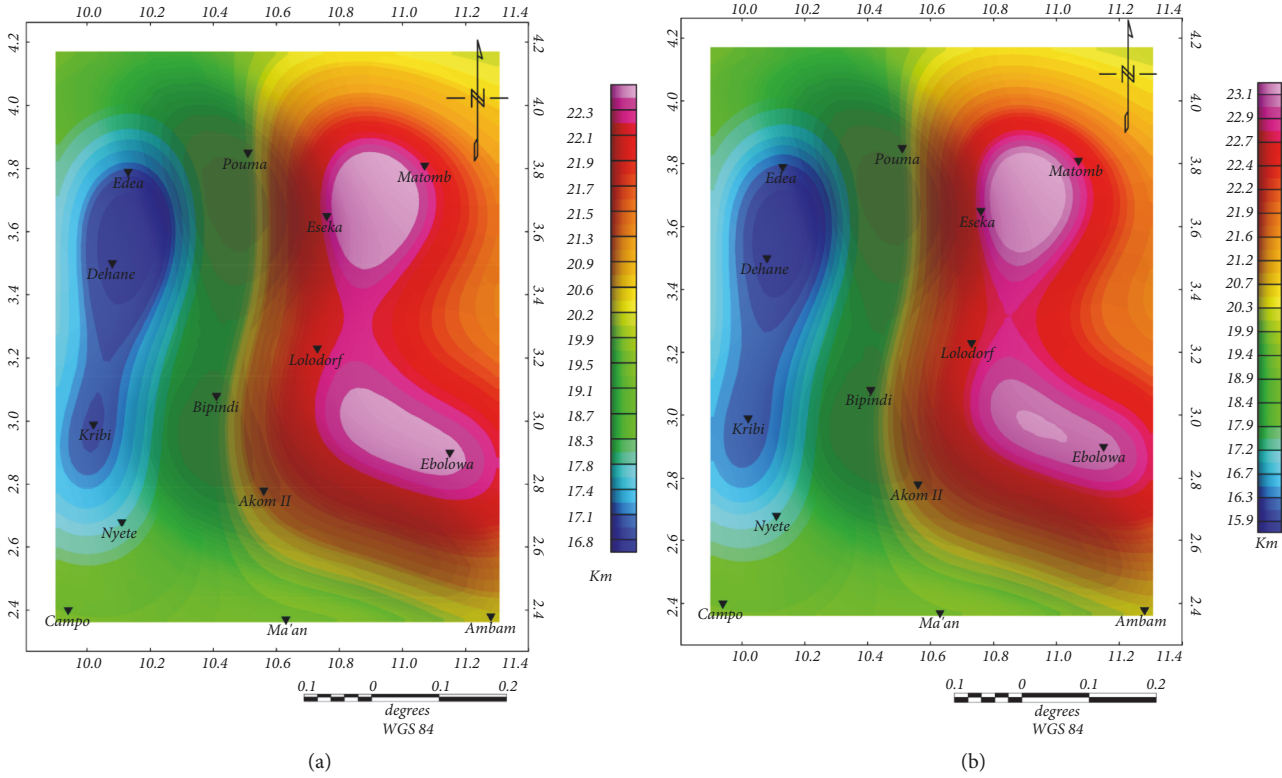


FIGURE 9: (a) Computed contour map of the mafic depth by using the 3D gravity inversion of the study area. Density contrast $\Delta\rho = 0.24 \text{ g/cm}^3$. (b) Computed contour map of the mafic depth by using the 3D gravity inversion of the study area. Density contrast $\Delta\rho = 0.19 \text{ g/cm}^3$, contour interval 0.1 mGal. Geographical coordinates.

TABLE 1: Inversion efficacy by geological unit.

| Mean depth reference: Z_0 | Density contrast | |
|-----------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| $Z_0 = 20 \text{ Km}$ | Kribi-Campo terrain | Congo Craton terrain |
| | $\Delta\rho = 0.19 \text{ g/cm}^3$ | $\Delta\rho = 0.24 \text{ g/cm}^3$ |
| | ITER=3 | ITER=3 |
| | RMS=0.0031 Km | RMS=0.0015 Km |

eastwards from approximately 16 km (coastal sedimentary basin) to about 22 km (continental craton), with dominated N-S strong gradients that cover the Pouma-Bipindi area. The lower mafic depths are observed in the western part of the area precisely in the Kribi-Edea axis. This area is marked by dome structures with a minimum depth of about 15 and 16 km observed both in Dehane and Kribi regions. Despite the poor data coverage beneath the coastal sedimentary basin, the mafic depth distribution is in agreement with previous studies [5, 6]. The authors revealed a depth of 18 km for the mafic formations beneath the basin, while in this study, we find a depth varying from 15.6 to 17 km. The dome structures observed in some coastal regions show that the mafic discontinuity is uprising toward the upper crust (see Figure 11). The mafic interface becomes deeper from the center region to the eastern edge of the study area where a depth of up to 23 km is reached at Ebolowa and in the vicinity of Matomb. These collapse zones seem to describe two grabens structure of the same nature. Although the

two depressions seem to be a bit similar in their shape, magnitude, and strike direction, it is difficult to link the two tectonic features because they could have been put in place at different geologic period. Furthermore, geological studies reveal that the Ebolowa sector is dominated by low Archean terrain with occurrence of low syenitic intrusion [24, 40, 64]. This Archean period of deformation can explain the presence of the large basin structure in the Ebolowa area and its gravitational incidence in our gravity model. At a first glance, the intermediate depth going from 18 to 22 km in the central part of the inverted interface map defines contours patterns identical to those of gravity anomaly derived from the computed data.

The linear characteristics, crossing the Pouma-Bipindi area, follow almost the N-S trend direction and correspond to the faults network which correlate well with the geological map. These faults features may be responsible of the subsidence of the lower mafic interface beneath the Matomb-Ebolowa area.

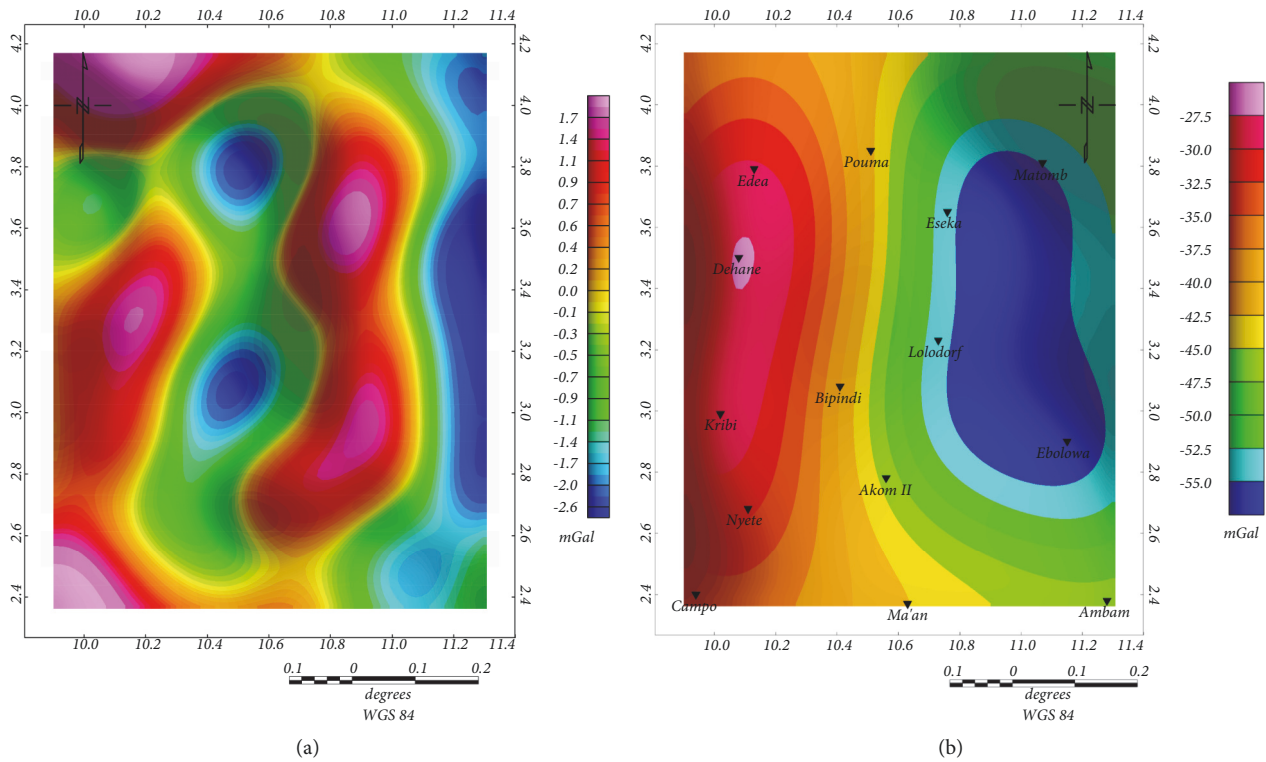


FIGURE 10: (a) Difference between the regional gravity map and the one due to the inverted mafic interface. Contour interval 0.1 mGal. Geographical coordinates. (b) Gravity anomaly map associated with the inverted mafic interfaces. Contour interval 2.5 mGal. Geographical coordinates.

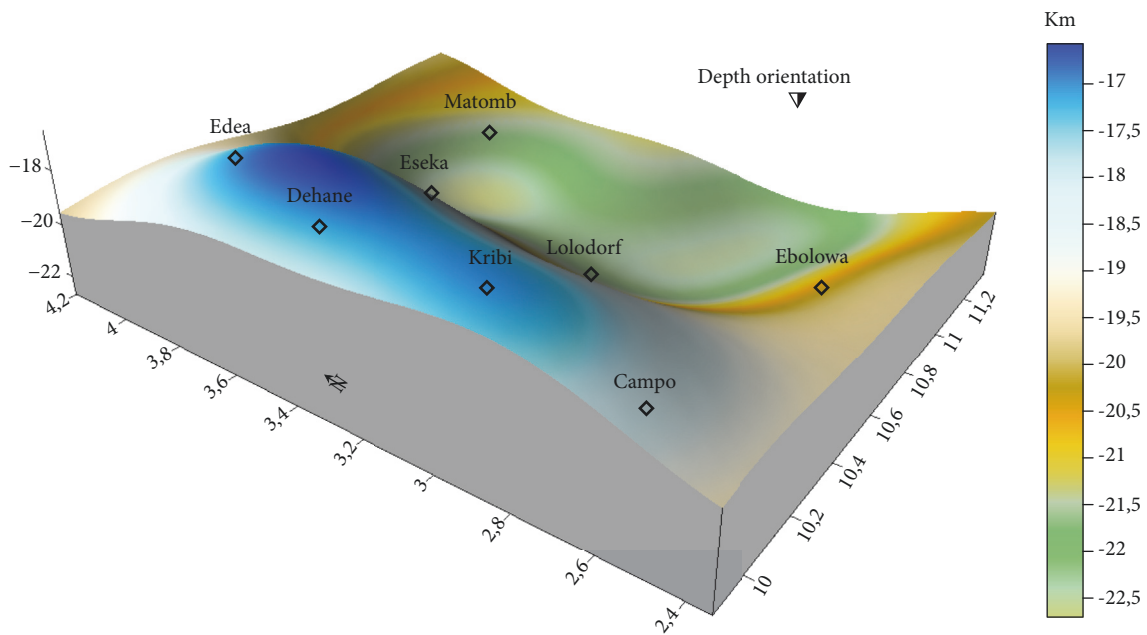


FIGURE 11: 3D view of the mafic depth showing the topography of the mafic density interfaces along the transition zone between the Kribi-Campo area and the Congo Craton.

5. Discussion

The investigation of the intracrustal mafic discontinuity beneath the transition zone between the Congo Craton and the Kribi-Campo area by using gravity data analysis and 3D gravity inversion method has allowed a better understanding of the mafic interfaces behavior within the continental crust. The results prove that the lower/upper crust boundary is not homogeneous and present discrepancies due to lateral density variation in Earth interior. To achieve this, a rectangular grid size of 157 km \times 201 km was selected to perform the two-dimensional (2D) spectral analysis. Prior to this transformation, the gridded data was expanded to a square grid size of 225 km \times 225 km to avoid side effects and to obtain more reliable source depth estimations. Poudjom et al. [1] used the same process to build the crustal thickness contour map of the West central Africa; they have selected 33 subgrids to estimate the crustal thickness (T_c) and studied its variation beneath the area by spectral analysis of the gravity data. The power spectrum graph allows us to identify two density domains: one situated in the high frequencies and a mean depth value of 5.7 km, another located on the low frequencies and an average depth of 20.01 km. The first estimate corresponds to dense formations within the Kribi-Campo subbasin. Tadjou et al. [65], by investigating the anomalous density structure beneath the Kribi-Campo sedimentary subbasin, have estimated the dense bodies in the same area at 6.5 km depth; so just a minor difference of 0.8 km was obtained; this can be explained by the permanent tectonic activity affecting the basin and the gravity effect of the other dense materials within the upper-crust layer. In order to elucidate ambiguities on the dense bodies origin and to bring out more explanation about the gravitational instabilities observed along the above transition zone, the 20 km mean depth interface attributed to the intracrustal mafic discontinuities was chosen as a fundamental parameter for the 3D gravity inversion. The inversion procedure constrained by seismic information was applied on the filtered gravity data with the aim to construct a mafic depth map. The mafic interface is uplifted in the Kribi-Edea area with the crust thinning beneath the continental basin where the Moho is found at about 28 km [5, 6, 65].

This result suggests that the observed dense materials have a mantle origin during the past magmatic event as Tadjou et al. [65] mentioned in their gravity studies, but our model reveals shallow mafic intrusion beneath the Kribi-Campo area which could be the consequence of the relamination process during the Archean subduction [66–68]. The mafic intrusion also influences the deformation of the sedimentary rocks and exhibits some control on the basin geometry. The mafic depth becomes deeper from the center map to the east with a slight extension in the Matomb-Ebolowa area. The computed topography contour map also reveals clearly a linear characteristic of N-S trend along the Pouma-Bipindi axis which approximately corresponds to the faults feature. Geological studies reveal that this area is characterized by a faulting deformation responsible for development of blastomylonitic shear zones [29, 30]. The resulting deformation may be interpreted from the model

as the thrusting of mafic interfaces onto the east side of the Lolodorf region. The symmetric graben structure observed both in Ebolowa and in the vicinity of Matomb resulted from the subsidence of the mafic intrabasement with a major depth of 23.4 km, so 3.4 km below the reference depth. The fact that the south-central part of the Congo Craton is dominated by low-density Archean rocks could explain the presence of these graben tectonic structures. Our results also provide new insights concerning the geodynamic behavior of the top of the lower mafic crust along the transition zone. It appears to be shallower in the Kribi-Campo area and deeper beneath the Congo Craton. The same process was observed for the Moho discontinuity where seismic work of Tokam et al. [6] demonstrates that the Moho is shallower beneath the coastal basin and becomes deeper within the Congo Craton. In addition, the results of our gravity inversion correlate well with those obtained by Owona et al. [5], but we noticed some discrepancies. Indeed, our model integrates a thin upper/middle-crust layer in the Kribi-Campo domain where the lower limit is located at almost 15 km and a thicker upper/middle-crust layer \sim 23 km beneath the CC. Otherwise, since our study was based on the processing of the long wavelength gravity signal; the undulation of the mafic interface going from the coastal plain to the Archean continental crust plays a crucial role on the gravity instability on the surface geology and its geodynamic process has been better highlighted in this study.

The high gravity gradient observed on the Bouguer map associated with the Kribi-Campo fault (KCF) is part of the lineaments known as Sanaga fault. Ngatchou et al. [69] analyzed broadband seismogram and determined the source mechanism of the March 19, 2005 Monatele earthquake. Their results show the evidence that the contact between the Congo Craton and the Pan-African Mobile Belt (PMB) is still seismically active. Moreover, Owona et al. [70, 71] also pointed out the existence of some other fault systems in the area that may be also active. The location of some historical landslides across the area [38] matches with the location of some major tectonic features within the area and suggests that this major tectonic element may control the occurrence of landslides in the study area.

6. Conclusion

By using a 3D gravity inversion program based on the Parker-Oldenburg method and developed by [11], we carry out a gravity data analysis, using seismic information as constraints [6], to build a Mafic depth map showing the spatial distribution of the mafic density interfaces beneath the transition zone between the Kribi-Campo and the Congo Craton. The inversion of the mafic structure generated by a standard density model was based on the approximating assumption that the density contrast between the layers above and below the interface takes a constant value. The study allows us to deduce that the gravity lows and highs of circular or semicircular nature observed on the theoretical gravity map were attributed to mafic intrusions in terms of basement uplifts and depressions, proving that the mafic interfaces have a great incidence on the gravity anomalies within the

region. From a mean reference depth of 20 km, the 3D view of the mafic depth shows uplifts reaching over 15.6-17 km in both Kribi and Dehane regions and two symmetrical mafic depressions, while centre parts extend up to a depth of 23.4 km beneath both Ebolowa and Matomb areas. The flock of depth contours almost trending N-S direction has increased values towards the east in the vicinity of Lolodorf. It suggests the existence of fault systems controlling the subsidence of mafic interfaces beneath the craton subsurface and impacting the occurrence of landslides in the area. Thus, the gravity inversion by using the Parker-Oldenburg 3D inversion method proves to be a powerful tool for the gravity data analysis and the tectonic interpretation.

Data Availability

The data used to support the findings of this study are available from the corresponding author upon request.

Conflicts of Interest

The authors reveal that there are no conflicts of interest regarding the publication of this paper.

Acknowledgments

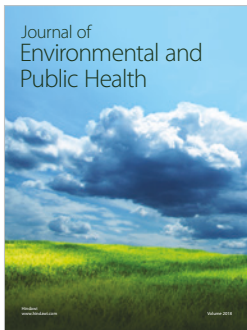
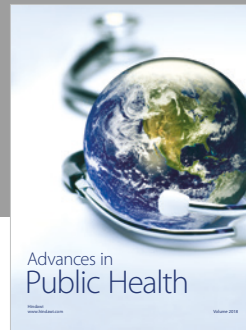
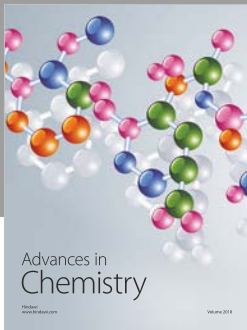
The authors are indebted to IRD (Institut de Recherche pour le Développement) for providing them with the data used in this work. Most of the figures in the paper were produced using Geosoft software developed by Ian Maclead and Tim Dobush for Exploration Geophysics. We also thank the anonymous referees for their helpful suggestions and comments.

References

- [1] Y. H. Djomani, J. M. Nnange, M. Diament, C. J. Ebinger, and J. D. Fairhead, "Effective elastic thickness and crustal thickness variations in west central Africa inferred from gravity data," *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 100, no. 11, pp. 22047–22070, 1995.
- [2] J. M. Nnange, V. Ngako, J. D. Fairhead, and C. J. Ebinger, "Depths to density discontinuities beneath the Adamawa Plateau region, Central Africa, from spectral analyses of new and existing gravity data," *Journal of African Earth Sciences*, vol. 30, no. 4, pp. 887–901, 2000.
- [3] J. M. Tadjou, R. Nouayou, J. Kamguia et al., "Gravity analysis of the boundary between the Congo craton and the pan-african belt of Cameroon," *Austrian Journal of Earth Sciences*, vol. 102, 2009.
- [4] A. Spector and F. S. Grant, "Statistical models for interpreting aeromagnetic data," *Geophysics*, vol. 35, no. 2, pp. 293–302, 1970.
- [5] M. L. C. Owona Angue, S. Nguiya, R. Nouayou, A. P. Tokam Kamga, and E. Manguelle-Dicoum, "Geophysical investigation of the transition zone between the Congo Craton and the Kribi-Campo sedimentary basin (Southwestern Cameroon)," *South African Journal of Geology*, vol. 114, no. 1, pp. 145–158, 2011.
- [6] A.-P. K. Tokam, C. T. Tabod, A. A. Nyblade, J. Julià, D. A. Wiens, and M. E. Pasyanos, "Structure of the crust beneath Cameroon, West Africa, from the joint inversion of Rayleigh wave group velocities and receiver functions," *Geophysical Journal International*, vol. 183, no. 2, pp. 1061–1076, 2010.
- [7] J. P. Burg, "Maximum entropy spectral analysis," in *Proceedings of the 37th Annual International Meeting, Soc. of Explor. Geophys.*, vol. 31, Oklahoma City, Okla, USA, 1967.
- [8] J. P. Burg, "A new analysis technique for time series data," NATO Advanced Study Institute on Signal Processing, Enschede, Netherlands, 1968.
- [9] R. McDonough, "Maximum-entropy spatial processing of array data," *Geophysics*, vol. 39, no. 6, pp. 843–851, 1974.
- [10] A. R. Bansal, V. P. Dimri, and G. V. Sagar, "Depth estimation from gravity data using the maximum entropy method (MEM) and the multi taper method (MTM)," *Pure and Applied Geophysics*, vol. 163, no. 7, pp. 1417–1434, 2006.
- [11] D. Gómez-Ortiz and B. N. P. Agarwal, "3DINVER.M: a MATLAB program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by Parker-Oldenburg's algorithm," *Computers & Geosciences*, vol. 31, no. 4, pp. 513–520, 2005.
- [12] M. J. Ntamak-Nida, S. Bourquin, J.-C. Makong et al., "Sedimentology and sequence stratigraphy from outcrops of the Kribi-Campo sub-basin: Lower Mundeck Formation (Lower Cretaceous, southern Cameroon)," *Journal of African Earth Sciences*, vol. 58, no. 1, pp. 1–18, 2010.
- [13] B. F. Windley and D. Bridgwater, "The evolution of Archaean low-and high grade terrains," *Geological Society of Australia Special Publication*, vol. 3, pp. 33–46, 1971.
- [14] S. B. Shirey and G. N. Hanson, "Mantle heterogeneity and crustal recycling in Archean granite-greenstone belts: Evidence from Nd isotopes and trace elements in the Rainy Lake area, Superior Province, Ontario, Canada," *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 50, no. 12, pp. 2631–2651, 1986.
- [15] B. Luais and C. J. Hawkesworth, "The generation of continental crust: An integrated study of crust-forming processes in the archaean of Zimbabwe," *Journal of Petrology*, vol. 35, no. 1, pp. 43–94, 1994.
- [16] S. B. Lobach-Zhuchenko, V. P. Chekulaev, N. A. Arestova, A. B. Vrevsky, and A. V. Kovalenko, "Genesis of the earliest (3.20–2.83 Ga) terranes of the Fennoscandian shield," *Russian Journal of Earth Sciences*, vol. 5, no. 2, pp. 75–91, 2003.
- [17] R. S. Sharma and M. K. Pandit, "Evolution of early continental crust," *Current Science*, vol. 84, no. 8, pp. 995–1001, 2003.
- [18] C. A. Basseka, Y. Shandini, and J. M. Tadjou, "Subsurface structural mapping using gravity data of the northern edge of the Congo Craton, South Cameroon," *Geofizika*, vol. 28, no. 2, pp. 229–245, 2011.
- [19] J. Ndema Mbongue, T. Ngnotue, C. Ngo Nlend, J. Nzenti, and E. Cheo Suh, "Origin and evolution of the formation of the Cameroon Nyong Series in the western border of the Congo Craton," *Journal of Geosciences and Geomatics*, vol. 2, pp. 62–75, 2014.
- [20] A. Nedelec, E. N. Nsifa, and H. Martin, "Major and trace element geochemistry of the Archaean Ntem plutonic complex (south Cameroon): petrogenesis and crustal evolution," *Precambrian Research*, vol. 47, no. 1-2, pp. 35–50, 1990.
- [21] S. F. Toteu, W. R. Van Schmus, J. Penaye, and J. B. Nyobé, "UPb and SmN evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon," *Precambrian Research*, vol. 67, no. 3-4, pp. 321–347, 1994.
- [22] C. K. Shang, M. Satir, W. Siebel et al., "TTG magmatism in the Congo craton; a view from major and trace element geochemistry, Rb-Sr and Sm-Nd systematics: case of the Sangmelima

- region, Ntem complex, southern Cameroon,” *Journal of African Earth Sciences*, vol. 40, no. 1-2, pp. 61–79, 2004.
- [23] R. Tchameni, “Géochimie et géochronologie des formations de l’Archéen et du Paléoprotérozoïque du Sud-Cameroun (Groupe du Ntem, Craton du Congo),” *Orléans*, 1997.
- [24] J. P. Brun and J. Pons, “Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain,” *Journal of Structural Geology*, vol. 3, no. 3, pp. 219–229, 1981.
- [25] W. J. Collins, “Polydiapirism of the Archean Mount Edgar Batholith, Pilbara Block, Western Australia,” *Precambrian Research*, vol. 43, no. 1-2, pp. 41–62, 1989.
- [26] H. Bouhallier, P. Choukroune, and M. Ballèvre, “Diapirism, bulk homogeneous shortening and transcurrent shearing in the Archean Dharwar craton: the Holenarsipur area, southern India,” *Precambrian Research*, vol. 63, no. 1-2, pp. 43–58, 1993.
- [27] P. Choukroune, H. Bouhallier, and N. T. Arndt, “Soft lithosphere during periods of Archean crustal growth or crustal reworking,” *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 95, pp. 67–86, 1995.
- [28] J. P. Vicat, J.-M. Léger, E. Nsifa et al., “Distinction, au sein du craton congolais du sud-ouest du Cameroun, de deux épisodes doléritiques initiant les cycles orogéniques éburnéen (Paléoprotérozoïque) et panafricain (Néoprotérozoïque),” *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences. Série 2. Sciences de la Terre et des Planètes*, vol. 323, pp. 575–582, 1996.
- [29] N. Nsifa, “Magmatisme et evolution géodynamique de l’archéen au protérozoïque de la bordure nord-ouest du Craton du Congo (Complexe du Ntem) au Sud-Ouest Cameroun,” *These de Doctorat d’Etat*, 2006.
- [30] P. Maurizot, A. Abessolo, J. Feybesse, V. Johan, and P. Lecomte, “Etude et prospection minière du Sud-Ouest Cameroun. Synthèse des travaux de 1978 à 1985,” *Rapport BRGM 85 CMR*, vol. 66, article 274p, 1986.
- [31] R. Tchameni, K. Mezger, N. E. Nsifa, and A. Pouclet, “Neoproterozoic crustal evolution in the Congo Craton: Evidence from K rich granitoids of the Ntem Complex, southern Cameroon,” *Journal of African Earth Sciences*, vol. 30, no. 1, pp. 133–147, 2000.
- [32] J. Feybesse, L. P. Barbossa, C. Guerrot et al., “Paleoproterozoic tectonic regime and markers of the archean/proterozoic boundary in the Congo–Sao Francisco craton EUG 8,” *Terra Abstracts*, vol. 100, 1995.
- [33] F. Koumetio, D. Njomo, C. N. Tatchum, A. P. Tokam, T. C. Tabod, and E. Manguelle-Dicoum, “Interpretation of gravity anomalies by multi-scale evaluation of maxima of gradient and 3D modeling in Bipindi region (South-West Cameroon),” *International Journal of Geosciences*, vol. 5, no. 12, pp. 1415–1425, 2014.
- [34] N. Nfomou, A. F. Tongwa, U. R. Ubangoh, A. Bekoa, N. J. Metuk, and H. J. Victor, “The July 2002 earthquake in the Kribi region: Geological context and a preliminary evaluation of seismic risk in southwestern Cameroon,” *Journal of African Earth Sciences*, vol. 40, no. 3-4, pp. 163–172, 2004.
- [35] J. Nzenti, *L’Adamaoua panafricain (région de Banyo): une zone clé pour un modèle de la chaîne panafricaine nordéquatoriale au Cameroun [These Doctorat D’Etat]*, Université Cheikh Anta Diop–Université de Nancy I, 1998.
- [36] B. R. Rosendahl and H. Groschel-Becker, “Deep seismic structure of the continental margin in the Gulf of Guinea: a summary report,” *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 153, pp. 75–83, 1999.
- [37] P. G. Wilson, J. P. Turner, and G. K. Westbrook, “Structural architecture of the ocean-continent boundary at an oblique transform margin through deep-imaging seismic interpretation and gravity modelling: Equatorial Guinea, West Africa,” *Tectonophysics*, vol. 374, no. 1-2, pp. 19–40, 2003.
- [38] M. Tchindjang, “Paradoxes et risques dans les hautes terres camerounaises: multifonctionnalité naturelle et sous valorisation humaine,” in *Paradoxes et risques dans les hautes terres camerounaises: multifonctionnalité naturelle et sous valorisation humaine*, Université de Paris, Paris, France, article 266 edition, 2012.
- [39] J. D. Hedberg, *A Geological Analysis of the Cameroon trend*, Princeton University, 1969.
- [40] R. Tchameni, K. Mezger, N. E. Nsifa, and A. Pouclet, “Crustal origin of early proterozoic syenites in the congo craton (ntem complex), south cameroon,” *Lithos*, vol. 57, no. 1, pp. 23–42, 2001.
- [41] S. Hammer, “Terrain corrections for gravimeter stations,” *Geophysics*, vol. 4, no. 3, pp. 184–194, 1939.
- [42] J. M. Nnange, *The Crustal Structure of the Cameroon Volcanic Line and the Fouban Shear Zone Based on Gravity and Aeromagnetic Data*, University of Leeds, 1991.
- [43] Y. N. Shandini, J. M. Tadjou, C. T. Tabod, and J. D. Fairhead, “Gravity data interpretation in the northern edge of the Congo Craton, South-Cameroon,” *Anuário do Instituto de Geociências*, vol. 33, 2010.
- [44] D. Gómez-Ortiz, R. Tejero-López, R. Babín-Vich, and A. Rivas-Ponce, “Crustal density structure in the Spanish central system derived from gravity data analysis (Central Spain),” *Tectonophysics*, vol. 403, no. 1-4, pp. 131–149, 2005.
- [45] D. J. Thomson, “Spectrum estimation and harmonic analysis,” *Proceedings of the IEEE*, vol. 70, no. 9, pp. 1055–1096, 1982.
- [46] J. M. Lees and J. Park, “Multiple-taper spectral analysis: a stand-alone C-subroutine,” *Computers & Geosciences*, vol. 21, no. 2, pp. 199–236, 1995.
- [47] D. B. Percival and A. T. Walden, *Spectral Analysis for Physical Applications*, Cambridge University Press, 1993.
- [48] M. Ghil, M. R. Allen, and M. D. Dettinger, “Advanced spectral methods for climatic time series,” *Reviews of Geophysics*, vol. 40, no. 1, pp. 3-1–3-41, 2002.
- [49] D. Slepian, “Prolate spheroidal wave functions, fourier analysis, and uncertainty—V: the discrete case,” *Bell System Technical Journal*, vol. 57, no. 5, pp. 1371–1430, 1978.
- [50] J. Park, C. R. Lindberg, and F. L. Vernon, “Multitaper spectral analysis of high-frequency seismograms,” *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 92, no. B12, pp. 12675–12684, 1987.
- [51] P. S. Naidu, “Statistical structure of aeromagnetic field,” *Geophysics*, vol. 35, no. 2, pp. 297–292, 1970.
- [52] F. J. R. Syberg, “A fourier method for the regional-residual problem of potential fields,” *Geophysical Prospecting*, vol. 20, no. 1, pp. 47–75, 1972.
- [53] B. H. Jacobsen, “A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps,” *Geophysics*, vol. 52, no. 8, pp. 1138–1148, 1987.
- [54] L. L. Nettleton, “Regionals, residuals, and structures,” *Geophysics*, vol. 19, no. 1, pp. 1–22, 1954.
- [55] L. Guo, X. Meng, and Z. Chen, “Preferential upward continuation and the estimation of its continuation height,” in *Proceedings of the Beijing 2009 International Geophysical Conference and Exposition*, vol. 2009, pp. 227–227, Beijing, China, 2009.

- [56] H. Zeng, D. Xu, and H. Tan, "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*, vol. 72, no. 4, pp. 145–150, 2007.
- [57] R. Roberts, W. Hinze, D. Leap, and S. Ward, "Data enhancement procedures on magnetic data from landfill investigations," *Geotechnical and Environmental Geophysics*, vol. 2, pp. 261–266, 1990.
- [58] R. L. Parker, "The rapid calculation of potential anomalies," *The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, vol. 31, no. 4, pp. 447–455, 1973.
- [59] D. W. Oldenburg, "Inversion and interpretation of gravity anomalies," *Geophysics*, vol. 39, no. 4, pp. 526–536, 1974.
- [60] R. Nagendra, P. V. S. Prasad, and V. L. S. Bhimasankaram, "Forward and inverse computer modeling of a gravity field resulting from a density interface using Parker-Oldenberg method," *Computers & Geosciences*, vol. 22, no. 3, pp. 227–237, 1996.
- [61] K. Burke, L. D. Ashwal, and S. J. Webb, "New way to map old sutures using deformed alkaline rocks and carbonatites," *Geology*, vol. 31, no. 5, pp. 391–394, 2003.
- [62] J. Vicat, G. Moloto-A-Kenguemba, and A. Pouclet, "Granitoids of the Proterozoic cover of the Congo craton northern edge (South-East of Cameroon and South-West of the Central African Republic), witnesses of a post-Kibarian to pre-Pan-African magmatic activity," *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, vol. 332, no. 4, pp. 235–242, 2001.
- [63] F. Koumetio, D. Njomo, C. T. Tabod, T. C. Noutchogwe, and E. Manguelle-Dicoum, "Structural interpretation of gravity anomalies from the Kribi-Edea zone, South Cameroon: A case study," *Journal of Geophysics and Engineering*, vol. 9, no. 6, pp. 664–673, 2012.
- [64] R. Tchameni, C. Lerouge, J. Penaye et al., "Mineralogical constraint for metamorphic conditions in a shear zone affecting the Archean Ngoulemakong tonalite, Congo craton (Southern Cameroon) and retentivity of U-Pb SHRIMP zircon dates," *Journal of African Earth Sciences*, vol. 58, no. 1, pp. 67–80, 2010.
- [65] J. Tadjou, E. Manguelle-Dicoum, S. Nguiya, and J. Kamguia, "Caractéristiques des anomalies gravimétriques du sous-bassin sédimentaire de Kribi-Campo (Sud-Cameroun)," *Africa Geoscience Review, Special Publication*, vol. 1, pp. 39–50, 2008.
- [66] R. L. Rudnick and D. M. Fountain, "Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective," *Reviews of Geophysics*, vol. 33, no. 3, pp. 267–309, 1995.
- [67] O. Jagoutz and P. B. Kelemen, "Role of arc processes in the formation of continental crust," *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 43, pp. 363–404, 2015.
- [68] B. Maunder, J. van Hunen, V. Magni, and P. Bouilhol, "Relamination of mafic subducting crust throughout Earth's history," *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 449, pp. 206–216, 2016.
- [69] H. Ngatchou, S. Nguiya, M. Owona Angue, P. Mouzong, and A. Tokam, "Source characterization and tectonic implications of the M4.6 Monatélé (Cameroon) earthquake of 19 March 2005," *South African Journal of Geology*, vol. 121, no. 2, pp. 191–200, 2018.
- [70] O. A. Clotilde, A. S. Patrick, N. Nfor et al., "Determination of the structural lineaments in the Kribi-Campo-Ma'an Area from a multi-scale analysis of gravity data using the HGM and euler 3D deconvolution approaches," *International Journal of Geosciences*, vol. 07, no. 09, pp. 1122–1143, 2016.
- [71] O. A. M. L. Clotilde, T. C. Tabod, N. Séverin, K. J. Victor, and T. K. A. Pierre, "Delineation of lineaments in south cameroon (central africa) using gravity data," *Open Journal of Geology*, vol. 3, article 331, 2013.



Hindawi

Submit your manuscripts at
www.hindawi.com

