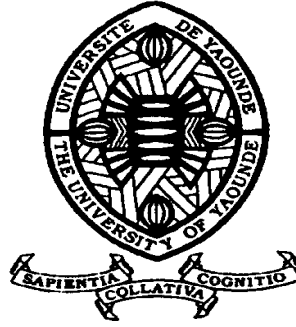


REPUBLIQUE DU CAMEROUN

Paix – Travail – Patrie

UNIVERSITE DE YAOUNDE I
FACULTE DES SCIENCES
DEPARTEMENT DE PHYSIQUE

CENTRE DE RECHERCHE ET DE
FORMATION
DOCTORALES EN SCIENCES,
TECHNOLOGIES
ET GEOSCIENCE
LABORATOIRE DE PHYSIQUE DE
L'ENVIRONNEMENT TERRESTRE



REPUBLIC OF CAMEROUN

Peace – Work – Fatherland

UNIVERSITY OF YAOUNDE I
FACULTY OF SCIENCE
DEPARTMENT OF PHYSICS

POSTGRADUATE SCHOOL FOR
SCIENCE
TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCES
LABORATORY OF PHYSICS OF
THE TERRESTRIAL
ENVIRONMENT

**CARACTERISATION DES STRUCTURES GEO-
LOGIQUES DU PLATEAU DE L'ADAMAOUA A
PARTIR DES DONNEES GRAVIMETRIQUES
HAUTE RESOLUTION**

THESE
PRESENTEE ET SOUTENUE EN VUE DE
L'OBTENTION DU DOCTORAT/PH.D DE PHYSIQUE

Par : **BOUBA Apollinaire**
DEA en Physique

Sous la direction de
TABOD Charles TABOD
Professeur., Université de Yaoundé I,
KAMGUIA Joseph
Directeur de Recherche., Institut National de Cartographie.

Année Académique : 2018



UNIVERSITE DE YAOUNDE 1
FACULTE DES SCIENCES
DEPARTEMENT DE PHYSIQUE

B.P: 812 Yaoundé



THE UNIVERSITY OF YAOUNDE 1
FACULTY OF SCIENCE
DEPARTMENT OF PHYSICS

P.O. Box: 812 Yaoundé

ATTESTATION DE CORRECTION

Nous, soussignés, **Pr NDJAKA Jean Marie Bienvenu** et **Pr MBANE BIOUELE César**, respectivement Président et Examineur du Jury de Thèse de **Doctorat/Ph.D** de **Mr BOUBA Apollinaire**, Matricule **06W736**, Thèse préparée sous la direction du **Pr TABOD Charles TABOD** et du **Dr KAMGUIA Joseph** et intitulée: «*Caractérisation des structures géologiques du plateau de l'Adamaoua à partir des données gravimétriques haute résolution*», soutenue publiquement le 05/09/2018 en vue de l'obtention du grade de **Docteur/Ph.D en Physique, Option Géophysique et Géoexploration** ;

Attestons que toutes les corrections demandées par le jury de soutenance ont été effectuées.

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

Fait à Yaoundé, le 05 OCT 2018

Le Président du Jury

Pr NDJAKA Jean Marie Bienvenu

L'Examineur

Pr MBANE BIOUELE César

Le Chef de Département de Physique



Ndjaka Jean-Marie
Bienvenu
Professeur

DEDICACE

A

Ma chère épouse Noela Manka'a

Mon père Bernard Hamadou Misté

Ma mère Marie Todou

Ma fille Patricia Priscille

REMERCIEMENTS

Je remercie Dieu Tout Puissant de m'avoir maintenu en santé, soutenu dans toutes les difficultés et sans qui la réalisation de cette thèse n'aurait pas été possible.

Mes sincères remerciements vont également à l'endroit de toutes les personnes et institutions qui ont contribué à sa réussite. Il s'agit:

Du Professeur TABOD Charles TABOD, malgré ses multiples occupations, il a accepté d'assurer la supervision de ce travail. Professeur, vous êtes un creuset de multiples qualités humaines entre autres, la sagesse, l'humilité et l'attachement infaillible au travail très bien fait. Votre grande disponibilité et vos encouragements m'ont permis d'achever cette thèse;

Du Docteur KAMGUIA Joseph, Directeur de Recherche à l'Institut National de Cartographie et Directeur de cette thèse. Il a gracieusement mis à ma disposition les données gravimétriques existantes de la région de l'Adamaoua et s'est montré disponible à m'apporter toutes les informations nécessaires à la bonne exploitation de ces données. Il m'a encadré avec enthousiasme et s'est montré très disponible malgré son emploi du temps chargé. Il m'a appris, aidé, montrer comment travailler, numériser, regarder et interpréter les cartes. J'espère avoir acquis de son expérience et de son efficacité;

Du Professeur NOUAYOU Robert, Responsable du laboratoire de Géophysique, qui m'a toujours encouragé. Ses observations et remarques pertinentes m'ont permis d'améliorer de manière significative la qualité du manuscrit;

Du Professeur NJANDJOCK NOUCK Philippe, pour sa disponibilité et sa passion pour la recherche. Nos séances de discussions ont été très enrichissantes et suffisamment efficaces pour la finalisation de cette thèse;

Du Professeur NDOUGSA MBARGA, pour ses remarques et corrections édifiantes qui ont été d'un apport déterminant dans l'accomplissement de ce travail;

Du Docteur NOUTCHOGWE TATCHUM Constant Bienvenu de l'Université de Bamenda qui m'a aidé dans la documentation et a mis à ma disposition quelques programmes et logiciels de traitement et d'interprétation des données gravimétriques. Il a éclairé ma thèse par son ouverture d'esprit;

Du Docteur VONDOU DEBERTINI Apollinaire, Chargé de cours au Département de Physique de l'Université de Yaoundé 1 qui m'a tenu en éveil. A chacune de nos rencontres, il ne se lassait de me demander où j'en suis avec ma thèse.

Du Professeur MARKKU PIRTTIJÄRVI de l'Université de Oulu en Finlande pour l'intérêt qu'il a accordé à cette recherche. Nos échanges très fructueux ont été d'un grand apport;

Du Professeur Feu DUQUENNE Henri membre de l'Institut Géographique National (France), pour son aide quant à la compréhension des données GRACE et pour avoir mis à ma disposition quelques programmes et outils informatiques ayant permis la réalisation de ce travail;

Des Enseignants et chercheurs, membres (ou membres associés) du laboratoire de Géophysique en l'occurrence les Docteurs NGUIYA, KANDE, KENFACK, NGANDO et TOKAM avec qui j'ai eu des échanges très productifs;

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

Au jury constitué pour l'évaluation de ce travail, vos observations et suggestions permettront de l'améliorer.

Les compagnies Geosof, Serfer, Grablox et Generic Mapping Tool pour leurs logiciels ayant servi à la réalisation de ce travail.

Des collègues de l'Ecole Normale Supérieure de Maroua, en particuliers DOKA, EMA'A, GAMBO, ALIM, MAHAMAT, OYOA, FOTSING, BACHIROU, DIFFO, MIBAILE, SANDA et MAIMOUNATOU pour leurs encouragements;

Mes amis YAP, SE NGUE, YAMDE, SANDJONG, YOWA, NAWAINAOU, DANROULBE, DJEUMOU, HASSANA et HOUSSEINI pour leurs soutiens sans faille;

De tous mes frères, sœurs et parents qui, sans trop comprendre ce que je faisais, m'ont apporté, tout au long de ce périple, un soutien constant;

De tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à la bonne réalisation de cette thèse.

TABLE DES MATIERES

DEDICACE	i
REMERCIEMENTS	ii
TABLE DES MATIERES	iv
RESUME	vii
ABSTRACT	viii
INDEX DES ABREVIATIONS ET SYMBOLES	ix
LISTE DES TABLEAUX	xii
LISTE DES FIGURES	xiii
INTRODUCTION GENERALE	1
CHAPITRE I : REVUE DE LA LITTERATURE ET PROBLEMATIQUE	5
I.1- SITUATION GEOGRAPHIQUE	6
I.1.1 Le climat	7
I.1.2 Le relief.....	7
I.1.3 Hydrographie	7
I.2- CONTEXTE GEOLOGIQUE ET TECTONIQUE	8
I.2.1- La géologie.....	8
I.2.1.1- Le substratum.....	9
I.2.1.2- Les formations de couvertures	9
I.2.2- La tectonique	9
I.2.2.1- Structures tectoniques associées au plateau de l'Adamaoua	10
I.2.2.2- Evolution tectonique de la zone	11
I.3- TRAVAUX GEOPHYSIQUES ANTERIEURS	12
I.3.1- La gravimétrie	12
I.3.2- La sismologie	13
I.3.3- Le magnétisme	13
I.3.4- La magnéto-tellurique	14

I.4- PROBLEMATIQUE.....	14
CHAPITRE II : BASE THEORIQUE DE LA GRAVIMETRIE, GENERALITES SUR LES MODELES DE CHAMPS ET METHODES D'INTERPRETATION GEOPHYSIQUE.....	16
II.1. BASE THEORIQUE DE LA GRAVIMETRIE	17
II.1.1. Force et champ de pesanteur	17
II.1.2. Potentiel de pesanteur	19
II.1.3. Décomposition du potentiel de pesanteur en harmoniques sphériques	21
II.1.4. Correction des données gravimétriques	22
II.1.5. L'anomalie gravimétrique.....	25
II.1.6. Origine des données utilisées	27
II.2. LES MODELES GLOBAUX DE LA GRAVITE.....	30
II.2.1. Définitions et applications des modèles de gravité	30
II.2.2. Types des modèles géopotentiels globaux	30
II.2.3. Expression des modèles géopotentiels globaux	31
II.3. METHODES D'INTERPRETATION GEOPHYSIQUE.....	32
II.3.1. Quelques méthodes d'interprétation qualitative.....	32
II.3.1.1. Les opérateurs de transformation des cartes	32
II.3.1.2. La séparation régionale-résiduelle	36
II.3.2. Méthodes d'interprétation quantitative	37
II.3.2.1. Les méthodes indirectes	37
II.3.2.2. Les méthodes inverses.....	40
II.3.2.3. Les méthodes directes	44
CHAPITRE III : RESULTATS ET DISCUSSIONS.....	48
III.1. ETUDE COMPARATIVE ENTRE LES DONNEES GRAVIMETRIQUES MESUREES ET LES DONNEES GRAVIMETRIQUES CALCULEES	49
III.1.1. Comparaison statistique basée sur l'écart-type.....	49
III.1.2. Comparaison statistique basée sur les points de contrôle.....	50

III.2. INTERPRETATION QUALITATIVE DES ANOMALIES DE BOUGUER	52
III.2.1. Carte des anomalies de Bouguer simple mesurée	52
III.2.4. Carte d'anomalies régionales et résiduelles issues des données gravimétriques hautes résolutions.....	58
III.2.5. Technique de détermination des maxima du gradient horizontal	73
III.2.6. Technique de cartographie des linéaments	75
III.2.7. Carte structurale	77
III.3. INTERPRETATION QUANTITATIVE DES ANOMALIES DE	BOUGUER
	79
III.3.1. La carte de déconvolution d'Euler	79
III.3.2. L'analyse spectrale	81
III.3.3. L'inversion gravimétrique	85
III.3.4. Modélisation 2D1/2 des anomalies gravimétriques	92
III.4. DISCUSSION	98
III.4.1 Validité des résultats	98
III.4.2 Comparaison des résultats aux résultats obtenus dans la zone d'étude en utilisant d'autres méthode.....	100
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES.....	103
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	107
ANNEXES.....	120

RESUME

L'exploration du sous-sol est confrontée à l'antagonisme entre le manque des données gravimétriques et le besoin d'une représentation aussi détaillée que possible de sa géométrie et de sa géologie. Pour résoudre ce problème, il faut effectuer une descente sur le terrain; malheureusement les campagnes gravimétriques coûtent chères. Nous proposons l'utilisation de la gravimétrie spatiale, technique de mesure du champ de pesanteur terrestre, qui permet de réaliser des mesures à couverture homogène avec un rendement élevé sur des zones réputées inaccessibles.

Pour y parvenir à obtenir ces données gravimétriques, nous avons élaboré un programme qui calcule la valeur de l'anomalie de pesanteur à chaque sommet d'une grille régulière interpolé sur la zone cible grâce aux coefficients du modèle de champ. Les données calculées sont comparées aux données brutes mesurées grâce aux points judicieusement choisis appelés point de contrôle. Ces points montrent que les données calculées et mesurées avaient la même précision et sont superposables. Les données ont été corrigées et combinées afin d'augmenter leur densité. Une nouvelle carte gravimétrique de la région a été proposée. Cette carte montre que les directions gravimétriques sont largement influencées par la tectonique régionale.

Les directions structurales de la région sont déterminées à l'aide des filtres effectués sur les cartes d'anomalies gravimétriques. L'exploitation de la nouvelle base des données gravimétriques a permis de mettre en évidence des zones de contacts majeurs interprétés soit comme des failles soit comme des structures intrusives. Une nouvelle méthodologie pour l'étude structurale est proposée en s'appuyant sur l'analyse multi-échelle des maxima locaux du gradient horizontal de la carte d'anomalie de Bouguer prolongée vers le haut à différentes altitudes. La carte structurale interprétative obtenue souligne des linéaments connus et met en évidence de nouveaux accidents non encore cartographiés sur le plateau de l'Adamaoua. Toutefois, afin d'exploiter des informations sur la variation de la densité des structures superficielles de la région, une carte des anomalies résiduelles a été déterminée à partir de la carte d'anomalie de Bouguer. Un modèle 2D1/2 des structures est proposé, en tenant compte de leur profondeur moyenne déterminée par l'analyse spectrale et de leur contraste de densité estimé par inversion gravimétrique.

Mots clés: Adamaoua, gravimétrie spatiale, modèles de champ, points de contrôle, anomalies gravimétriques, filtre, analyse multi-échelle.

ABSTRACT

The exploration of the subsurface is confronted to the antagonism between the available data, very scattered and the representation as detailed as possible to its geometry and the understanding of geological domains. To solve this problem, we must make descent to the field; unfortunately gravity campaigns are very expensive. We propose the gravity space technique of measurement of Earth's gravity field, which allows realize uniform coverage for measurements with a high yield on inaccessible deemed areas.

To achieve this, we elaborated a program that calculates the value of the gravity anomaly at each node of a regular grid interpolated on the target area. The calculated data are compared to the raw measured data by points wisely chosen called checkpoint. These points show that the calculated and measured data have the same accuracy and are stackable. The data were corrected and combined in order to increase their density. A new gravity map of the region has been proposed. This map shows that the values of Bouguer anomalies vary between -150 and -30 mGals.

The structural directions of the region are determined using filters made on the gravity anomaly maps. The processing of new gravity data base allows highlighting zones of major contacts interpreted as faults or intrusive structures within the basement. A new methodology called multi-scale horizontal gradient of prolonged Bouguer anomaly map at different altitude method is developed geological contacts and to determine the direction of dip. The structural interpretative map underlines the known lineaments and highlights new accidents not yet mapped to the Adamawa Plateau. However, in order to exploit information on the density variation of the superficial structures of the region, a residual anomalies map has been calculated from the Bouguer anomaly map. A $2D^{1/2}$ model of sources is proposed, taking into account their average depth determined by spectral analysis and their density contrast estimated by gravity inversion.

Keywords: Adamaoua, gravity space, field model, checkpoints, gravity anomalies, filtering, multi-scale analysis.

INDEX DES ABREVIATIONS ET SYMBOLES

ABREVIATIONS

AAL	Anomalie à l'Air Libre
AGP2003	African Geoid Project 2003
AIG	Association Internationale de Géodesie
CCC	Cisaillement Centre Camerounais
CHAMP	CHALLENGE Minisatellite Payload
DH	Dérivée Horizontale
DV	Dérivée Verticale
ECT	Ecart-Type
EGM96	Earth Gravity Model 1996
EGM-GGM	Earth Gravity Model-Global Geopotential Model
FSA	Fossé Sud Adamaoua
GGM02C	Global Geopotential Model 2002 Combined
GLOBE	Global Land One-kilometer Base Elevation
GMT	Generic Mapping Tools
GOCE	Gravity Field and steady state Ocean Circulation Explorer
GPS	Global Positioning System
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment
GTOPO	Global TOPOgraphy
IRD	Institut de Recherche pour le Développement
LVC	Ligne Volcanique du Cameroun
MAGSAT	Magnetic Field Satellite
mGal	milliGals ($1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$)
MGG	Modèle Geopotentiel Global
MNT	Model Numérique de Terrain
NGDC	National Geospatial Data Center
ORSTOM	Office de Recherche Scientifique des Territoires d'Outre-Mer
SRTM	Schuttle Radar Topography Mission
SVD	Singular Value Decomposition

SYMBOLES

\vec{F}	Force de Pesanteur	(N)
\vec{F}_g	Force de gravité	(N)
\vec{F}_c	Force centrifuge	(N)
\vec{F}_m	Force des marrées	(N)
\vec{g}	Champ de pesanteur terrestre	(ms ⁻²)
\vec{g}_g	Champ de gravité	(ms ⁻²)
\vec{g}_c	Champ centrifuge	(ms ⁻²)
θ	Déviation verticale	(rad)
N_{\max}	Degré maximal de développement du modèle	
φ	Latitude géographique	(degré)
λ	Longitude géographique	(degré)
π	3,14	
δg_L	Correction de latitude	(mGal)
δg_P	Correction de plateau	(mGal)
δg_F	Correction à l'air libre ou de Faye	(mGal)
δg_t	Correction topographique	(mGal)
Δg_{Al}	Anomalie à l'air libre	(mGal)
Δg_B	Anomalie de Bouguer simple	(mGal)
C_{nm}, S_{nm}	Coefficients harmoniques du modèle du champ de pesanteur	
$\bar{C}_{nm}, \bar{S}_{nm}$	Coefficients harmoniques normalisés du modèle du champ de pesanteur	
N_c	Nombre de coefficient du développement en harmonique sphérique	
ρ	Densité moyenne de la croûte	(gcm ⁻³)
∂	Dérivée partielle	
γ	Ecart-type	
\sum	Sommation	

\iiint	Intégration sur un volume	
P_{nm}	Polynômes de Legendre	
U	Potentiel normal	(ms ⁻²)
U'	Potentiel sur l'ellipsoïde de référence	(ms ⁻²)
V	Potentiel total de pesanteur	(ms ⁻²)
G	Constante gravitationnelle	(m ³ kg ⁻¹ s ⁻²)
M	Masse de la Terre	(kg)
dM	Élément de masse	(kg)
m	Ordre de développement du développement en harmoniques sphériques	
n	Degré de développement du développement en harmoniques sphériques	
r	Distance par rapport au centre de la Terre	(km)
R_e	Rayon équatorial de la Terre	(km)
δ	Symbole de Kronecker	
ω	Vitesse angulaire de rotation de la Terre	(rads ⁻¹)
a	Demi-grand axe de l'ellipsoïde	(km)
h	Altitude d'une station	(km)
km	Kilomètre	
g_0	Champ de pesanteur à la surface de la Terre	(ms ⁻²)
g_h	Champ de pesanteur à une altitude h	(ms ⁻²)
N	Indice structurale	
N'	Nombre de points de mesure	
P	Nombre des cellules	
n'	Fréquence	(Hz)

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Indices structuraux pour les sources d'anomalies gravimétriques (Thomson, 1982 ; Reid et al., 1990 ; Stavrev, 1997).....	42
Tableau 2: Comparaison statistique des anomalies à l'air libre et des anomalies de Bouguer simple des données mesurées et calculées.	50
Tableau 3: Caractéristique des points de contrôles	51
Tableau 4: Etude statistique moyenne des anomalies de Bouguer simple mesurées et calculées aux points de contrôles.....	51
Tableau 5: Caractéristiques des profils	82
Tableau 6: Résultat de l'analyse spectrale	85
Tableau 7: Résultat de l'inversion du Profil 1	87
Tableau 8: Résultat de l'inversion du Profil 2	88
Tableau 9: Résultat de l'inversion du Profil 3	91

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Location de la zone d'étude au Cameroun (modifié après Deruelle et al. 2007).....	6
Figure 2. Schéma géologique de la zone d'étude (modifié après Vincent et Marechal 1971)..	8
Figure 3. Composantes principales de la force de pesanteur.....	17
Figure 4. Coordonnées géocentriques d'un point P et représentation en ce point des vecteurs champs gravitationnel et accélération centripète.	19
Figure 5. Corps autogravitant de forme compact quelconque. Le champ de gravité est calculé au point extérieur P (Cara, 1989 ; Noutchogwé, 2004)	20
Figure 6. Correction de plateau.....	23
Figure 7. Correction à l'air libre ou de Faye	23
Figure 8. Tranche de Bouguer et correction topographique	25
Figure 9. Calcul de l'effet gravimétrique d'un élément de volume V de densité uniforme ρ à partir du point P , (Cady, 1980).	45
Figure 10. Subdivision du terrain en cellules pour la linéarisation du problème inverse.	44
Figure 11. Carte d'anomalie de Bouguer Simple du plateau de l'Adamaoua constituée des données gravimétriques mesurées (cercles noirs).	53
Figure 12. Variation de l'anomalie à l'air libre (ligne bleue), anomalie de Bouguer simple (ligne noire) et topographie (ligne rouge) en fonction de la distance, le long du profil P1.	54
Figure 13. Variation de l'anomalie à l'air libre (ligne bleue), anomalie de Bouguer simple (ligne noire) et topographie (ligne rouge) en fonction de la distance, le long du profil P2.	55
Figure 14. Carte d'anomalie de Bouguer simple des données gravimétriques hautes résolutions du plateau de l'Adamaoua.....	56
Figure 15. Facteur de corrélation entre les prolongées de la Bouguer à deux altitudes successives en fonction de l'altitude de prolongement, dans la zone d'étude.	60
Figure 16. Déflexion C en fonction de l'altitude de prolongement de la Bouguer dans le secteur d'étude. L'altitude optimale du prolongement vers le haut de la Bouguer vaut $h_0 = 25$ km.	61
Figure 17. Facteur de corrélation entre la grille des valeurs de la Bouguer prolongée vers le haut à l'altitude $h_0 = 25$ km et celles des cartes d'anomalies régionales, en fonction du degré de la régionale.	61
Figure 18. Carte d'anomalies régionales de degré 5 des données gravimétriques hautes résolutions du plateau de l'Adamaoua.....	63

Figure 19. Carte d'anomalies résiduelles de degré 5 des données gravimétriques hautes résolutions du plateau de l'Adamaoua.....	65
Figure 20. Cartes d'anomalies de Bouguer prolongées vers le haut à différentes altitudes....	69
Figure 21. Carte de la dérivée verticale des anomalies de Bouguer.	71
Figure 22. Carte de la dérivée horizontale des anomalies de Bouguer.	73
Figure 23. Détermination des maxima d'une grille de données dans une fenêtre 3 X 3 (Blakely et Simpson, 1986).	76
Figure 24. Localisation des maxima du gradient horizontal obtenus sur la carte d'anomalies de Bouguer prolongée vers le haut à différentes altitudes.	76
Figure 25. Carte structurale déduite des maxima du gradient horizontal obtenus sur la carte d'anomalies de Bouguer prolongée vers le haut à différentes altitudes.	78
Figure 26. Rosace des directions de fracturation déduites des anomalies gravimétriques	78
Figure 27. Carte de déconvolution d'Euler des anomalies gravimétriques pour l'indice structural $N=0$, une erreur relative de 5% et une fenêtre de 20 X20.	80
Figure 28. Carte d'anomalies résiduelle d'ordre 5 montrant les profils gravimétriques.	81
Figure 29. Spectre d'énergie gravimétrique en fonction de la fréquence pour le profil P1. ...	83
Figure 30. Spectre d'énergie gravimétrique en fonction de la fréquence pour le profil P2. ...	84
Figure 31. Spectre d'énergie gravimétrique en fonction de la fréquence pour le profil P3. ...	84
Figure 32. Profil 1, (a) Profil d'anomalies gravimétriques résiduelles et régionales. (b) solution du corps idéal.	86
Figure 33. Profil 2, (a) Profil d'anomalies gravimétriques résiduelles et régionales. (b) solution du corps idéal.	88
Figure 34. Profil 3, (a) Profil d'anomalies gravimétriques résiduelles et régionales. (b) solution du corps idéal.	90
Figure 35. Profil 1, (a) Profil d'anomalies résiduelles, (b) Modèle de structure du sous-sol 1. Granite: $\Delta\rho = 0 \text{ g/cm}^3$; 2. Gneiss: $\Delta\rho = 0, 1 \text{ g/cm}^3$; 3. Basalte: $\Delta\rho = 0, 23 \text{ g/cm}^3$	93
Figure 36. Profil 2, (a) Profil d'anomalies résiduelles, (b) Modèle de structure du sous-sol 1. Granite: $\Delta\rho = 0 \text{ g/cm}^3$; 2. Gneiss: $\Delta\rho = 0, 06 \text{ g/cm}^3$; 3. Basalte: $\Delta\rho = 0, 16 \text{ g/cm}^3$	95
Figure 37. Profil 3, (a) Profil d'anomalies résiduelles, (b) Modèle de structure du sous-sol 1. Granite: $\Delta\rho = 0 \text{ g/cm}^3$; 2. Gneiss: $\Delta\rho = 0, 1 \text{ g/cm}^3$; 3. Basalte: $\Delta\rho = 0, 27 \text{ g/cm}^3$; 4.Sédiment: $\Delta\rho = -0,22 \text{ g/cm}^3$	96

INTRODUCTION GENERALE

La géophysique est une science qui applique les principes et les méthodes de la physique à l'étude du sous-sol et du globe terrestre. Elle contribue à une meilleure localisation des ressources naturelles, constituant un complément indispensable à la géologie.

Diverses méthodes ont été mises au point en géophysique dans le cadre de la prospection. Ces méthodes utilisent les variations des champs naturels de la Terre ou nécessitent l'introduction dans le sous-sol d'énergie générée artificiellement. On peut ainsi citer les méthodes gravimétriques, magnétiques, sismiques, magnétotelluriques etc. La méthode gravimétrique a été utilisée dans le présent travail pour l'étude du plateau de l'Adamaoua. C'est une méthode qui mesure et étudie les variations du champ gravitationnel terrestre dues au contraste de densité entre les roches du sous-sol. Sa contribution peut être déterminante pour la localisation des accidents tectoniques, la forme et la position des structures géologiques et les études environnementales.

La présente étude a pour cadre le plateau de l'Adamaoua, qui constitue une importante structure morphotectonique située dans le domaine central de la chaîne panafricaine Nord-Equatoriale du Cameroun. Son soulèvement aurait commencé au Crétacé supérieur et se serait amplifié au Tertiaire à la faveur de la réactivation des grandes failles précambriennes qui traversent la région; à l'instar du Darfour au Soudan, du Tibesti dans le Sahara Tchadien, du Hoggar dans le Sahara Algérien, ou des « rifts valleys » en Afrique de l'Est. L'Adamaoua fait partie des bombements africains associés à un volcanisme intraplaque.

De nombreux travaux géophysiques ont été effectués dans cette région. En gravimétrie, on peut citer les travaux de Poudjom et al., (1997) à l'échelle du pays et à plus petite échelle, ceux de Noutchogwe et al., (2006); en sismologie les travaux de Dorbath et al., (1984) ; Tabod et al., (1992), et récemment en magnétotellurie ceux de Kande et al., (2008). Les études de Poudjom et al., (1997) ont été effectuées dans un cadre régional, étendue sur plusieurs centaines de kilomètres, mettant surtout en évidence des contrastes structuraux profonds, situés dans le manteau supérieur. La signification attribuée aux anomalies gravimétriques ne tient donc pas compte de l'effet gravifique des contrastes de densité dû à la structuration de l'écorce terrestre, dont la signature est à rechercher dans les anomalies étroites de courtes longueur d'onde. Les travaux de Noutchogwe et al., (2006) sont issus des données gravimétriques obtenues au cours des campagnes gravimétriques terrestres. Ces données sont limitées par l'inaccessibilité et privent un grand nombre de régions intéressantes, telles que les chaînes de montagnes, les forêts vierges et les zones volcaniques actives. Il fallait donc

trouver une technique intermédiaire, qui permet d'acquérir les mesures de pesanteur dans les régions inexplorées tout en garantissant une résolution aussi fine que possible à celles obtenues grâce à une descente sur le terrain. Une solution à ce problème, consiste à densifier les données gravimétriques mesurées et à les rendre exploitables (Bouba et al., 2017 ; Bouba et al., 2018). Ces données ont été réduites en utilisant la formule classique de l'anomalie de Bouguer. Dans cette formule, une série de correction s'est appliquée aux données gravimétriques afin d'éliminer les causes non géologiques de variations de gravité. On obtient une base de données homogènes et de haute résolution permettant d'établir une nouvelle carte gravimétrique de la région, support de base pour toute interprétation des anomalies gravimétriques.

Dans une région à la géologie complexe comme l'Adamaoua, il est nécessaire d'approfondir l'interprétation de la carte des anomalies gravimétriques de Bouguer en appliquant des filtres (transformations) adéquats. Ces filtres permettent de mettre en évidence les différents linéaments responsables de la structuration de la région et élaborer des modèles de structures interprétatives.

Dans la présente étude, nous nous proposons de montrer l'apport des modèles géopotentiels comme sources de données alternatives à la densification des données gravimétriques du plateau de l'Adamaoua et étudier sa structuration géologique et géophysique. Pour le faire nous allons :

- Mettre en évidence les signatures gravimétriques des structures particulières et donner une interprétation en rapport avec la géologie régionale ;
- Montrer l'apport des filtrages d'anomalies gravimétriques à l'étude structurale de la région;
- Établir une carte d'anomalies gravimétrique résiduelle efficiente prenant en compte la profondeur d'investigation ;
- Établir la carte structurale interprétative pouvant servir de guide dans l'investigation et l'exploitation des sources thermominérales et des nappes d'eau souterraines dans le secteur étudié.
- Déterminer par inversion gravimétrique, les densités des roches constituant la croûte terrestre sous le plateau de l'Adamaoua.
- Déterminer les caractéristiques géométriques (forme, profondeur, extension) de la croûte sous l'Adamaoua.

Pour atteindre ces objectifs, le travail s'articulera autour de trois chapitres:

Le premier chapitre est consacré aux principaux résultats des études géologiques et géophysiques réalisées antérieurement dans la région de l'Adamaoua et présente la problématique servant de fil conducteur de la présente étude ;

Le deuxième chapitre présente les données gravimétriques et les méthodes d'interprétation géophysique utilisées ;

Le troisième chapitre est consacré aux résultats obtenus et à leur discussion. Dans cette partie, nous présentons la nouvelle carte d'anomalie de Bouguer de la région ainsi que ses interprétations qualitatives et quantitatives. L'interprétation qualitative permet d'identifier les différentes entités géologiques, les zones de discontinuité et les directions structurales, tandis que l'interprétation quantitative permet de déterminer les profondeurs, les densités (ou contrastes de densités) et de fournir un modèle de structure du sous-sol de type 2D1/2 des sources d'anomalies résiduelles en vue d'accéder aux grands traits structuraux de la croûte sous le plateau de l'Adamaoua. Nous procéderons également au filtrage des anomalies gravimétriques qui permettra l'établissement des cartes transformées et de la carte structurale de la zone d'étude.

Le mémoire s'achève par une conclusion générale avec ouverture sur les perspectives de recherche dans la région.

CHAPITRE I : REVUE DE LA LITTERATURE ET PROBLEMATIQUE

INTRODUCTION

Ce chapitre a pour but de présenter la région d'étude, de faire un rappel des principaux résultats des travaux géologiques et géophysiques antérieurs effectués dans la région et de dégager la problématique de l'étude.

I.1- SITUATION GEOGRAPHIQUE

La zone d'étude est située sur le plateau de l'Adamaoua entre les longitudes 13° et 15° E, puis les latitudes 5° et 8° N (figure 1). Elle couvre principalement les localités suivantes: Mbé, Ngaoundéré, Belel, Djohong, Ngam, Meiganga, Bagodo, Garoua-Boulai, Betaré-Oya et Kongolo. Cette zone constitue une importante structure morphotectonique située dans la partie centrale de la chaîne panafricaine Nord-équatoriale du Cameroun. Elle a déjà fait l'objet de plusieurs travaux de géosciences impliquant la géologie, l'hydrologie et la géophysique.

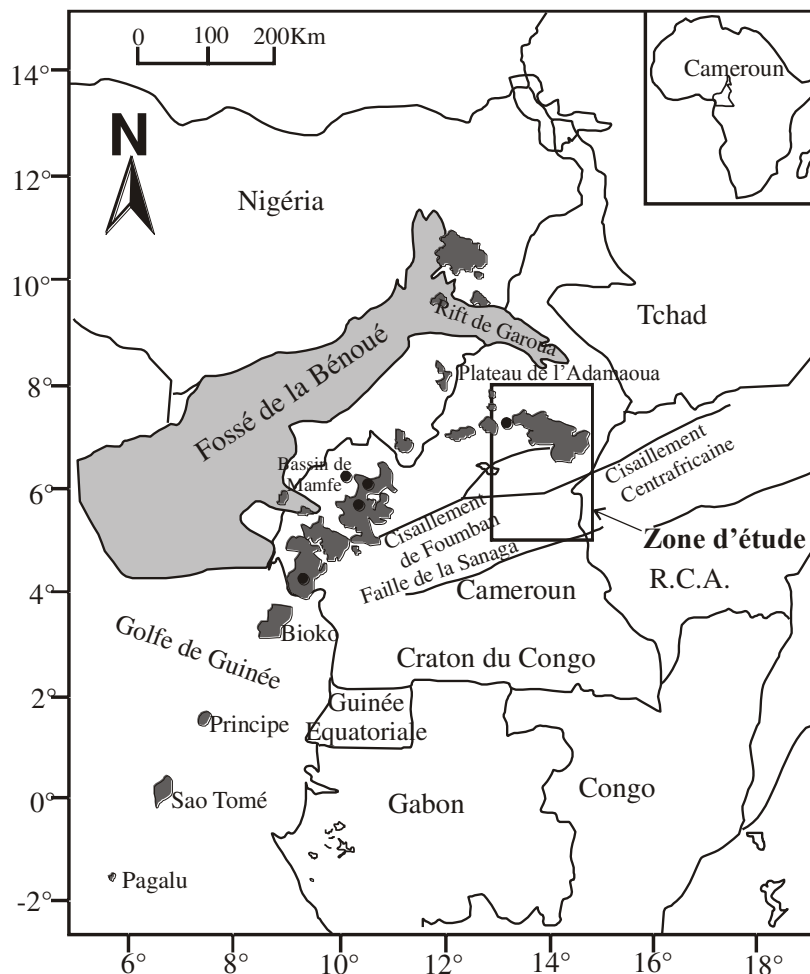


Figure 1. Localisation de la zone d'étude au Cameroun (modifiée après Déruelle et al., 2007).

I.1.1 Le climat

Le plateau de l'Adamaoua a un climat relativement frais, avec des températures relativement peu élevées et régulières comprises entre 22 et 25 degrés Celsius. Au sud de la région, le climat qui y règne est du type Camerounéen avec 4 saisons (deux saisons de pluie et deux saisons sèches) et des précipitations allant de 1500 à 2000 mm, tandis qu'au nord, le climat est de type tropical soudanais; avec seulement deux saisons (une saison sèche et une saison de pluie) et des précipitations moyennes annuelles variant de 150 à 700 mm.

I.1.2 Le relief

Issu de l'émergence du vieux socle cristallin, le plateau de l'Adamaoua est façonné par des puissantes forces géométriques. C'est un vaste bloc de socle soulevé, ponctué de petits volcans. Il commence au sud du Cameroun; la Terre se lève doucement et inégalement jusqu'à environ 5 degrés de latitude Nord. A cette latitude commence le plateau de l'Adamaoua qui se situe entre 1000 m et 2000 m d'altitudes (environ 1100 m en moyenne) et qui s'étend du Nigéria jusqu'à la République Centrafricaine. Il est parfois recouvert, notamment dans la région de Ngaoundéré de roches basaltiques. Son centre est parsemé de formes arrondies et des vallées humides recouvertes d'affleurements rocheux et des cônes volcaniques. L'altitude plonge à 500 m dans les vallées du Djérem et du Mbéré et au nord de Ngaoundéré jusqu'à la dépression de la Benoué.

I.1.3 Hydrographie

Le plateau de l'Adamaoua est caractérisé par un réseau hydrographique assez dense, et la majorité des cours d'eaux traversant le pays y prennent d'ailleurs leurs sources, d'où le nom « château d'eau du Cameroun » donné à la région. Les principaux cours d'eau rencontrés dans cette zone sont :

- la Vina au Nord et la Mbéré, qui draine l'est de l'Adamaoua dépendent du bassin du Tchad ;
- le Djérem qui draine le sud de l'Adamaoua, dépend du bassin de la Sanaga.

De manière générale, l'émergence des sources thermominérales se trouve à l'intersection d'une faille et de l'axe d'une vallée, car c'est là que l'eau a le plus de facilité de s'écouler. Les principales sources thermominérales reconnues dans le secteur d'étude sont celles identifiées par Le Maréchal et Vincent (1971) après enquête auprès des populations, qui les exploitaient de façon artisanale pour le breuvage des troupeaux de bœufs et de moutons. Cette méthode d'investigation est limitative et devrait être complétée par une étude géophysique si l'on désire maîtriser les circuits d'écoulement des eaux souterraines.

I.2- CONTEXTE GEOLOGIQUE ET TECTONIQUE

I.2.1- La géologie

Après les levés de reconnaissance entrepris sur le plateau de l'Adamaoua dans les années cinquante (Guiraudie, 1955; Lasserre, 1961), dont les résultats sont compilés sur la carte géologique de la République Unie du Cameroun (Direction des Mines et de la Géologie, 1979), des données géologiques plus récentes ont été obtenues à la suite des travaux effectués sur le domaine central de la chaîne panafricaine du Cameroun (Toteu et al., 2001; Nzenti et al., 2006; Ngako et al., 2008) et la Ligne Volcanique du Cameroun (Menard et al., 1998; Temdjim, 2006 ; Kamgang et al., 2010). Ces travaux, permettent de regrouper les formations géologiques du plateau de l'Adamaoua en deux grands ensembles (figure 2): le substratum et les formations de couverture.

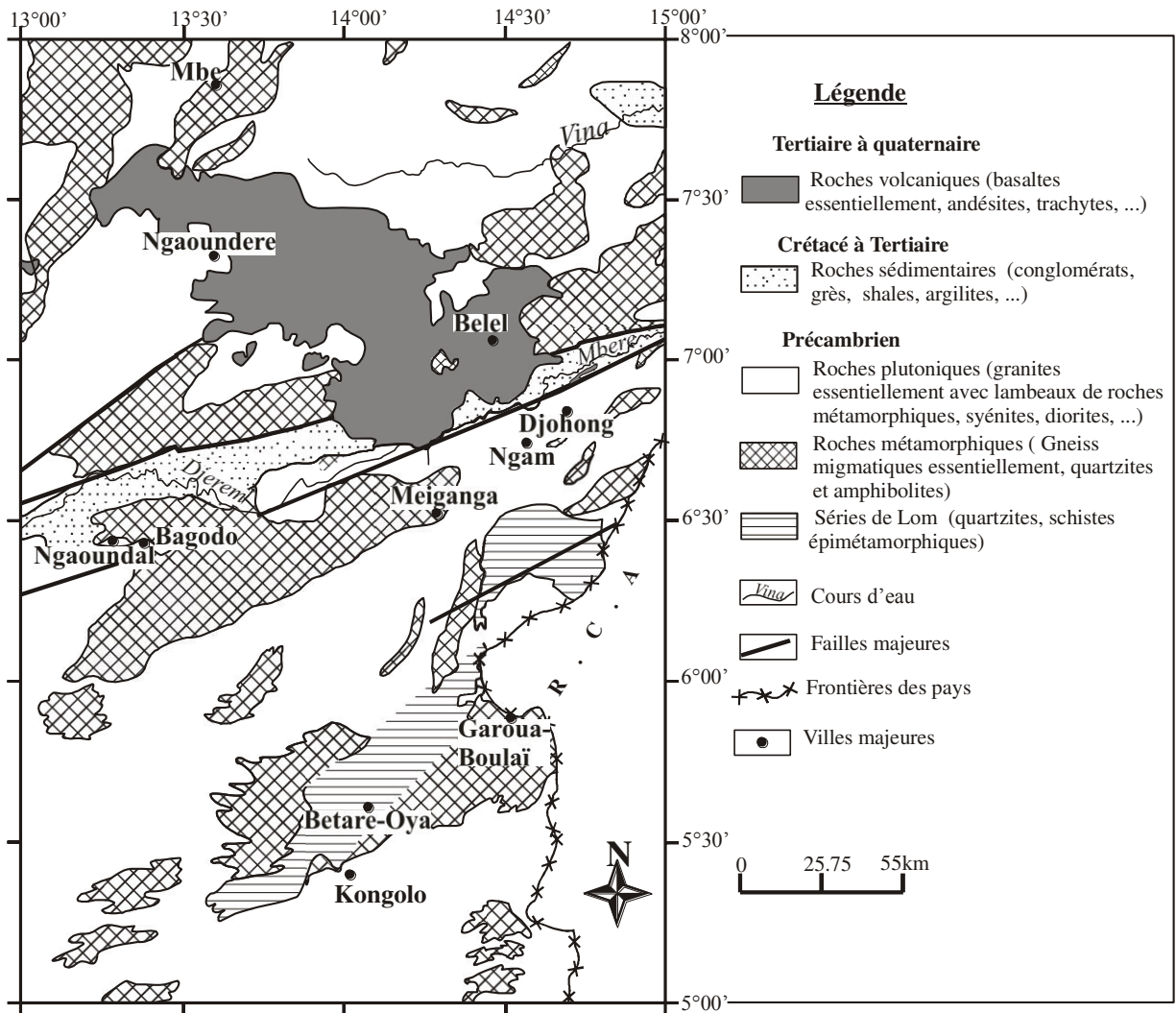


Figure 2. Schéma géologique de la zone d'étude (modifié après Le Marechal et Vincent, 1971).

I.2.1.1- Le substratum

Le socle sous l'Adamaoua regroupe d'une part les formations panafricaines, il s'agit : des granitoïdes essentiellement représentés par les granites syn-tectoniques très abondants dans la région où ils soulignent la zone de faille du Cisaillement Centre Camerounais (Njanko, 1999 ; Kapajika, 2003), des gneiss indifférenciés rencontrés dans la partie occidentale de la région et des roches méta sédimentaires de la série de Lom (Soba, 1989 ; Soba et al., 1991) constituées de schistes volcano sédimentaires et graphiteux qui reposent en accordance sur le socle granito-gneissique (Soba, 1989). D'autre part des formations paléoprotérozoïques remaniées hérités d'un bâti plus anciens repris au panafricain. Il s'agit : des granulites, constituées par des gneiss à haut degrés de métamorphisme, datés à 2100 Ma (Soba, 1989 ; Toteu et al., 2001) et affleurent sous forme de reliques au sein des formations panafricaines (Ngako, 1999 ; Ngnotué et al., 2000 ; Toteu et al., 2001).

I.2.1.2- Les formations de couvertures

Les formations de couvertures sont représentées, d'une part par les séries sédimentaires crétacées; il s'agit : des sédiments de remplissage du bassin du Djérem et du fossé du Mbéré. Le bassin du Djérem présente une série composée d'argiles rouges qui reposent sur des niveaux gréseux. Dans le fossé du Mbéré, ce sont des marnes et argiles qui reposent sur des grès fins arkosiques et des conglomérats, parfois masqués en surface par une coulée de basanites (Le Maréchal et Vincent, 1971). D'autre part les formations volcaniques cénozoïques ; il s'agit : des formations associées au volcanisme de la Ligne du Cameroun (Temdjim et Tchoua, 1999). Elles sont largement représentées par les basaltes et affleurent sous forme de filons et surtout de coulées très étendues, mais relativement peu épaisses ayant été fortement démantelées par l'érosion et l'altération. Ces coulées basaltiques, d'âge Mio-pliocène (10 à 7 Ma) (Gouhier et al., 1974 ; Déruelle et al., 1987), dont le mode d'émission est celui d'un volcanisme fissural sont à l'origine des pointements trachytiques et phonolitiques (Tchabal Nganha et Tchabal Djinga) et des nombreux cônes stromboliens récents dont la nature essentiellement alcaline montre une affinité avec les rifts continentaux (Kampunzu et al., 1986, Temdjim, 1986).

I.2.2- La tectonique

Le plateau de l'Adamaoua est assimilé à un horst volcanique qui appartient à une série de structures tectoniques majeures d'âges post-crétacées et donc l'évolution tectonique est sujette de discordance.

I.2.2.1- Structures tectoniques associées au plateau de l'Adamaoua

Trois structures majeures sont associées au plateau de l'Adamaoua: le Cisaillement Centre Camerounais (CCC), le Fossé Sud Adamaoua (FSA), et la Ligne Volcanique du Cameroun (LVC).

Le Cisaillement Centre Camerounais

Parfois dénommé « Faille de Fouban » ou « Accident de l'Adamaoua », le Cisaillement Centre Camerounais (CCC) (Ngako et al., 1991) constitue la partie Camerounaise de la zone de Cisaillement Centrafricain. Cette zone de cisaillement est une succession d'accidents majeurs d'orientation générale N70°, que l'on suit depuis le Soudan, puis à travers la République Centrafricaine et le Tchad jusqu'à Fouban au Cameroun, où elle disparaît sous les séries volcaniques tertiaires de l'Ouest Cameroun et se prolongent jusqu'au Golfe de Guinée (Cornacchia et Dars, 1983, Moreau et al., 1987). Vers l'Ouest, elle serait le prolongement de la faille de Pernambuco au nord-est du Brésil (De Almeida et al. 1991). Les études structurales (Ngako et al., 1991) ont montré que le CCC est un accident ductile, de direction moyenne N30°E. Cette mégastucture est jalonnée de nombreux affleurements de mylonites et de granitoïdes (Nzenti et al., 1999 ; Kapajika, 2003 ; Nzenti et al., 2006 ; Njonfang et al., 2008 ; Ngako et al., 2008). Son évolution structurale fait apparaître deux phases de cisaillement dont l'une est dextre et l'autre sénestre. D'après Ngako (1999), la phase dextre serait postérieure à la phase sénestre. Une analogie avec la série de Lamé au Tchad donnerait une fourchette d'âge situé entre l'Albien et le Turanien. L'épaisseur de la série sédimentaire est difficile à estimer et varierait de 1400 à 2500 mètres à hauteur de Djohong (Chevassus-Agnès, 1968), dont 500 mètres pour conglomérats de base (Vincent, 1968).

Le Fossé Sud Adamaoua

Ce fossé, limité par deux escarpements de failles presque rectilignes qui atteignent localement 600 mètres de commandement, borde la partie méridionale du plateau de l'Adamaoua. Il comprend le fossé créacé du Mbéré et le bassin du Djerem et correspond à un couloir d'environ 300 km de long sur 200 km de large orienté N60° à N70° (Dumont, 1987), masqué en surface par des basaltes qui constituent la limite géographique entre le fossé du Mbéré et le bassin du Djerem. Leur remplissage comprend les formations continentales et lagunaires: conglomérats, grès arkosiques, calcaires (Le Marechal et Vincent, 1971) et des fragments de bois silifiés.

La Ligne volcanique du Cameroun

Ngounouno (1998) a réalisé une synthèse des différentes hypothèses émises quant à sa définition et à son interprétation. La Ligne Volcanique du Cameroun est une chaîne de volcans intraplaques en forme de Y qui s'étend de l'île de Pagalu dans l'Océan Atlantique jusqu'en Afrique de l'Ouest, sur environ 2000 km. Le long de cette ligne, on dénombre au moins une soixantaine de complexes anorogéniques dans le secteur continental et environ douze centres volcaniques majeurs s'étendant du Golfe de Guinée jusqu'au Lac Tchad suivant une direction moyenne N30°E (Tchoua, 1974; Moreau et al., 1987).

Une particularité essentielle de la LVC réside dans sa situation à cheval en domaines continental et océanique. Parmi tous ses édifices volcaniques, seul le Mont Cameroun est encore actif et sa dernière éruption s'est produite en l'an 2000. Plusieurs travaux (Tchoua, 1974; Nana, 1991; Nkouathio, 1997, Kamgang, 2003, Déruelle et al., 2007) montrent que le volcanisme continental sur cette ligne est typiquement alcalin, issu d'un magma d'origine mantélique. L'origine du magmatisme serait liée à la réactivation des anciennes structures panafricaines dans un contexte qui fait l'objet d'interprétations variées. Plusieurs études suggèrent l'existence de zones de panache mantélique sous la LVC (Meyers et al., 1998; Burke, 2001), associée à une ligne de fragilité lithosphérique dans un contexte de rift naissant (Poudjom et al., 1997).

I.2.2.2- Evolution tectonique de la zone

L'évolution tectonique de l'Adamaoua se serait déroulée en trois phases ou séquences de temps géologiques.

Au Panafricain, l'Adamaoua aurait joué un rôle important dans la mise en place de nombreux granites dits "syn-tectoniques" et la mise en place des grandes zones de fractures, résultant d'une tectonique compressive très importante (Ngako, 1999; Nzenti et al., 1999).

Au Crétacé, la région est marquée par une tectonique extensive en relation avec l'ouverture de l'Atlantique Sud (Ngangom, 1983 ; Popoff, 1988). Les failles transcurentes panafricaines jouent en cisaillement dextre, donnant naissance au fossé du Mbéré et au bassin du Djérem (Cornacchia et Dars, 1983; Dumont, 1986 ; Dumont, 1987).

Au Crétacé supérieur et au Tertiaire, une activité volcanique affecte le plateau de l'Adamaoua ; les produits volcaniques sont pour la plupart des basaltes et des andésites (Temdjim et Tchoua, 1999). La réactivation de la faille de Fouban et la formation du rift contemporain de Ngaoundéré accompagnent la mise en place du "dôme" de l'Adamaoua au

Cameroun et du Darfour au Soudan (Browne et Fairhead, 1983). Au cours de cette tectonique, la lithosphère est sujette à des contraintes latérales distensives (Brown et Girdler, 1980) qui provoquent la diminution de son épaisseur, la décompression du manteau supérieur, sa fusion partielle et la remontée du fluide magmatique généré, à travers les fractures lithosphériques (genèse du magma basaltique alcalin). L'origine de l'amincissement crustal est en rapport avec la remontée asthénosphérique qui entraîne un bombement lithosphérique et un étirement subséquent de la croûte terrestre. L'expression topographique de ce processus isostatique est la formation d'un plateau qui s'accompagne d'une tectonique cassante caractérisée par des fissures et des fractures distensives dans la croûte, parfois séquentes aux failles panafricaines préexistantes. Ces fractures constitueront les principales voies d'accès pour la mise en place des laves sur le plateau de l'Adamaoua au Cénozoïque.

Au Cénozoïque, les rejeux du Cisaillement Centre Camerounais ont, soit favorisé la montée du magma vers la surface à la faveur des zones de fracture du substratum, donnant lieu à un volcanisme fissural, soit permis la collecte et le blocage du fluide magmatique, dans des "poches" intracrustales préférentiellement localisées à l'aplomb des grandes fractures.

I.3- TRAVAUX GEOPHYSIQUES ANTERIEURS

Les travaux géophysiques réalisés dans la zone d'étude ont permis d'avoir une idée de la structure de la région. Cependant, il existe quelques travaux géophysiques effectués à l'échelle régionale plus précisément sur la LVC et intégrant la zone d'étude. Les investigations géophysiques menées dans la région de l'Adamaoua ont essentiellement utilisé les méthodes gravimétriques, sismiques, magnétiques et récemment magnétotelluriques.

I.3.1- La gravimétrie

Les premiers levés gravimétriques du territoire Camerounais ont été réalisés par Collignon (1968), qui a montré que le plateau de l'Adamaoua est caractérisé par des anomalies de Bouguer négatives, de grande longueur d'onde (200 km) et d'amplitude maximale 120 mGal. Poudjom (1993) puis Poudjom et *al.* (1997) ont montré que la lithosphère est peu rigide sous l'Adamaoua. L'anomalie négative de grande longueur d'onde est attribuée à l'effet de l'amincissement lithosphérique, suite à une remontée asthénosphérique (Poudjom, 1993; Poudjom et al., 1995), tandis que l'anomalie positive de faible longueur d'onde marquant l'axe du soulèvement est attribuée à l'effet d'un amincissement crustal (Poudjom et al., 1992; Poudjom, 1993). Le modèle proposé met en

évidence un amincissement lithosphérique de 40 km et une profondeur du Moho évaluée à 23 km environ.

Nnange et *al.* (2001) ont montré, à partir des données gravimétriques, que cette région est exagérément compensée, compensation probablement due à la présence d'une structure de faible densité en profondeur. Ces auteurs suggèrent pour l'Adamaoua un processus de compensation dynamique dans le manteau.

La séparation régionale-résiduelle des anomalies gravimétriques du Sud-Adamaoua (Noutchogwe, 2004,) nous a permis de montrer que les anomalies positives de courtes longueur d'onde traduisent l'effet gravimétrique d'une intrusion de roches lourdes, probablement basiques, dans le substratum granito-gneissique. D'après Noutchogwe (2010), la profondeur moyenne du toit de cette intrusion, obtenue par analyse spectrale, est estimée à 7,3 km.

I.3.2- La sismologie

Les études sismologiques de Dorbath et *al.* (1984), Stuart et *al.*, (1985), Dorbath et *al.* (1986) ont permis de mettre en évidence une croûte mince de 23 km environ, sous l'Adamaoua. Les résultats de ces études permettent également de délimiter une zone anormale entre 40 et 140 km de profondeur, située dans le manteau supérieur, et due à une intrusion de roches de faible densité caractérisée par des vitesses faibles.

La compilation des données sismologiques concernant les séismes de 1982 à 1990 (Tabod et *al.*, 1992) a permis de mettre en évidence deux zones de sismicité, dont l'une est liée à la faille de Fouban qui traverse l'Adamaoua et l'autre associée à la bordure Nord du Craton du Congo. Les séismes enregistrés dans la région de l'Adamaoua sont généralement en rapport avec l'activité de la Ligne Volcanique du Cameroun. En effet, ceux enregistrés entre 1983 et 1985 (Nnange et *al.*, 1985) ont leurs hypocentres le long de la faille de Fouban, avec des profondeurs parfois supérieures à 30 km.

I.3.3- Le magnétisme

Les données magnétiques qui existent dans la région de l'Adamaoua sont issues des levés aéromagnétiques et des mesures effectuées par le satellite MAGSAT (Langel et *al.*, 1982). L'Adamaoua et la zone de cisaillement centrafricain coïncident avec une large zone d'anomalies négatives qui traverse l'Afrique, d'Ouest en Est avec une largeur d'environ 1200 km, une amplitude de 2 nanoteslas et une extension longitudinale de direction moyenne ENE-WSW à E-W. Les données satellitaires montrent que l'amplitude de cette grande anomalie

augmente quand on va vers les basses altitudes; ceci a amené Regan et *al.* (1975), puis Regan et Marsh (1982) à penser que cette anomalie dite "de Bangui" a une origine profonde et non superficielle. Dorbath et *al.* (1986) lui attribuent une origine lithosphérique.

Nnange (1991) et Noutchogwé (2010) ont montré que les anomalies magnétiques de l'Adamaoua indiqueraient la présence à faible profondeur d'un corps fortement aimanté, présentant un contraste de susceptibilité magnétique de 0,01(en unité CGS) par rapport aux formations encaissantes. D'après ces auteurs, un tel contraste montrerait la présence des roches basiques, donc lourdes, qu'ils identifient aux basaltes intrusifs de la LVC.

I.3.4- La magnéto-tellurique

Kande (2008) a révélé que, sous l'Adamaoua, le socle granito-gneissique a une résistivité supérieure à $10\ 000\ \Omega \cdot m$. La pile sédimentaire du fossé tectonique du Mbéré a une résistivité inférieure à $10\ 000\ \Omega \cdot m$ et une épaisseur variant entre 1800 et 2000 mètres avec des grès dont l'épaisseur ne dépasse pas 360 mètres, reposant sur des conglomérats. Les sections géoélectriques dressées par cet auteur suggèrent un Moho situé entre 25 et 35 km, séparant une croûte très résistante, ayant des résistivités supérieures à $300\ 000\ \Omega \cdot m$ et un manteau supérieur plus conducteur de résistivité inférieure à $300\ 000\ \Omega \cdot m$.

I.4- PROBLEMATIQUE

L'attraction de la pesanteur n'est pas constante à la surface de la Terre. Elle varie d'un point à un autre et change dans le temps. Les variations spatiales de la pesanteur résultent de la présence de contrastes latéraux de densité à l'intérieur du globe terrestre. Les variations temporelles mesurées en des points fixes, reflètent les transferts de matière en surface et en profondeur, ainsi que les déformations du globe. Ces variations peuvent résulter des phénomènes externes à la Terre, telles les marées. La mesure du champ de pesanteur terrestre fournit donc un moyen le plus fiable d'accéder à la distribution de densité des particules qui forment la planète Terre et de suivre son évolution au cours du temps. Cette distribution est le résultat de l'action combinée de phénomènes géologiques, océanographiques et atmosphériques et de fait, intéresse tout particulièrement les géophysiciens gravimétriciens.

Les travaux d'investigations géophysiques réalisés sur l'Adamaoua ont permis de comprendre l'évolution géodynamique de la région et de caractériser sa structure lithosphérique et intralithosphérique à travers des modèles de sous sol. Cependant, malgré les conclusions formulées, le comportement géodynamique des structures localisées avec la profondeur n'a pas été mis en évidence. Des analyses structurale et tectonique des structures

profondes n'ont pas été faites. L'établissement d'une carte structurale de linéaments gravimétriques dans la région d'étude, mettant en évidence des zones susceptibles d'être les pièges pour l'exploitation en eau potables n'a pas été faite. Les résultats obtenus dans la région de l'Adamaoua demeurent insuffisants parce que les données gravimétriques utilisées étaient très éparses et les études menées dans cette région ne se sont pas intéressées à la structuration de l'ensemble de la région. Il faut donc, dans la mesure du possible, densifier les données de la région étudiée, pour y effectuer un échantillonnage du champ de pesanteur le plus fin possible. Ainsi, les mesures terrestres sont bien vite limitées par l'inaccessibilité, ce qui nous prive d'un grand nombre de régions intéressantes, notamment les chaînes de montagnes, les forêts vierges et les régions volcaniques actives. Il fallait donc trouver une technique intermédiaire qui permette à la fois d'acquérir les mesures de pesanteur dans les régions inexplorées tout en garantissant une résolution aussi fine que celle obtenue par une descente sur le terrain. Les progrès des techniques spatiales marqués par l'utilisation des modèles géopotentiels globaux issus des missions satellitaires (CHAMP, GRACE et GOCE) ont suscité une révolution en permettant, pour la première fois, de déterminer le champ de pesanteur en un point de la surface de la Terre. C'est le concept de base de la géodésie spatiale, technique qui ne cesse de susciter le plus vif intérêt de la communauté des géophysiciens.

La nouvelle banque des données gravimétriques obtenue permettra de générer une nouvelle carte d'anomalies de Bouguer illustrant de manière complète et meilleure la distribution des masses dans le socle. Les données structurales seront donc complétées pour une meilleure compréhension de la tectonique régionale et permettront de mieux contraindre l'interprétation quantitative des données géophysiques aboutissant à la prospection des modèles 2D1/2 du sous-sol plus proche de la réalité. Les résultats du présent travail permettent sur la base des données gravimétriques haute résolution de mieux comprendre la caractérisation des structures géologiques affleurentes et non affleurentes.

CONCLUSION

Dans ce chapitre, il était question de localiser la région d'étude, de décrire son contexte géographique, géologique et tectonique et de présenter les travaux géophysiques antérieurs effectués dans la région. L'analyse de ces travaux antérieurs a permis de relever des insuffisances qui constitueront des questions à résoudre dans ce travail. Dans le chapitre suivant nous présenterons la théorie de la gravimétrie et les méthodes d'interprétations gravimétriques.

**CHAPITRE II : BASE THEORIQUE DE LA GRAVIMETRIE,
GENERALITES SUR LES MODELES DE CHAMPS ET METHODES
D'INTERPRETATION GEOPHYSIQUE**

INTRODUCTION

Le champ et le potentiel de pesanteur nous informent sur la répartition hétérogène des masses à l'intérieur de la Terre en estimant les paramètres physiques (densités) et géométriques (formes et positions) des formations géologiques. Dans l'espace, ils sont nécessaires pour l'étude du positionnement des satellites qui gravitent autour du globe. Ce champ et ce potentiel de pesanteur sont parfois déterminés à l'aide des coefficients de développement en harmoniques sphériques jusqu'à un certain degré et à un certain ordre. De nos jours, la géodésie spatiale permet d'obtenir un modèle de champ jusqu'au degré 2000. Ce modèle de champ est une source alternative pour accéder au champ de pesanteur. Dans le cadre de cette étude, les méthodes d'investigation gravimétriques que nous utiliserons seront essentiellement basées sur les données gravimétriques haute résolution obtenues en combinant les données gravimétriques mesurées et celles issues du modèle géopotential global GGM02C de la mission satellitaire GRACE.

II.1. BASE THEORIQUE DE LA GRAVIMETRIE

II.1.1. Force et champ de pesanteur

La force de pesanteur est une force attractive résultante de la force de gravitation terrestre, d'une force centrifuge induite par la rotation de la Terre autour de l'axe des pôles et d'une force des marées (figure 3).

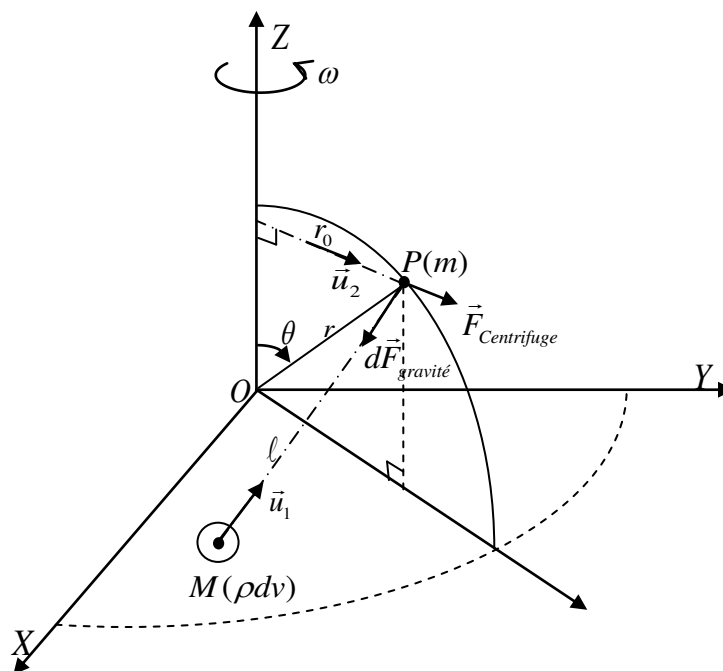


Figure 3. Composantes principales de la force de pesanteur.

Si \vec{F} désigne la force de pesanteur, on a :

$$\vec{F} = \vec{F}_g + \vec{F}_c + \vec{F}_m \quad (2.1)$$

$d\vec{F}_g$ est la force de gravité élémentaire créée au point P de masse m par élément de volume dv et de masse volumique ρ placée à la distance ℓ de m . Elle est donnée d'après la première loi de Newton par la relation suivante :

$$d\vec{F}_g = -\frac{Gm\rho dv}{\ell^2} \vec{u}_1 \quad (2.2)$$

\vec{F}_c est la force centrifuge induite par la rotation de la Terre, elle est donnée par la relation suivante :

$$\vec{F}_c = m\omega^2 r \sin \theta \vec{u}_2 \quad (2.3)$$

\vec{F}_m est la force des marées exercée par un astre en un point de la surface de la Terre, elle est pratiquement négligeable. Néanmoins, pour trouver sa valeur, il faut faire la différence entre la force de gravitation exercée par un astre sur un point placé au centre de la Terre et celle exercée par le même astre en ce point de la surface.

La force de gravité \vec{F}_g est caractérisée par un champ de gravité au point P . D'après la deuxième loi de Newton, on a :

$$\vec{g}_g = \frac{\vec{F}_g}{m} \quad (2.4)$$

De même, à la force centrifuge \vec{F}_c correspond un champ \vec{g}_c tel que :

$$\vec{g}_c = \omega^2 r \sin \theta \vec{u}_2 \quad (2.5)$$

Le champ de pesanteur est donc caractérisé en tout point par un vecteur champ \vec{g} qui est la somme de deux accélérations l'une gravitationnelle et l'autre due au mouvement de rotation de la Terre.

$$\vec{g} = \vec{g}_g + \vec{g}_c \quad (2.6)$$

avec G : la constante gravitationnelle ($G = 6,67258 \cdot 10^{-11} m^3 s^{-2} kg^{-1}$) ;

$\rho(x, y, z)$: la masse volumique des matériaux terrestres autour du point M ;

r : la distance entre le point P et le centre O des masses ;

ω : la vitesse de rotation de la Terre autour de son axe.

II.1.2. Potentiel de pesanteur

En supposant que :

- La Terre est parfaitement rigide,
- Les champs secondaires (attraction des autres astres) sont négligeables.

On peut considérer que la pesanteur terrestre est la somme des effets de l'attraction newtonienne ou gravité et de l'accélération centrifuge due à la rotation de la Terre (figure 4).

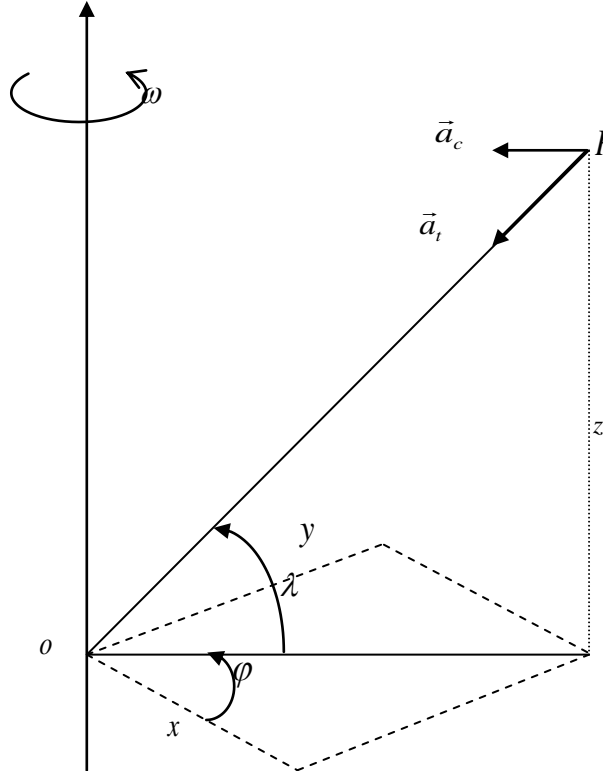


Figure 4. Coordonnées géocentriques d'un point P et représentation en ce point des vecteurs champ gravitationnel et accélération centripète.

$$\vec{g} = \vec{a}_i + \vec{a}_c \quad (2.7)$$

Le champ gravitationnel \vec{a}_i dérive du potentiel U tel que :

$$\vec{a}_i = -\overrightarrow{\text{grad}}U \quad (2.8)$$

Si nous admettons pour la Terre une forme quelconque (figure 5), le champ de gravité qu'elle engendre au point d'observation P est donné par la relation :

$$\vec{a}_i = -G \iiint_{\tau} \delta(Q) \frac{\overrightarrow{PQ}}{PQ^3} d\tau = -\overrightarrow{\text{grad}}U \quad (2.9)$$

où G est la constante gravitationnelle, $\delta(Q)$ la masse volumique de la Terre au point Q et $d\tau$ un élément de volume centré en Q .

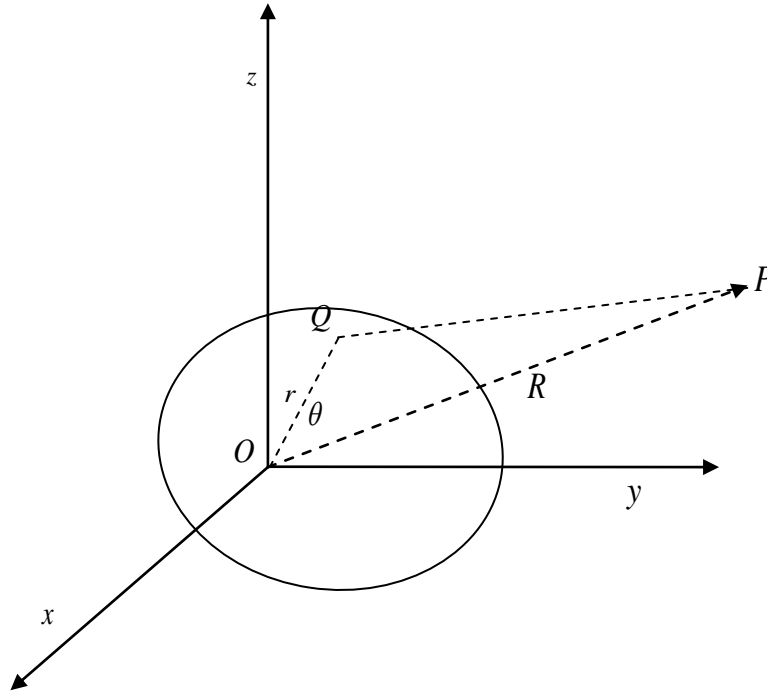


Figure 5. Corps autogravitant de forme compact quelconque. (Cara, 1989 ; Noutchogwé, 2004)

L'intégration porte sur le volume de la Terre. Le potentiel normal peut donc s'écrire :

$$U = G \iiint_{\tau} \frac{\delta(Q)}{PQ} d\tau \quad \text{avec} \quad PQ = R \left(1 + \frac{r^2}{R^2} - 2 \frac{r}{R} \cos \theta \right)^{1/2} \quad (2.10)$$

$$\text{ou encore} \quad \frac{1}{PQ} = \frac{1}{R} \left(1 + \sum_{n=0}^{\infty} \varepsilon^n \right)^{-1/2} \quad \text{où} \quad \varepsilon = \frac{r^2}{R^2} - 2 \frac{r}{R} \cos \theta \quad (2.11)$$

Si nous nous plaçons dans le cas où $r < R$ (point d'observation extérieur à la masse terrestre), on peut, en utilisant la formule du binôme de Newton, effectuer le développement de l'inverse de PQ en puissance de r/R . Le développement limité à l'ordre 2 donne :

$$\frac{1}{PQ} = \frac{1}{R} \left[1 + \frac{r}{R} \cos \theta - \frac{r^2}{R^2} \frac{1}{2} (3 \cos \theta - 1) + \dots \right] \quad (2.12)$$

Un développement mathématique plus poussé montre que si $r < R$, $\frac{1}{PQ}$ peut s'écrire sous la forme d'une série absolument convergente en puissance de $\frac{r}{R}$ (Cara, 1989), donnée par l'expression suivante :

$$\frac{1}{PQ} = \frac{1}{R} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{r}{R}\right)^n P_n(\cos \theta) \text{ ou } P_n(\cos \theta) \text{ est le polynôme de Legendre de degré } n :$$

$$P_n(x) = \frac{1}{2^n n!} \frac{d^n}{dx^n} (x^2 - 1)^n \quad (2.13)$$

Le potentiel de gravité en un point extérieur à la masse terrestre peut donc s'écrire:

$$U = \frac{G}{R} \sum_{n=0}^{\infty} \iiint_{\tau} \left(\frac{r}{R}\right)^n P_n(\cos \theta) \delta(Q) d\tau \quad (2.14)$$

La divergence du champ gravitationnel étant proportionnelle à la densité, on a :

$$\text{div} \vec{a}_t = -4\pi\delta \text{ soit } \Delta U = -4\pi\delta \quad (2.15)$$

La densité de l'air étant négligeable devant la densité moyenne de la croûte, on peut considérer qu'à l'extérieur de la Terre, U satisfait l'équation de Laplace $\Delta U = 0$. De même, l'accélération axifuge $\vec{a}_c = (\omega^2 x\vec{i}, \omega^2 y\vec{j})$ dérive d'un potentiel U' tel que :

$$U' = \frac{1}{2} \omega^2 (x^2 + y^2) = \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos^2 \lambda \quad (2.16)$$

Le potentiel total de la pesanteur est donc : $V = U + U'$ (2.17)

II.1.3. Décomposition du potentiel de pesanteur en harmoniques sphériques

Le potentiel gravitationnel peut être modélisé par une décomposition en harmoniques sphériques (Heiskanen et Moritz, 1967) donnée par :

$$V = \frac{GM}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^{\infty} \left(\frac{R_e}{r}\right)^n [C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda] P_{nm}(\sin \varphi) \quad (2.18)$$

φ : Latitude géocentrique complémentaire de θ ,

λ : Longitude du point auquel on détermine le potentiel,

R_e : Rayon équatorial de la Terre,

M : Masse de la Terre,

G : Constante gravitationnelle

C_{nm} et S_{nm} : coefficients harmoniques définis par :

$$\begin{cases} C_{nm} = \frac{1}{MR_e^n} (2 - \delta_{0m}) \frac{(n-m)!}{(n+m)!} \int_M r^n P_{nm}(\sin \varphi) \cos(m\lambda) dM \\ S_{nm} = \frac{1}{MR_e^n} (2 - \delta_{0m}) \frac{(n-m)!}{(n+m)!} \int_M r^n P_{nm}(\sin \varphi) \sin(m\lambda) dM \end{cases} \quad (2.19)$$

où (r, λ, φ) sont les coordonnées de l'élément dM et les $P_{nm}(\sin \varphi)$ les polynômes de Legendre associés. En pratique, on utilise les coefficients harmoniques normalisés définis

$$\text{par : } \begin{cases} C_{nm} = \beta_{nm} \overline{C_{nm}} \\ S_{nm} = \beta_{nm} \overline{S_{nm}} \end{cases} \quad (2.20)$$

avec $\beta_{nm}^2 = (2 - \delta_{0m})(2n+1) \frac{(n-m)!}{(n+m)!}$ et δ le symbole de Kronecker. Ainsi le potentiel de pesanteur est déterminé à l'aide des coefficients harmoniques jusqu'à un certain degré et un certain ordre. En effet, la géodésie spatiale permet de nos jours d'obtenir un modèle de champ jusqu'au degré 2000.

II.1.4. Correction des données gravimétriques

Le champ de pesanteur à la surface de la Terre est influencé par de nombreux facteurs tels que : la latitude, le plateau, l'air libre, la position du soleil et de la lune et la topographie. L'ordre de grandeur des variations dues à ces causes peut être supérieur à celui des anomalies significatives. Il faut donc non seulement mesurer g en chaque station, mais ramener cette mesure à un plan de référence appelé géoïde.

Correction de latitude

Le renflement de la Terre à l'équateur et sa rotation font que g augmente avec la latitude. Son aplatissement aux pôles agit dans le même sens. Lorsqu'on passe d'un point de mesure à un autre, il faut par conséquent corriger l'effet de la latitude. La correction de latitude s'obtient en différenciant l'équation $g(\lambda) = g_e [1 + \beta \sin^2 \lambda - k \sin^2(2\lambda) + \dots]$. On

obtient l'équation $\frac{\Delta g_L}{\Delta s} = \frac{dg}{ds} = \frac{1}{R_e} \frac{dg}{d\lambda} \approx 8,123 \cdot 10^{-4} \sin(2\lambda) \text{ mGal}$ (Telford et al., 1976) : soit

$$\Delta g_L = 8,123 \cdot 10^{-4} \sin(2\lambda) \Delta s \text{ mGal ; avec}$$

R_e : Rayon équatorial de la Terre,

Δs : Distance horizontale N-S en mètre.

La correction de latitude permet de supprimer les effets attribuables à la forme aplatie de la Terre et à la force centrifuge engendrée par la rotation de la Terre. Elle est ajoutée aux mesures relatives lorsqu'on se déplace vers l'équateur.

Correction de plateau

Cette correction tient compte de la matière comprise entre le plan de la station et la surface de référence. Soit une station située sur un plan infini et un terrain uniforme de densité ρ entre la station et la surface de référence (figure 6). La correction de plateau est donnée par la relation : $\delta g_p = 2\pi G\rho h$ où G est la constante gravitationnelle et h l'altitude de la station S. En prenant la valeur moyenne de la densité de la gravité terrestre $\rho = 2,67 \text{ gcm}^{-3}$, la relation précédente devient : $\delta g_p = 0,1118h \text{ mGal}$ (h en mètre). La correction de plateau est positive lorsque S est en dessous du plan de référence et négative lorsque S est au dessus du plan de référence.

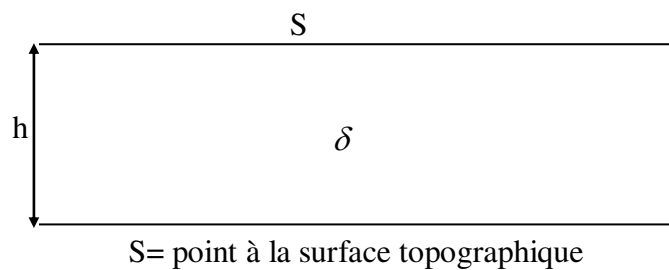


Figure 6. Correction de plateau.

Correction à l'air libre ou de Faye

La gravité décroît avec l'altitude parce que la distance entre le point d'observation et le centre de la Terre augmente; ceci est une implication directe de la loi de Newton. Il est indispensable d'introduire la correction à l'air libre dans les mesures de gravité pour tenir compte des différences d'altitude entre le niveau de référence (station de base) et les stations intermédiaires, afin de réduire les données au même niveau de référence (figure 7).

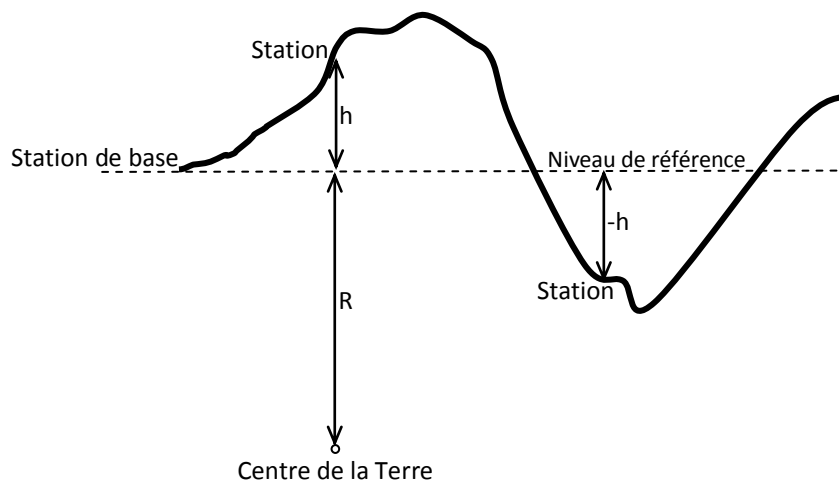


Figure 7. Correction à l'air libre ou de Faye.

Pour un modèle de Terre, le champ en un point de sa surface est :

$$g_0 = \frac{GM}{R^2} \quad (2.21)$$

Où R est le rayon moyen de la Terre ($R = 6378$ km). Pour un point situé à la hauteur h , on a :

$$g_h = \frac{GM}{(R+h)^2} = \frac{GM}{R^2 \left[\left(1 + \frac{h}{R} \right)^2 \right]} \quad (2.22)$$

Puisque l'on a $R \gg h$, alors :

$$g_h = \frac{GM \left(1 - \frac{2h}{R} \right)}{R^2} = g_0 - \frac{2hg_0}{R} \quad (2.23)$$

$$\text{Et donc } g_h - g_0 = \frac{-2hg_0}{R} \quad (2.24)$$

En prenant R comme rayon moyen de la Terre, la correction à faire est donnée par :

$$\delta g_F = 0,3086h \text{ mGal } (h > 0 \text{ en m}) \quad (2.25)$$

Donc δg_F est positif si on est au-dessus du niveau de référence et négatif si on est en dessous.

Pour une précision d'environ 0,01 mGal, il faut connaître à ± 3 cm la hauteur de la station par rapport au niveau de référence.

Cette correction suppose qu'entre la station et la référence, il n'existe aucune masse topographique susceptible de modifier la gravité, d'où son nom de correction à l'air libre.

Un calcul plus rigoureux faisant intervenir la latitude moyenne φ du secteur prospecté conduit à la formule suivante :

$$\delta g_F = 0,3086 \times h - 0,00021 \times h \cos 2\varphi \quad (2.26)$$

Correction de marée terrestre

La gravité g à la surface du globe varie en fonction du temps ; elle augmente et diminue au rythme des marées océaniques. La marée terrestre est le résultat de l'attraction du soleil et la lune qui contribue à l'attraction gravitationnelle à la surface terrestre. La correction de marée terrestre est incluse automatiquement dans la correction de la dérive instrumentale lors de la mesure des données. Cependant, elle n'est effectuée que dans le cas où une grande précision est exigée et ne dépasse pas 0,2 mGal (Telford et al., 1976).

Correction topographique

Ici, l'épaisseur entre le plan de référence et la station n'est plus une zone uniforme, on tient compte des irrégularités du relief (figure 8). Le relief a pour effet de diminuer la valeur du champ de pesanteur. En effet, une vallée située en dessous de la station crée un défaut de masse et entraîne une baisse d'attraction par rapport à un terrain plat. De même une montagne plus haute que la station gravimétrique engendre une attraction vers le haut et diminue aussi le champ de pesanteur. Il en résulte que, la correction topographique s'ajoute toujours à la lecture et sa valeur est calculée à partir de la méthode graphique ou numérique. La méthode graphique consiste à diviser la zone autour de la station en plusieurs compartiments et à comparer l'altitude moyenne de chacun de ces compartiments à celle de la station (Hammer, 1939). La méthode numérique quant elle est basée sur l'attraction gravitationnelle d'un prisme rectangulaire. Elle est calculée par Nagy (1966). Cependant compte tenu de la topographie de l'Adamaoua, et compte tenu du fait que les effets topographiques sur les mesures satellitaires ont un impact bien moins important, cette correction ne sera pas appliquée aux données gravimétriques du présent travail.

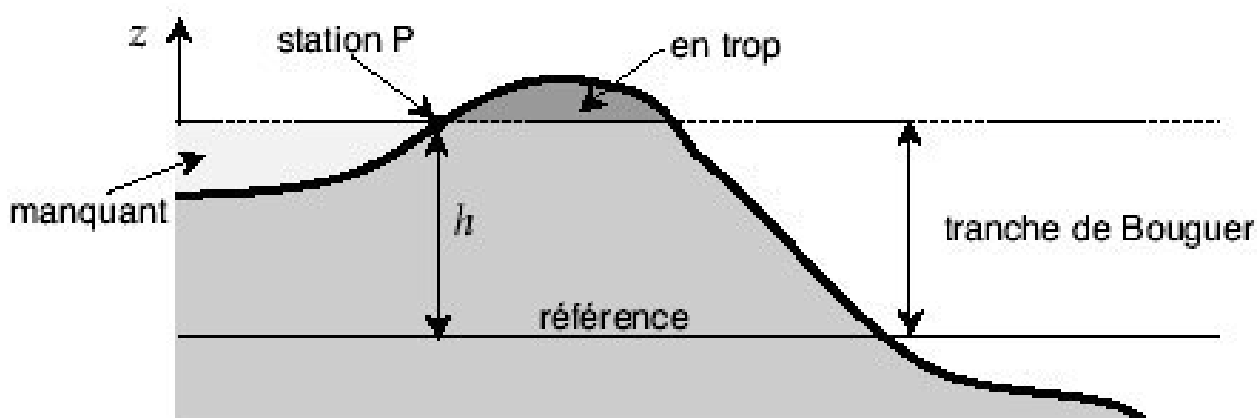


Figure 8. Tranche de Bouguer et correction topographique.

II.1.5. L'anomalie gravimétrique

L'anomalie de Bouguer

En gravimétrie, le point de départ de tout traitement des données et de leur interprétation est l'anomalie de Bouguer. Elle est définie comme la différence entre la pesanteur mesurée et une valeur théorique de la pesanteur calculée en un point de l'ellipsoïde de référence à la verticale de la station, à laquelle on ajoute l'effet de la topographie locale affectée d'une densité constante (Naudy et Newmann, 1965):

$$\Delta g_B = g_{mes} - [g_{th} - \delta g_a + \delta g_p - \delta g_t] \quad (2.27)$$

g_{mes} : Valeur mesurée de la pesanteur en chaque station, préalablement corrigée de la marée luni-solaire et de la dérive instrumentale,

g_{th} : Valeur théorique de la pesanteur sur l'ellipsoïde de référence. La valeur en un point de latitude λ adoptée par l'Association Internationale de Géodésie (AIG) est donnée par :

$g_{th} = 978031,85 [1 + 0,005278895 \sin^2(\varphi) - 0,000023462 \sin^4(\varphi)]$ où g est exprimée en mGal et φ en radian,

δg_a : Correction à l'air libre exprimée en mGal, h étant l'altitude de la station en mètres,

δg_p : Correction de plateau exprimée en mGal, ρ étant la densité moyenne de la croûte terrestre.

δg_t : Correction topographique qui élimine l'effet de l'attraction des reliefs autour de la station de mesure. Elle est toujours positive et devient négligeable au-delà d'une distance limite R_0 de la station de mesure. Lorsqu'on n'applique pas la correction topographique, on obtient l'anomalie de Bouguer simple ; si non, c'est l'anomalie de Bouguer complète. Dans ce travail nous nous intéresserons à l'anomalie de Bouguer simple.

L'anomalie de Bouguer compare le champ gravimétrique réel au champ d'un modèle homogène de la Terre, elle est la réponse gravimétrique de toutes les hétérogénéités situées à diverses profondeurs de la Terre. Cependant, une anomalie positive traduit l'attraction des roches souterraines de densité plus grande que la normale tandis qu'une anomalie négative traduit la perte d'attraction due à des roches de densité plus faible que la normale. Dans la pratique, les anomalies gravimétriques de Bouguer sont présentées sous forme de cartes constituées de courbes joignant les points de même anomalie appelées iso-anomales.

L'anomalie isostatique

On appelle théorie de l'isostasie les hypothèses qui interprètent la compensation en profondeur des reliefs superficiels. Elle permet de décrire les conditions de compensation en profondeur de la topographie de surface et l'état de la poussée hydrostatique à partir d'une certaine profondeur dans la lithosphère.

La correction isostatique est la somme de la correction de Bouguer et de l'effet de masse compensatrice.

L'anomalie isostatique est un autre type d'anomalie gravimétrique calculé en supposant que les masses sont compensées à la base de la croûte terrestre par un épaissement ou un amincissement (Airy, 1855), ou que la densité varie latéralement dans la croûte, de telle manière que les tranches verticales, jusqu'à une certaine profondeur dite profondeur de compensation soient de même masse (Pratt, 1855). La première hypothèse est la plus utilisée parce qu'elle est sensible à la profondeur, peu sensible à la variation de densité (Kamguia, et al., 2007). Cette anomalie isostatique en un point est la somme de la correction de Bouguer et l'effet de masse compensatrice profonde. Elle traduit les écarts par rapport à une situation idéale où l'équilibre serait réalisé.

Dans le cadre de cette thèse, seules les anomalies de Bouguer simple seront exploitées.

II.1.6. Origine des données utilisées

Les données gravimétriques utilisées dans ce travail sont issues de deux sources différentes. La première vient des données gravimétriques mesurées. Du fait de leur insuffisance pour le recouvrement de la totalité de la zone d'étude, la seconde source est obtenue grâce au modèle géopotential global GGM02C.

Données gravimétriques mesurées

Les données gravimétriques mesurées utilisées dans ce travail de recherche, sont issues d'une campagne gravimétrique réalisée par l'Office de la Recherche Scientifique dans les Territoires d'Outre-Mer (ORSTOM), aujourd'hui dénommé IRD (Institut de Recherche pour le Développement). Cet organisme détient une banque de données très importante et d'excellente qualité reconnue sur le plan international. Ces données ont été compilées sur une zone couvrant sept pays d'Afrique Centrale et de l'Ouest.

Les campagnes d'acquisition de ces données ont été réalisées en voiture, le long des pistes carrossables et des routes. Les mesures ont été effectuées tous les 5 kilomètres et parfois plus. Les coordonnées des stations ont été déterminées d'après les cartes topographiques et par cheminement à la boussole. Les altitudes sont obtenues par nivellement barométrique au moyen des altimètres Wallace et Tiernan ou Thommen (type 3B4) et par GPS (Global Positioning System). Les valeurs lues sont intégrées dans la formule de Laplace qui permet de calculer les altitudes définitives à chaque station. La précision sur ces valeurs dépend du climat, de la différence d'altitude entre la station de référence et du point de mesure. Dans les cas favorables de pression, les valeurs sont connues à 3 mètres près. L'imprécision peut atteindre 10 mètres lorsque les conditions météorologiques sont

défavorables. Les variations du champ de gravité ont été mesurées à l'aide des gravimètres Lacoste-Romberg, Worden, World Wide, Canadian Scintrex. Les mesures ORSTOM ont été rattachées aux bases gravimétriques du réseau de base ORSTOM en Afrique dit Réseau Martin (Duclaux et al., 1954).

Au Cameroun, ces bases sont situées à Maroua, Garoua, Ngaoundéré, Batouri, Douala et Yaoundé. A Ngaoundéré, qui fait partie de notre zone d'étude par exemple, cette base se trouve à l'aéroport et présente les caractéristiques suivantes : $latitude = 7^{\circ}31,6' N$; $longitude = 13^{\circ}33,5' E$; $altitude = 1108m$; $G_{mesuré} = 977798,5mGal$. Les valeurs de la pesanteur sont mesurées avec une précision moyenne de 0,2 mGal. L'anomalie gravimétrique de Bouguer a été calculée en chaque point en admettant une densité moyenne de la croûte terrestre égale à $2,67 gcm^{-3}$ dans la correction de plateau.

Données gravimétriques issues du modèle de champ

Les données gravimétriques issues du modèle de champs (GGM02C) sont obtenues à partir du processus suivant :

- Quadriller la zone d'étude en générant une grille selon les valeurs des latitudes (Min et Max) et les longitudes (Min et Max) et en choisissant un pas convenable et acceptable. Dans la présente étude, avec une superficie d'environ $73926 Km^2$, un pas de 5 kilomètres carrés (km^2) a été choisi. Ce pas semble celui qui peut permettre de conserver toute l'information contenue dans les données gravimétriques initiales sans générer d'information parasite.
- Interpoler à chaque nœud de la grille la valeur de l'altitude (en mètre) correspondante en utilisant un modèle numérique de terrain (MNT). Le modèle disponible et utilisé dans ce travail est le modèle GLOBE. Il est obtenu sur le site du NGDC (National Geospatial Data Center) et se présente sous forme d'un tableau ayant le numéro de point, la longitude, la latitude et l'altitude de chaque point.
- Enfin, calculer au sommet de chaque grille, l'anomalie de pesanteur grâce à un programme élaboré autour de la relation mathématique (2.29). Ce programme prend en entrée les paramètres cités précédemment et le fichier traité des coefficients du modèle de champ, et en retour génère les valeurs des anomalies à l'air libre (AAL) à chaque nœud de la grille. Afin de rendre exploitables ces anomalies, des corrections systématiques ont été appliquées.

Correction des données gravimétriques issues du modèle de champ

En géophysique, la correction gravimétrique consiste à appliquer aux valeurs brutes un certain nombre de corrections pour éliminer l'influence des facteurs perturbateurs. Cette partie a pour but de corriger les données gravimétriques issues du modèle de champs GGM02C en vue de densifier les données gravimétriques mesurées disponibles dans cette région. Dans la présente étude, l'anomalie de Bouguer simple a été obtenue en chaque point en admettant une densité moyenne de la croûte terrestre égale à $2,67\text{g/cm}^3$. L'utilisation de cette densité, légèrement inférieure à la densité moyenne des échantillons de la zone d'étude, permet la comparaison de nos résultats à ceux obtenus dans d'autres régions du Cameroun.

En gravimétrie, le point de départ de tout traitement de données et leur interprétation est l'anomalie de Bouguer. Elle est définie comme la différence entre la pesanteur mesurée et une valeur théorique de la pesanteur calculée en un point de l'ellipsoïde de référence à la verticale de la station, à laquelle on ajoute l'effet de la topographie locale affectée d'une densité constante (Naudy et Newmann, 1965) :

Puisque l'anomalie de Bouguer compare le champ gravimétrique réel au champ d'un modèle homogène de la Terre, elle est la réponse gravimétrique de toutes les hétérogénéités situées à diverses profondeurs de la Terre. Les effets d'altitude, de terrain superficiels et de relief ayant été éliminés dans la Bouguer, une anomalie positive traduit l'attraction des roches souterraines de densité plus grande que la normale tandis qu'une anomalie négative traduit la perte d'attraction due à des roches de densité plus faible que la normale.

Dans le présent travail, les nouvelles données issues du modèle de champs combinées aux données mesurées ont été interpolées par krigeage à l'aide du logiciel Surfer (Golden Software, 1999), sur une grille carrée de 5 km de côté. Ce choix s'est opéré sur la base des travaux de Kamguia et al., (2007) qui, à partir d'une étude comparative des différentes méthodes d'interpolation appliquées sur les données gravimétriques du territoire Camerounais, ont montré que l'interpolation par krigeage a le meilleur pouvoir de résolution dans notre zone d'étude.

Les données gravimétriques haute résolution ainsi obtenues ont permis d'établir une nouvelle carte d'anomalies de Bouguer, en joignant les points ayant la même valeur d'anomalies de Bouguer. Une courbe joignant des points de même anomalie est appelée courbe iso-anomale. Pour besoin d'objectivité, le tracé des cartes d'anomalies de Bouguer se fait par ordinateur à l'aide du logiciel Generic Mapping Tools (Wessel et Smith, 1995).

II.2. LES MODELES GLOBAUX DE LA GRAVITE

II.2.1. Définitions et applications des modèles de gravité

Les trois dernières décennies ont connu le développement de plusieurs modèles de gravité, de degré et ordre de développement de plus en plus élevés et de résolution de plus en plus croissante. Les modèles géopotentiels globaux (MGG) sont les ensembles normalisés de coefficients d'harmoniques sphériques ($\bar{C}_{nm}, \bar{S}_{nm}$), obtenus par analyse spectrale du champ de pesanteur. Ils sont des modèles de champ mondiaux calculés à partir des données gravimétriques existantes sur toute la Terre, renforcés parfois par les résultats des analyses de perturbation des trajectoires des satellites et des données issues de l'altimétrie satellitaire sur les océans.

Ils jouent un rôle considérable dans plusieurs domaines de géosciences, leur fondement théorique et leur application sont constamment mis à jour pour augmenter la précision du champ de pesanteur terrestre et la densité des données gravimétriques à travers le monde. Ils interviennent aussi dans la détermination des ondulations du géoïde gravimétrique. Merry (2003) a pu calculer le premier géoïde gravimétrique de l'Afrique (AGP2003) en utilisant le modèle global EGM96. Kamguia et al., (2007) ont calculé pour leur part le premier géoïde local du Cameroun, en utilisant le modèle hybride EGM-GGM, obtenu en prenant les coefficients du modèle géopotential GGM02C jusqu'au degré et ordre 200 et en complétant au degré 360 avec ceux de EGM96. La détermination du géoïde a contribué à la réalisation d'un plan côté et à la densification du réseau vertical existant au Maroc (Benaim et al., 2003; Benaim et al., 1997).

II.2.2. Types des modèles géopotentiels globaux

Les modèles géopotentiels globaux sont les plus indiqués pour représenter la contribution des anomalies de basses fréquences lorsqu'on veut coupler ces anomalies aux données résiduelles pour des investigations gravimétriques locales liées à la détermination des structures géologiques. Leurs degrés de développement varient d'un modèle à l'autre. Il existe trois types de modèles géopotentiels de référence.

Les modèles satellitaires

Ils sont élaborés à partir des données satellitaires uniquement. Ces modèles de faible degré de développement sont parfois jugés moins précis pour plusieurs raisons qui sont entre

autre, la difficulté à bien modéliser les champs de pesanteur à l'altitude des satellites, la gestion approximative des orbites satellitaires à partir des stations terrestres, la prise en compte incomplète de la pesanteur globale à cause du nombre limité de l'inclinaison de l'orbite satellitaire, etc. Le degré de développement des modèles de référence est donc bruités au-delà de $n = 20$ (Vanicek et Christou, 1994). Néanmoins, la précision de tels modèles a été nettement améliorée avec les dernières missions satellitaires dédiées GRACE et sera d'avantage avec la mission GOCE (Gravity Field and Ocean Circulation Explorer). L'un des modèles globaux, GGM02C issu de la mission GRACE, sera utilisé dans ce travail, puisqu'il représente effectivement mieux les données gravimétriques de la zone d'étude.

Les modèles mixtes

Ils sont calculés en combinant les données des modèles ci-dessus, les anomalies de la pesanteur, les données marines et les données aéroportées (Rapp et Wang, 1993). Le degré n de développement de ces types de modèles peut par conséquent être plus élevé que celui des premiers. Cependant, ces modèles contiennent également des imprécisions. En plus des erreurs évoquées ci-dessus, il faut ajouter la faible densité des données gravimétriques terrestres et marines, la mauvaise qualité de ces données et les écarts entre les systèmes de référence des altitudes orthométriques des pays qui fournissent les données gravimétriques terrestres. Ces écarts sont à l'origine des erreurs de grande longueur d'onde dans les anomalies de la pesanteur calculées (Heck, 1990), donc dans les modèles de référence obtenus.

Les modèles actualisés

Ils sont mis au point en prenant pour base les modèles satellitaires existants et en les développant à un degré plus élevé ou alors en prenant les modèles mixtes en y introduisant des nouvelles données gravimétriques qui n'avaient pas été prises en compte initialement dans les premiers. On utilise ici des formules intégrales pour corriger les coefficients, afin d'augmenter le degré de développement. Ces modèles sont utilisés dans les zones où des nouvelles données ont été collectées (Kearsley et Forsberg, 1990).

II.2.3. Expression des modèles géopotentiels globaux

Le calcul d'un modèle géopotentiel global est un procédé de grande envergure, mais permet, quelque soit le type de modèle, de condenser en deux ensembles de coefficients notés

C_{nm} et S_{nm} (ou $\overline{C_{nm}}$ et $\overline{S_{nm}}$ lorsqu'ils sont normalisés) un volume des données très important, qu'on ne saurait manier autrement. Pour chaque modèle, la circonférence terrestre divisée par le degré maximal N_{\max} de développement donne approximativement sa longueur d'onde de résolution. Le nombre N_c de coefficients C_{nm} et S_{nm} de développement en harmoniques sphériques pris en compte pour représenter un modèle est :

$$N_c = (N_{\max} + 1)^2 \quad (2.28)$$

Pour un ellipsoïde de référence, de masse égale à la masse réelle de la Terre, l'anomalie de pesanteur peut être calculée à partir du modèle géopotential pour tout point en se servant de l'équation :

$$\Delta g_{MGG} = \frac{GM}{r^2} \sum_{n=2}^{N_{\max}} \left(\frac{a}{r}\right)^n (n-1) \sum_{m=0}^n (\Delta \overline{C_{nm}} \cos m\lambda + \Delta \overline{S_{nm}} \sin m\lambda) \overline{P}_n(\sin \varphi) \quad (2.29)$$

où :

G la constante gravitationnelle,

M la masse de la Terre,

(r, λ, φ) les coordonnées sphériques du point considéré,

a le demi-grand axe de l'ellipsoïde de référence,

$\overline{P}_n(\sin \varphi)$ les fonctions normalisées de Legendre,

$\Delta \overline{C_{nm}}$ et $\Delta \overline{S_{nm}}$: les coefficients normalisés du développement en harmoniques sphériques,

n et m : sont respectivement le degré et l'ordre.

Si on se sert d'un modèle géopotential global pour densifier les données gravimétriques, comme c'est le cas dans le présent travail, la méthode dite « simple technique » est recommandée. Dans cette technique, on obtient directement les anomalies de pesanteur grâce à la relation (2.29), en utilisant les ressources informatiques nécessaires. Cette technique facile à manipuler, réduit considérablement le temps de calcul de l'anomalie gravimétrique.

II.3. METHODES D'INTERPRETATION GEOPHYSIQUE

II.3.1. Quelques méthodes d'interprétation qualitative

II.3.1.1. Les opérateurs de transformation des cartes

Les anomalies du champ observées en surface superposent généralement les effets des sources profondes et superficielles, étendues et locales. En gravimétrie par exemple, l'allure

des profils d'anomalies ou des courbes iso-anomales sur la carte reflète grossièrement celle des structures mais avec un effet d'étalement qui dépend de la distance entre les points de mesure et les sources, et un effet de « mélange » lorsqu'il y a plusieurs sources distinctes pas trop éloignées les unes des autres. 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 (Baranov, 1957). Dans le domaine spatial, une transformation correspond à la convolution du signal de départ avec un opérateur spécifique agissant comme un filtre. Le calcul s'effectue parfois dans le domaine de Fourier où la convolution est remplacée par une simple multiplication. Les opérations telles que la dérivée verticale, la dérivée horizontale, le prolongement vers le haut ou vers le bas, s'appliquent aux anomalies gravimétriques.

L'opérateur de prolongement

Le prolongement consiste à déplacer artificiellement le plan d'observation et à calculer le champ que l'on observerait en ces nouveaux points à partir des données recueillies sur le terrain. Le prolongement peut se faire vers le haut ou vers le bas.

Le prolongement vers le haut fait passer l'anomalie de l'altitude $Z = 0$ à une altitude $Z > 0$. Cet opérateur agit comme un filtre électronique passe-bas en atténuant les courtes longueurs d'onde mettant ainsi en exergue les anomalies des structures de plus en plus profondes, en fonction de l'altitude du prolongement.

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 des longueurs d'onde qu'elle contient et s'exprime de façon générale par la relation suivante :

$$F[g] = G(k_x, k_y, z) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} g(x, y, z) e^{-i(k_x x + k_y y)} dx dy \quad (2.30)$$

La transformée inverse permet de récupérer la fonction g :

$$F^{-1}[G] = g(x, y, z) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} G(k_x, k_y, z) e^{i(k_x x + k_y y)} dk_x dk_y \quad (2.31)$$

k_x et k_y sont les nombres d'onde suivants les axes x et y respectivement, donnés par :

$$k_x = \frac{2\pi}{\lambda_x} ; \quad k_y = \frac{2\pi}{\lambda_y} \quad (2.32)$$

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 $\vec{k} = k_x \vec{i} + k_y \vec{j}$:

$$k = \sqrt{k_x^2 + k_y^2} \quad (2.33)$$

Les champs potentiels satisfont l'équation de Laplace à l'extérieur des sources et si nous nous intéressons à une carte à l'altitude z_1 , nous aurons :

$$\frac{\partial^2}{\partial x^2} g(x, y, z_1) + \frac{\partial^2}{\partial y^2} g(x, y, z_1) + \frac{\partial^2}{\partial z^2} g(x, y, z_1) = 0 \quad (2.34)$$

qui correspond dans le domaine spectral à l'équation :

$$-(k_x^2 + k_y^2)G(k_x, k_y, z_1) + \frac{\partial^2 G(k_x, k_y, z_1)}{\partial z^2} = 0 \quad (2.35)$$

Si on connaît la valeur du spectre pour $z=0$ alors une solution à cette équation différentielle du 2nd ordre est :

$$G(k_x, k_y, z_1) = G(k_x, k_y, 0) e^{z_1 \sqrt{k_x^2 + k_y^2}} \quad (2.36)$$

L'opérateur de prolongement pour une carte est donc :

$$O_p = e^{k \cdot z_1} \quad (2.37)$$

Le prolongement vers le bas a la même expression que le prolongement vers le haut, mais le signe du changement d'altitude est opposé ($Z < 0$). C'est un filtre passe-haut qui a l'inconvénient d'amplifier le bruit (erreurs de mesure) contenu dans le signal, diminuant ainsi la fiabilité de l'interprétation. C'est d'ailleurs pourquoi son utilisation est très limitée.

L'opérateur de dérivation verticale

En général, les opérateurs de dérivation effectuée sur les cartes d'anomalies ont pour but d'atténuer ou au contraire d'amplifier certaines informations contenues dans les données de champs potentiels. L'opérateur de dérivation selon la verticale agit comme un filtre électronique passe-haut en amplifiant les courtes longueurs d'onde, mettant ainsi en exergue les anomalies associées à des structures superficielles au détriment de celles associées aux structures profondes. De plus, lorsque plusieurs structures sont assez proches et situées à des profondeurs comparables, le signal mesuré montre généralement l'existence d'une seule anomalie. La dérivation verticale permettra alors de mieux distinguer (séparer) les différentes anomalies.

D'après l'expression (2.36), le prolongement de la fonction g à l'altitude z s'écrit dans le domaine spectral :

$$G(k_x, k_y, z) = G(k_x, k_y, 0)e^{z\sqrt{k_x^2 + k_y^2}} \quad (2.38)$$

En dérivant cette expression par rapport à z , on obtient :

$$\frac{\partial G(k_x, k_y, z)}{\partial z} = \sqrt{k_x^2 + k_y^2} G(k_x, k_y, 0)e^{z\sqrt{k_x^2 + k_y^2}} = \sqrt{k_x^2 + k_y^2} G(k_x, k_y, z) \quad (2.39)$$

L'opérateur de dérivation verticale est donc :

$$O_{DV} = \sqrt{k_x^2 + k_y^2} \quad (2.40)$$

Pour une dérivation d'ordre n , l'opérateur est :

$$O_{n-DV} = \left(\sqrt{k_x^2 + k_y^2} \right)^n \quad (2.41)$$

L'opérateur de dérivation horizontale

Les dérivées horizontales suivant x et suivant y peuvent être estimées dans le domaine spatial par la méthode des différences finies. Soient g_{ij} ($i = 1, 2, \dots, N_x$; $j = 1, 2, \dots, N_y$) les valeurs du champ d'anomalies g dans une grille de mesure contenue dans le plan horizontal, échantillonnées selon un pas Δx et Δy suivant les directions x et y respectivement, les dérivées directionnelles du champ g aux points d'indices i, j sont approximées par les relations suivantes (Blakely, 1995):

$$\frac{\partial g(x, y)}{\partial x} \approx \frac{g_{i+1, j} - g_{i-1, j}}{2\Delta x} \quad (2.42)$$

$$\frac{\partial g(x, y)}{\partial y} \approx \frac{g_{i, j+1} - g_{i, j-1}}{2\Delta y} \quad (2.43)$$

Dans le domaine de Fourier, les dérivées directionnelles à l'ordre n suivant x et y sont respectivement :

$$F \left[\frac{\partial^n g}{\partial x^n} \right] = (ik_x)^n F[g] = (ik_x)^n G \quad (2.44)$$

$$F \left[\frac{\partial^n g}{\partial y^n} \right] = (ik_y)^n F[g] = (ik_y)^n G \quad (2.45)$$

La dérivée horizontale suivant une direction donnée permet de mettre en évidence sur la carte des anomalies, les contacts géologiques quasi perpendiculaires à la direction de dérivation.

Dans le domaine spatial, le gradient horizontal ou dérivée horizontale (DH) d'un champ $g(x, y)$ défini en différents points (x, y) du plan horizontal de mesure est donné par la relation (Blakely, 1995) :

$$g_{DH} = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2} \quad (2.46)$$

où $\frac{\partial g}{\partial x}$ et $\frac{\partial g}{\partial y}$ sont respectivement les dérivées partielles suivant x et suivant y du champ g .

II.3.1.2. La séparation régionale-résiduelle

La carte d'anomalie de Bouguer superpose les effets des contrastes de densité profonds et peu profonds, étendus et locaux. Or, l'amplitude de l'effet gravimétrique d'une structure en une station donnée s'estompe rapidement avec la distance qui sépare la structure de la station, conformément à la loi d'attraction de Newton. Il peut arriver qu'une structure profonde intéressante soit masquée par l'effet des structures superficielles moins intéressantes. Il peut aussi arriver que l'effet gravifique d'une structure locale ou peu profonde, qu'on veut interpréter, soit cachée dans la signature gravimétrique des structures régionales plus étendues. La séparation régionale-résiduelle permet donc d'isoler les anomalies dues aux sources profondes et étendues de celles provenant des contrastes de densité d'extension réduite et moins profonde.

En fonction des différentes sources, l'anomalie régionale ou résiduelle revêt un grand intérêt, ainsi :

- Pour des sources profondes, ces anomalies nous permettent d'étudier les variations du socle, elles sont importantes pour la compréhension des structures à grande échelle comme les chaînes de montagnes, les zones de subductions, etc....
- Pour des sources peu profondes, ces anomalies nous permettent d'étudier les variations de l'écorce terrestre constituée des couches nouvellement formées.

Plusieurs méthodes de séparation sont généralement utilisées en gravimétrie. Nous avons :

- Les méthodes graphiques, sur profils et sur cartes ;
- Les méthodes analytiques, notamment celles utilisant la technique des moindres carrés (Agocs, 1951; Abdelrahman et al., 1989 ; 1985; Zeng, 1989 ; Thurston et Brown, 1992) et celles exploitant les différentes composantes spectrales des anomalies gravimétriques observées, faisant appel à l'analyse de Fourier (Syberg, 1972 ; Jacobsen, 1987).

Nous avons utilisé la méthode analytique par moindres carrés (Agnocs, 1951; Abdelrahman et al., 1985). Le principe consiste à construire un polynôme d'ordre aussi élevé qu'il conviendra, qui génère une surface analytique qu'on adapte à une surface expérimentale par la méthode des moindres carrés. Cette surface analytique représente la régionale, et les écarts d'importance variable par rapport à cette régionale permettent de séparer les masses qui peuvent correspondre à des sources plus ou moins enfouies.

Soit $G(x_i, y_j)$ la valeur de l'anomalie de Bouguer au point $P(x_i, y_j)$. $REG(x_i, y_j)$ et $RES(x_i, y_j)$ les valeurs des anomalies régionale et résiduelle respectivement. L'anomalie résiduelle est donnée par la relation :

$$RES(x_i, y_j) = G(x_i, y_j) - REG(x_i, y_j) \quad (2.47)$$

Les calculs ont été effectués à l'aide d'un programme fortran 77 (Huestis et Ander, 1983 ; Nguiya, 2009 ; Kenfack et al., 2011). Ce programme donne les valeurs des anomalies régionale et résiduelle en chaque point où l'anomalie de Bouguer est définie.

II.3.2. Méthodes d'interprétation quantitative

II.3.2.1. Les méthodes indirectes

Les méthodes indirectes permettent la production des cartes de gradients du champ de pesanteur, de prolongement du champ et autres cartes transformées. Ces méthodes fournissent chacune une information sur les paramètres de la géométrie de la source. Elles permettent aussi par filtrage des données de Fourier l'information sur la profondeur de la source. Parmi elles, nous pouvons citer l'analyse spectrale, la méthode d'admittance et la cohérence. Seule l'analyse spectrale sera appliquée dans le cadre de cette étude.

L'analyse spectrale

Cette technique permet d'estimer la profondeur des contrastes de densité majeurs, à partir du spectre d'énergie des anomalies gravimétriques observées (Spector et Grant, 1970). Cette méthode s'applique aussi bien sur des profils que sur des grilles de données.

Cas des profils

Une fonction non périodique $f(x)$ représentant la variation du champ le long d'un profil donné peut être décomposée en une infinité de termes sinusoïdaux telle que :

$$f(x) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} F(w)e^{iwx} dw \quad (2.48)$$

où $F(w)$ est une transformée de Fourier de $f(x)$ donnée par la relation :

$$F(w) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(x)e^{-iwx} dx \quad (2.49)$$

Dans la pratique, les profils d'anomalies étant constitués d'un nombre fini de points, on préfère plutôt utiliser la transformée de Fourier discrète. Spector et Grant (1970) ont montré que si f_t est une série de N' points de mesure échantillonnée avec un pas constant sur le profil, la transformée de Fourier discrète de cette série est donnée par :

$$F_{n'} = \frac{1}{N'} \sum_{i=1}^{N'-1} f_t \exp(-2\pi n' / N') \quad (2.50)$$

où n' est la fréquence (nombre d'onde), $1/N'$ la fréquence fondamentale et $F_{n'}$ l'onde de Fourier à la fréquence n' .

L'énergie contenue dans chaque fréquence du champ créé par les sources perturbatrices (ou énergie spectrale) est donnée par (Bhattacharyya, 1966) :

$$E_{n'} = |F_{n'}|^2 \quad (2.51)$$

La profondeur moyenne de la source est estimée à partir des valeurs de l'énergie spectrale par la relation (Dimitriadis et al., 1987) :

$$E_{n'} = e^{-4\pi n'h} \quad (2.52)$$

Cette dernière relation montre que le logarithme de l'énergie contenue dans chaque fréquence du champ créé par les sources perturbatrices varie linéairement en fonction de la fréquence considérée. Ainsi, si $\Delta(\text{Log}E)$ est la variation du logarithme de l'énergie dans l'intervalle de fréquence $\Delta n'$, la profondeur h du toit de la source est donnée par :

$$h = \frac{\Delta(\text{Log}E)}{4\pi\Delta n'} \quad (2.53)$$

Cas d'une grille

Soient N_x et N_y le nombre de données suivant X et Y respectivement, n_x et n_y les fréquences suivant X et Y , la transformée de Fourier d'une grille de données gravimétriques ou magnétiques peut s'écrire :

$$G(n_x, n_y) = \sum_{i=0}^{N_x-1} \sum_{j=0}^{N_y-1} P_{n_x, n_y} \cos \left[(2\pi / N_x)(n_x x + n_y y) \right] + Q_{n_x, n_y} \sin \left[2\pi / N_y)(n_x x + n_y y) \right] \quad (2.54)$$

L'énergie est donnée par :

$$E_n = \left(P_{n_x, n_y} \right)^2 + \left(Q_{n_x, n_y} \right)^2 \quad (2.55)$$

et la fréquence :

$$n = \sqrt{n_x^2 + n_y^2} \quad (2.56)$$

Dans la pratique, on calcule le spectre radial correspondant aux différentes fréquences. La profondeur de la source est déterminée par la technique des pentes comme pour le spectre d'un profil.

Signification des profondeurs déterminées

Les profondeurs déterminées peuvent être discutées quant à leur valeur et à leur signification structurale.

- 1- Les profils géométriques sont exécutés perpendiculairement à l'allongement principal de la structure à étudier. Les profils choisis doivent déborder largement la zone où la structure est suspectée pour tenir compte de l'influence des masses souterraines ou éloignées (Tadjou, 2004 ; Nguimbous et al., 2010).
- 2- L'alignement réel des valeurs du spectre d'énergie en fonction de la fréquence ne forme pas une droite parfaite. On calcule une pente moyenne par la méthode des moindres carrés. La procédure de calcul de la pente, de la profondeur et de l'erreur sur la profondeur est celle décrite par les méthodes classiques (Dimitriadis et al., 1987). Le plus souvent, lorsque la dispersion des valeurs a été jugée importante, le spectre a été lissé par technique fréquentielle (filtre passe-bas) (Press et al., 1986) avant le calcul de la pente de

régression. Toutefois, les profondeurs calculées restent proches de celles déterminées sur les spectres non lissés.

- 3- Si l'on veut calculer la profondeur moyenne d'une source isolée dans un ensemble plus vaste, on utilise l'anomalie résiduelle ou le gradient vertical qui exprime le champ lié uniquement à cette source. Des exemples de calcul sur les modèles théoriques (cylindre, polygones) montrent qu'une seule pente, celle localisée dans les basses fréquences, a un sens, et correspond à la profondeur moyenne de la source considérée.

Dans le cas des études régionales portant sur la croûte ou la lithosphère et où les différentes couches de ces ensembles sont prises comme étant des sous-unités homogènes séparées par des plans moyens, on utilisera l'anomalie de Bouguer (Fairhead et Okéréké, 1988).

II.3.2.2. Les méthodes inverses

En gravimétrie, les méthodes inverses permettent de faciliter le choix des solutions en absence d'information sur la géologie (forme géologique de la structure source) et sur la densité (contraste de densité) des sources. Dans ce cas, les contraintes sur les modèles portent sur les propriétés géométriques et physiques (la profondeur moyenne, l'extension minimale, la géométrie apparente et la limite de densité) de la solution recherchée.

La déconvolution d'Euler

La déconvolution d'Euler est une technique d'interprétation des données géophysiques. Elle a pour but de produire des cartes montrant les emplacements et les estimations des profondeurs correspondantes à des structures géologiques d'anomalies gravimétriques. Elle est souvent utilisée lorsqu'on a une large gamme des données gravimétriques.

Thomson (1982) a travaillé sur des profils et Reid et al., (1990) ont étendu leurs travaux aux grilles de données.

Soit t un réel quelconque, une fonction f est dite homogène de degré n si :

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z) \quad (2.57)$$

Si la fonction $f(x, y, z)$ est homogène de degré n , alors elle satisfait l'équation d'Euler :

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = nf \quad (2.58)$$

L'intensité du champ de pesanteur créée par une source simple telle qu'une masse ponctuelle à une distance d'observation r peut être sous la forme :

$$f(x, y, z) = \frac{G'}{r^N} = \frac{G'}{\left(\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}\right)^N} \quad (2.59)$$

où G' est proportionnelle à sa masse. La fonction f est homogène de degré $(-N)$ et satisfait l'équation d'Euler (Blakely, 1995) :

$$\vec{r} \cdot \vec{\nabla} f = -Nf \quad (2.60)$$

Thomson (1982) a montré qu'on peut déterminer la position d'une source d'anomalie gravimétrique $\Delta T(x)$ sur un profil de direction Ox , en résolvant l'équation d'Euler donnée par la relation suivante:

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (z - z_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -N \Delta T(x) \quad (2.61)$$

Pour une grille de données, cette équation prend la forme suivante (Reid et al., 1990) :

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -N \Delta T(x, y) \quad (2.62)$$

(x, y, z) et (x_0, y_0, z_0) sont respectivement les coordonnées du point de mesure et de la source. La constante N est un indice structural dont la valeur dépend de la variation du champ avec la distance. Elle varie donc avec la géométrie de la structure (tableau 1). Le champ total mesuré T peut être considéré comme la somme du champ régional et de l'anomalie ΔT due aux sources perturbatrices :

$$T = \Delta T + B \quad (2.63)$$

L'équation (2.62) devient :

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T) \quad (2.64)$$

Connaissant les valeurs de l'intensité T du champ, celles des gradients horizontaux $\frac{\partial T}{\partial x}$, $\frac{\partial T}{\partial y}$ et du gradient vertical en chaque point $(x, y, z = cte)$ d'une grille de données, on peut résoudre (2.64) pour déterminer les coordonnées (x_0, y_0, z_0) de la source ainsi que le champ régional B pour différentes valeurs de l'indice structural N . Lorsque N vaut 0, l'équation d'Euler prend la forme (Reid et al., 1990) :

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = A \quad (2.65)$$

où A est un terme constant qui intègre les effets de l'amplitude de l'anomalie, de la direction structurale et du pendage.

De manière générale la déconvolution d'Euler est basée sur l'algorithme proposé par Thompson (1982). Elle n'est plus seulement appliquée à l'intensité du champ gravimétrique ou magnétique; son application au gradient vertical (Cooper, 2004) et au signal analytique (Keating et Pilkington, 2004) a conduit à des résultats intéressants.

Tableau 1: Indices structuraux pour les sources d'anomalies gravimétriques (Thomson, 1982 ; Reid et al., 1990 ; Stavrev, 1997)

Source	Indice structural
Contact	0
Dyke vertical et sill	0
Cylindre vertical et pipe	1
Sphère	2

La solution du corps idéal

En géophysique appliquée, la résolution du problème inverse consiste à déterminer les paramètres physiques et géométriques d'une structure à partir de l'anomalie qu'elle crée en surface. Malheureusement, les solutions ne sont pas uniques pour les anomalies de champs potentiels ; à une anomalie gravimétrique ou magnétique donnée, on peut trouver une infinité de modèles de terrains correspondants. Pour résoudre ce problème en gravimétrie, Parker (1974, 1975) a introduit le concept de corps idéal. La philosophie des travaux de Parker (1974) repose sur l'idée selon laquelle pour un ensemble de données admettant une infinité de solutions (modèles du sous-sol), il faut rechercher les propriétés communes à toutes les solutions et en extraire des renseignements fiables sur la solution exacte inconnue.

Considérons une propriété scalaire du modèle, la densité $\rho(\vec{r})$ où \vec{r} désigne le vecteur position. Si le modèle est confiné dans une région de volume V , alors le champ mesuré au point i du profil est relié à la densité du modèle par l'équation suivante (Parker, 1974) :

$$g_i = \int_V G_i(\vec{r}) \rho(\vec{r}) dV, \quad i = 1, 2, 3, \dots, N' \quad (2.66)$$

où N' est le nombre de points de mesure du champ le long du profil et $G_i(\vec{r})$ la fonction de Green (1975) associée à l'anomalie observée au point de rang i , avec $\rho(\vec{r}) \geq 0$ dans tout le volume V .

Les calculs sont effectués en utilisant la technique de la programmation linéaire qui consiste à subdiviser le modèle de terrain en cellules de côtés Δx et Δz chacune (figure 9). La densité ρ est supposée constante dans chaque cellule de centre (x_0, z_0) . La relation (2.66) peut alors s'écrire :

$$g_i = \sum_{j=1}^P \sum_{k=1}^K G_{ijk} \cdot \rho_{jk} \quad (2.67)$$

où P est le nombre de cellules suivant la direction du profil, et K le nombre de cellules suivant la profondeur. G_{ijk} est la fonction de Green associée à l'effet gravimétrique du prisme élémentaire (j, k) observé au point i , et ρ_{jk} la densité du prisme centré en (x_j, z_k) .

Parker (1975) a montré qu'une condition suffisante pour l'existence d'une solution unique correspondant à la limite inférieure positive sur toutes les valeurs de densité est qu'il existe $N+1$ constantes $\rho_0, \alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_n$, de telle sorte que la fonction définie par :

$$\rho(r) = \begin{cases} \rho_0 \text{ pour } \sum_{i=1}^{N'} \alpha_i G_i > 0 \\ 0 \text{ pour } \sum_{i=1}^{N'} \alpha_i G_i \leq 0 \end{cases} \quad (2.68)$$

satisfasse l'équation linéaire (2.67) de l'anomalie. ρ_0 est la plus petite limite positive sur les valeurs de densité. La solution $\rho(r)$ est le corps idéal qui représente le corps homogène de plus petite densité possible compatible avec les données. Elle dépend uniquement des valeurs du champ de gravité et de la région de confinement des sources. Ce corps est unique en ce sens que toute densité inférieure ne peut expliquer l'anomalie observée et toute densité supérieure conduit à une infinité de modèles, bornée dans les limites géométriques du modèle.

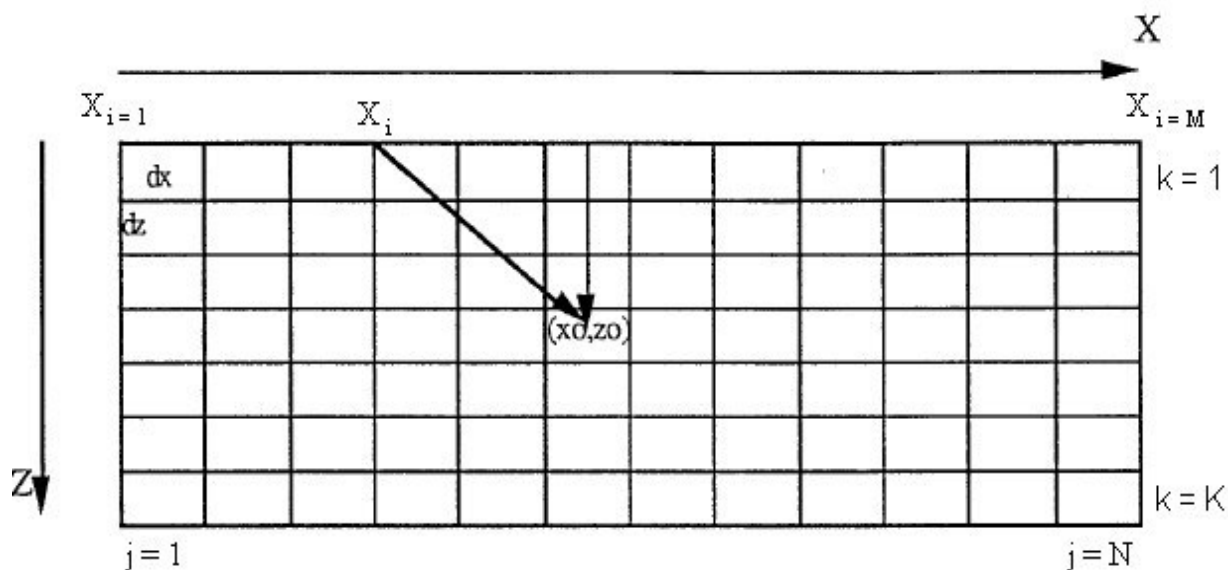


Figure 9. Subdivision du terrain en cellules pour la linéarisation du problème inverse.

II.3.2.3. Les méthodes directes

Les méthodes directes s'appliquent de préférence aux anomalies résiduelles après avoir soustrait une tendance régionale aux anomalies observées. On construit a priori un corps géologique caractérisé par ses paramètres physiques et géométriques (densité ou contraste de densité, profondeur, forme) qui servent à calculer l'anomalie (théorique) correspondante sur la surface de mesure. On compare ensuite l'anomalie calculée à l'anomalie observée, en modifiant par ajustements successifs les paramètres physiques et géométriques du corps jusqu'à l'obtention de la meilleure concordance entre les deux anomalies. En principe, le modèle de départ doit prendre en compte les résultats des méthodes indirectes (telles que l'analyse spectrale) et les méthodes inverses (déconvolution d'Euler, solution du corps idéal). De plus, la prise en compte des données géologiques sur la région prospectée permet de mieux contraindre les résultats de la modélisation afin de les rapprocher le plus possible de la réalité. Dans le cadre de ce travail, nous nous limiterons à la modélisation gravimétrique de type 2D1/2.

La modélisation 2D1/2

En gravimétrie, la modélisation 2D1/2 est appliquée pour permettre un bon contrôle de l'extension latérale des structures (Cady, 1980).

D'une façon générale, le champ de gravité en un point P d'un élément de volume V de densité ρ (figure 10) est donné par la relation :

$$g(r) = -\Delta U(r), \text{ avec } U(r) = -G \int_V \rho(r_0) \frac{d^3 r_0}{|r - r_0|} \quad (2.69)$$

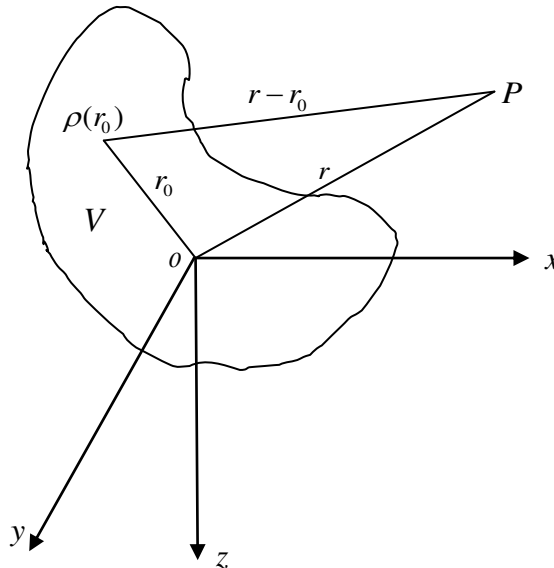


Figure 10. Calcul de l'effet gravimétrique d'un élément de volume V de densité uniforme ρ à partir du point P , (Cady, 1980).

Dans un système de coordonnées x, y, z on a :

$$g_x = -2G\rho\delta U / \delta x$$

$$g_y = -2G\rho\delta U / \delta y \quad (2.70)$$

$$g_z = -2G\rho\delta U / \delta z$$

Si on considère que ρ est uniforme, et sachant que le champ de gravité total mesuré est vertical,

$$g_z = -G\rho \iiint \frac{\delta}{\delta z} (x^2 + y^2 + z^2) dx dy dz \quad (2.71)$$

Considérons une structure limitée latéralement en Y_1 et Y_2 , si on intègre l'équation ci-dessus de $-Y_2$ à 0 et de 0 à Y_1 , on aura l'expression suivante :

$$g_z = -G\rho \frac{\delta}{\delta z} \iint \left[-\ln(x^2 + z^2) + \ln(Y_1 + R_1) + \ln(Y_2 + R_2) \right] dx dz \quad (2.72)$$

$$\text{avec } R_1 = \sqrt{(x^2 + y_1^2 + z^2)} \quad \text{et} \quad R_2 = \sqrt{(x^2 + y_2^2 + z^2)}$$

La résolution de cette intégrale permet de calculer les effets d'une structure de section polygonale et d'allongement fini.

Technique d'interprétation

L'interprétation directe des anomalies d'un champ gravimétrique consiste à proposer un modèle théorique, à calculer son effet et à comparer cet effet avec celui mesuré. Elle est généralement conduite suivant deux types de traitement :

- L'un bidimensionnel s'applique surtout aux anomalies fortement elliptiques, nettement plus allongées suivant une direction qui selon les autres, est associée à des structures dites cylindriques; l'interprétation est abordée à partir d'un profil dessiné perpendiculairement à l'allongement de l'anomalie. La taille d'une anomalie reflète le produit d'un volume par une densité et décroît avec la profondeur source.
- L'autre tridimensionnel est utilisé pour calculer l'effet des structures qui ne peuvent pas être assimilées à des cylindres ; l'interprétation se fait généralement à partir des cartes d'iso-anomales.

La qualité d'une interprétation est souvent influencée par cinq facteurs principaux à savoir : l'isolement, la forme, le volume, la profondeur et le contraste de densité des corps sources. Le traitement des données gravimétriques en vue d'une interprétation de celles-ci comporte quatre étapes essentielles (Tadjou, 2004) :

- La localisation et l'isolement des anomalies intéressantes à l'aide de diverses techniques de présentation et de séparation ;
- L'interprétation qualitative qui consiste à modéliser le contexte géologique et les caractères généraux des sources d'anomalies en termes de contraste de densité ;
- L'interprétation quantitative qui doit déterminer les valeurs numériques des paramètres géométriques et de la densité des sources ;
- La corrélation du modèle obtenu avec la géologie locale ou régionale qui intervient à toutes les phases de l'interprétation.

Détermination des structures sources

L'interprétation quantitative revient à définir le ou les modèle(s) les plus proches du contexte géologique. Par conséquent, la modélisation est conditionnée par des paramètres imposés par les données géologiques de surface ou de sub-surface (épaisseur, profondeur, densité, etc...), par des résultats des autres méthodes géophysiques, mais aussi par des techniques d'interprétation d'approche (analyse spectrale, programmation linéaire, prolongement du champ etc...). Toutes ces techniques fournissent des données sous forme des cartes transformées (cartes résiduelles, cartes de dérivées ou du champ prolongé) plus propices à l'interprétation.

CONCLUSION

Le champ de pesanteur est déterminé à partir de la force de pesanteur en appliquant la deuxième loi de Newton. Ce champ engendre le potentiel de pesanteur qui met en évidence les variations irrégulières de la pesanteur, dues aux reliefs qui ondulent l'ellipsoïde de référence et l'inégale répartition des densités des roches à l'intérieur de la Terre. La mesure du champ de pesanteur permet de déterminer les anomalies gravimétriques. Ces anomalies, sources d'une interprétation géophysique, peuvent être déterminées en utilisant soit les mesures terrestres soit des concepts modernes de la géodésie qui sont: les modèles géopotentiels globaux. Pour une interprétation objective de ces anomalies gravimétriques, le choix des méthodes à appliquer est un facteur important. Dans la présente étude, les méthodes indirectes, inverses et directes sont utilisées. Chaque méthodes a des contraintes qui sont fixées au départ afin de trouver le meilleur modèle ou plus exactement celui qui s'accorde le mieux avec les données observées.

CHAPITRE III : RESULTATS ET DISCUSSIONS

INTRODUCTION

Dans le chapitre précédent nous avons présenté les fondements théoriques de la gravimétrie permettant de déterminer et de corriger les anomalies du champ de pesanteur. L'interprétation de ces anomalies permet d'évaluer la distribution des structures à moyenne et à faible profondeur. Dans ce chapitre, les données gravimétriques issues du modèle de champ GGM02C sont comparées aux données gravimétriques mesurées à travers une grandeur mathématique (écart-type) et une technique basée sur les points de contrôle. Les cartes d'anomalies issues des données brutes mesurées et des données haute résolution (densifiées) sont comparées qualitativement et quantitativement à la géologie de la région afin de tirer des informations complémentaires sur la structure du sous-sol de la région. L'interprétation qualitative consistera à trouver des similitudes entre la géologie de surface et les caractères généraux des anomalies régionales et résiduelles. L'accent sera porté sur l'identification de différentes entités géologiques, les zones de discontinuité et les directions structurales. L'interprétation quantitative quant à elle consistera à effectuer une interprétation plus élaborée des anomalies. Ainsi, les profondeurs moyennes des sources d'anomalies seront estimées par l'analyse spectrale et la déconvolution d'Euler, les densités des roches seront déterminées par inversion gravimétrique. Nous procéderons par la suite à la cartographie des linéaments de la région et à une modélisation du type 2D1/2 des sources d'anomalies.

III.1. ETUDE COMPARATIVE ENTRE LES DONNEES GRAVIMETRIQUES MESUREES ET LES DONNEES GRAVIMETRIQUES CALCULEES

III.1.1. Comparaison statistique basée sur l'écart-type

Dans le souci de montrer que les données gravimétriques issues du modèle de champs et les données mesurées sont superposables, une comparaison statistique basée sur l'écart-type sera appliquée à ces données. C'est un test où l'on confronte la différence entre les données du modèle de champ et les données mesurées. C'est un critère de quantification, de dispersion qui mesure l'écart par rapport à la moyenne observée de la grandeur étudiée. La grandeur qui contient l'information importante et interprétable est l'écart-type (ECT). On l'obtient en prenant un nombre important N' de mesures X , en faisant la somme des carrés des différences entre chaque mesure et la moyenne \bar{X} des X , que l'on divise par le nombre total de mesure, avant d'extraire la racine carrée du résultat. Il est donné par la relation suivante

$$ECT = \gamma = \sqrt{\frac{1}{N'} \sum_{i=1}^{N'} (x_i - \bar{x})^2} \quad (3.1)$$

Le tableau 2 ci-dessous montre que, les anomalies à l'air libre les plus variables sont celles de la banque des données, lorsqu'on examine les valeurs des écart-types. La correction de Bouguer permet de réduire l'influence de la topographie entre le géoïde et la surface du sol, l'anomalie de Bouguer obtenue doit former une surface plus lissée, donc moins variable que l'anomalie à l'air libre (Heiskanen et Moritz, 1967 ; Blakely et Simpson, 1986). Ainsi, sa variation doit être relativement lente et régulière ; elle doit être sans corrélation avec la topographie de surface (Collignon, 1968). Dans le tableau 2, on constate que pour les données mesurées, l'anomalie de Bouguer simple est moins variable que l'anomalie à l'air libre, ceci est en accord avec les prévisions théoriques. Pour les données issues du modèle de champ, l'ECT des anomalies de Bouguer devient supérieur à celui des anomalies à l'air libre. Ce résultat est contraire au sens d'évolution des écart-types. Cela pourrait s'expliquer par les paramètres d'interpolation et l'utilisation d'une masse volumique constante lors de la correction. La différence entre les deux valeurs d'écart-type est proche de 7 mGal, non négligeable, mais ne met pas en cause la qualité et la précision des données obtenues.

Tableau 2: Comparaison statistique des anomalies à l'air libre et des anomalies de Bouguer simple des données mesurées et calculées.

	Anomalie à l'air libre mesurée (mGal)	Anomalie à l'air libre calculée (mGal)	Anomalie de Bouguer simple mesurée (mGal)	Anomalie de Bouguer simple calculée (mGal)
Min	- 59,97	- 10,62	- 125,62	- 153,9
Max	88,98	37,97	- 45,76	- 35,76
Moyenne	26,00	15,99	- 90,46	- 85,74
ECT	22,97	12,66	13,28	19,90

III.1.2. Comparaison statistique basée sur les points de contrôle

Les points de contrôle sont des points choisis parmi ceux des stations de la zone d'étude, ceux qui vont être utilisés comme référence pour la comparaison entre les valeurs prédites de l'anomalie de pesanteur et ses valeurs réelles. Ces points et leurs valeurs varient en fonction du pas de grille choisi. Pour un pas de $0,05^\circ$, il a fallu sélectionner autour du nœud d'une grille régulière de dimension $0,05^\circ \times 0,05^\circ$ tous les points dont les coordonnées sont inférieures ou égales à $0,03^\circ$ qui avait déjà une valeur de l'anomalie de pesanteur mesurée. Le tableau 3 ci-dessous illustre neuf points de contrôle et leurs comparaisons statistiques.

Tableau 3: Caractéristique des points de contrôle.

Latitude (degré)	Longitude (degré)	Altitude (mètre)	Anomalie de Bouguer simple mesurée (mGal)	Anomalie de Bouguer simple calculée (mGal)
5,50	14,30	928	- 83,67	- 76,41
5,55	14,10	847	- 87,04	- 97,75
6,35	13,75	973	- 88,76	- 97,16
6,40	14,30	1000	- 114,85	- 90,56
6,45	13,30	947	- 72,64	- 87,28
6,70	13,55	903	- 95,29	- 78,38
6,95	14,50	1219	- 100,34	- 108,37
7,10	14,00	1411	- 105,60	- 116,62
7,25	14,00	1325	- 104,32	- 107,70

Tableau 4: Etude statistique moyenne des anomalies de Bouguer simple mesurées et calculées aux points de contrôle.

	Anomalie de Bouguer simple mesurée (mGal)	Anomalie de Bouguer simple calculée (mGal)	Différences entre l'anomalie de Bouguer simple mesurée et calculée (mGal)
Min	- 114,83	- 116,62	1,79
Max	- 72,64	- 76,41	3,77
Moyenne	- 94,72	- 95,58	0,86
ECT	12,99	13,77	0,78

Dans le tableau 3, on remarque que les valeurs des anomalies de Bouguer simple mesurées et celles issues de la mission satellitaire GRACE (calculées) sont très proches. Ce résultat montre que le modèle géopotentiel global GGMO2C représente assez précisément les anomalies gravimétriques sous le plateau de l'Adamaoua.

De même le tableau 4 montre que, les écarts-types des données initiales et des données satellitaires (calculées) restent sensiblement les mêmes. La moyenne des différences des anomalies gravimétriques mesurées et les anomalies issues du modèle de champ reste inférieure à 1 mGal. Grâce à ces points de contrôle, les données mesurées et les données issues du modèle de champs ont la même précision. Elles sont superposables par conséquent, on peut les densifier enfin d'obtenir une base de données gravimétriques importante.

III.2. INTERPRETATION QUALITATIVE DES ANOMALIES DE BOUGUER

III.2.1. Carte des anomalies de Bouguer simple mesurée

Les données gravimétriques qui couvrent la zone d'étude proviennent des campagnes de mesure menées par l'ORSTOM (1967). Ces données sont constituées de 672 points irrégulièrement espacés. La carte d'anomalie de Bouguer résultante est tracée par ordinateur à partir du logiciel Generic Mapping Tools (Wessel et Smith, 1995). Cette carte (figure 11) met en évidence deux principaux domaines de gravité.

Le premier domaine, située au sud de Kongolo et à l'aplomb de Bagodo est caractérisé par une anomalie lourde de courte longueur d'onde (-50 mGal) orientée EW. Cette anomalie serait due à la présence des roches denses dans la région. Au nord de la zone d'étude, entre les parallèles 7,5° à 8° N, l'orientation des lignes iso-anomales ne coïncide pas avec les structures tectoniques majeures associées au plateau de l'Adamaoua. Le sud de Mbe, qui couvre la zone du massif de Ngaoundéré, est caractérisé par une large anomalie négative (-80 mGal) orientée EW. Cette anomalie ne peut pas être associée à des formations géologiques parce que la zone est constituée de roches basaltiques denses à l'intérieur du socle granitique. Elle serait due soit à l'insuffisance des données gravimétriques dans la région, soit à l'effet des formations des roches voisines.

Le second domaine, situé dans la partie centrale de la zone d'étude est constitué d'un vaste domaine léger qui va de Meiganga à Djohong en passant par Ngam et couvre toute la ville de Ngaoundéré et le sud de Bagodo. La configuration de ces anomalies montre une direction dominante ENE, qui correspond à la grande faille qui s'étend de Fouban jusqu'au fossé du Mbéré. L'amplitude de ces anomalies est de -100 mGal avec un minimum pouvant atteindre -120 mGal. Ces anomalies seraient dues à l'effet de formations de faible densité.

Le premier et le second domaine sont séparés par un fort gradient qui traduit l'effet de discontinuité entre les deux structures. Cette carte n'est pas homogène, elle semble présenter quelques insuffisances ; les données gravimétriques contiennent de nombreuses lacunes, l'organisation des lignes iso-anomales ne permet pas d'identifier de façon objective les structures géologiques de la région. Pour résoudre ce problème, les données gravimétriques doivent de préférence être densifiées afin de fournir une base assez complète dans laquelle le rôle des différentes unités structurales apparaîtrait de façon claire. Dans le présent travail, les données gravimétriques issues du modèle de champ GGM02C (Tapley et al., 2005) sont combinées aux données gravimétriques mesurées.

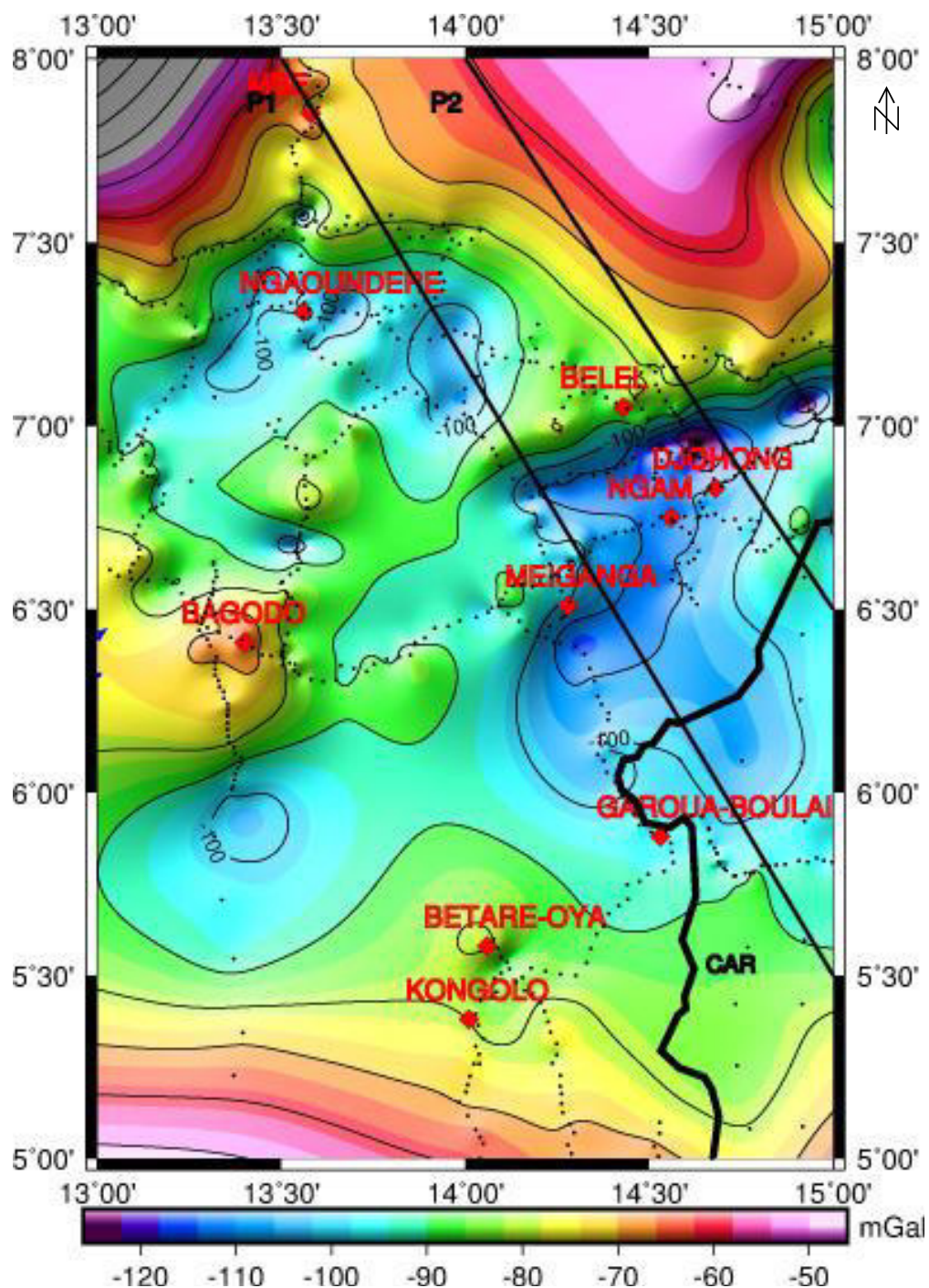


Figure 11. Carte d'anomalie de Bouguer simple du plateau de l'Adamaoua constituée des données gravimétriques mesurées (cercles noirs).

III.2.2. Comportement des anomalies de la pesanteur

Pour étudier la variabilité des anomalies de la pesanteur du plateau de l'Adamaoua, les variations des anomalies à l'air libre, de Bouguer simple et de la topographie terrestre en fonction de la distance sont construites le long de deux profils P1 et P2 (figure 12 et 13). On constate que, les profils des anomalies à l'air libre et de la topographie ont une variabilité

supérieure à celle de l'anomalie de Bouguer simple. Une bonne corrélation existe entre le couple anomalie à l'air libre et la topographie, mais qui n'est pas le cas avec l'anomalie de Bouguer simple. Les trois types d'anomalie présentent un gradient en escaliers entre 120 à 200 km pour le profil P1 et entre 120 à 160 km pour le profil P2. Dans ces portions de profils, aucun type d'anomalie ne semble véritablement plus lissé : ceci doit être dû à la présence d'une formation géologique complexe ou à la présence d'une imposante masse anomalique dans le sous-sol telle que celle modélisée par Noutchogwe (2004). Néanmoins entre 0 et 120 km et au-delà de 200 km, l'anomalie à l'air libre et la topographie de surface sont positivement corrélées, mais restent anti-corrélées avec l'anomalie de Bouguer simple. La suppression de l'influence de la topographie le long des profils P1 et P2 diminue la variabilité du champ de pesanteur. Le profil de l'anomalie de Bouguer simple est donc le plus lissé, par conséquent la carte d'anomalie de Bouguer simple apparaît contenir plus d'information de basse fréquence. Dans la présente étude, l'analyse de cette carte consiste à identifier les grands traits des anomalies observées et à établir les liens entre ces anomalies et les contextes géologique et tectonique de la région.

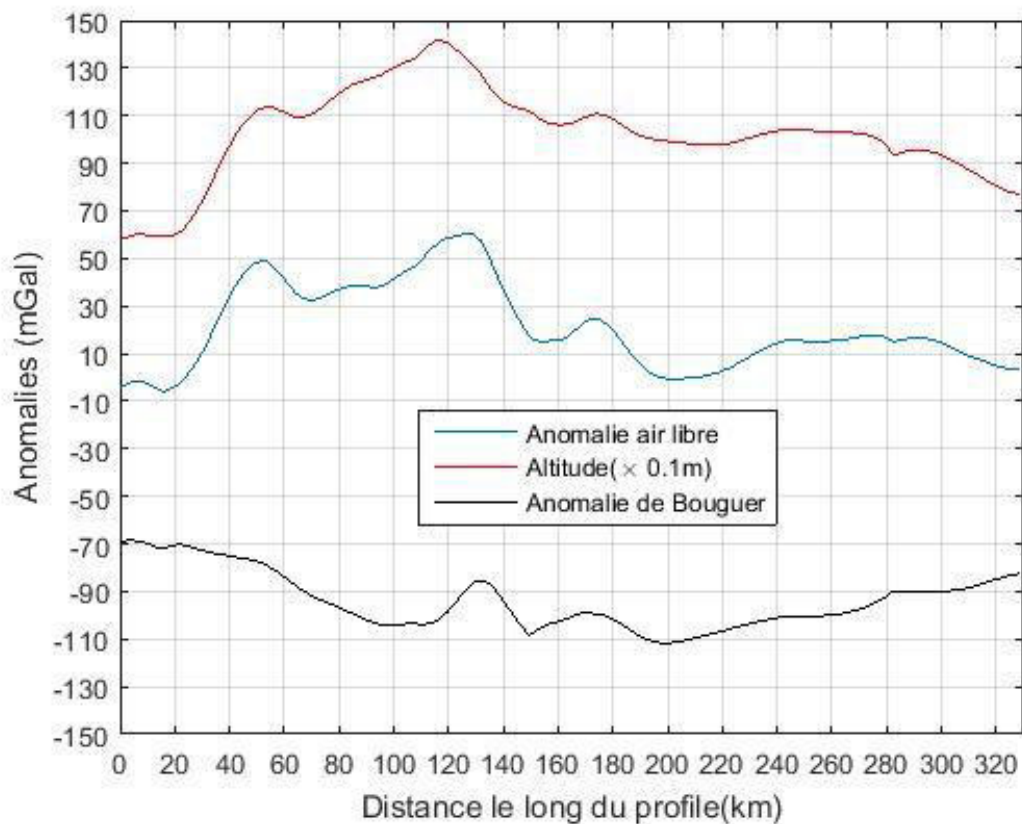


Figure 12. Variation de l'anomalie à l'air libre (ligne bleue), anomalie de Bouguer simple (ligne noire) et topographie (ligne rouge) en fonction de la distance, le long du profil P1.

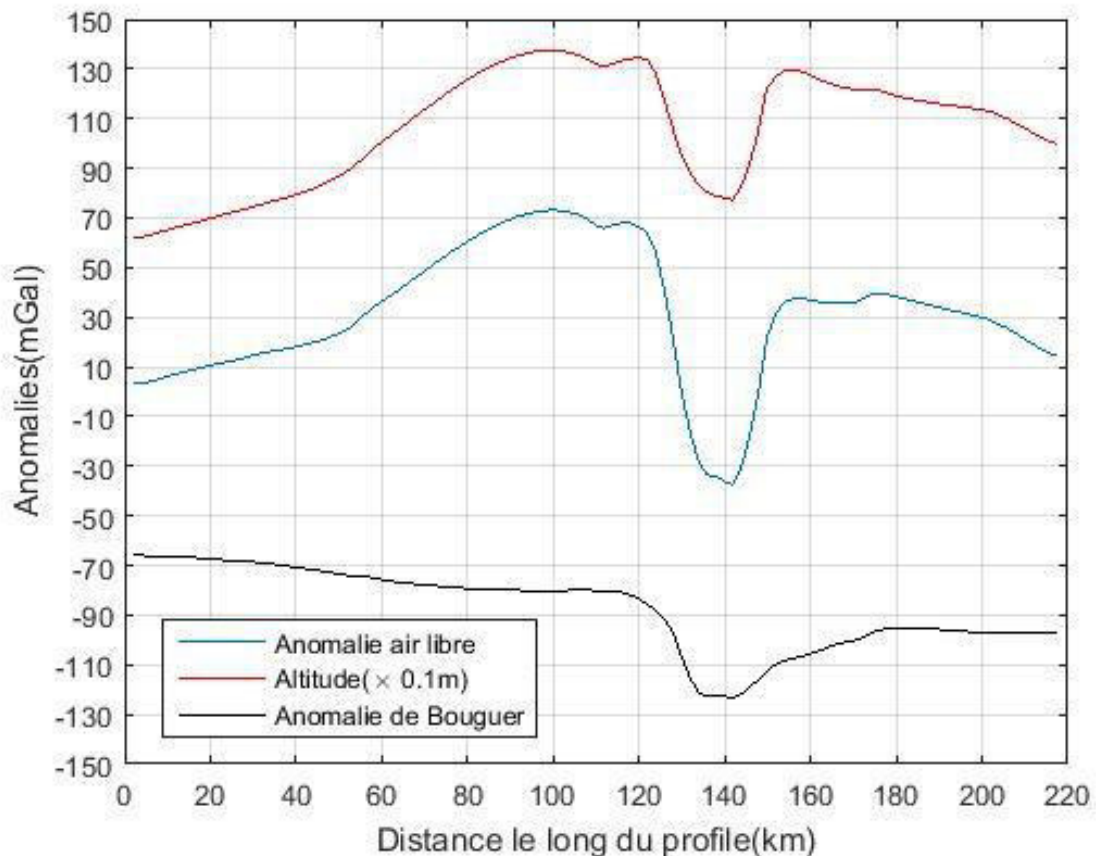


Figure 13. Variation de l’anomalie à l’air libre (ligne bleue), anomalie de Bouguer simple (ligne noire) et topographie (ligne rouge) en fonction de la distance, le long du profil P2.

III.2.3. Carte des anomalies de Bouguer des données gravimétriques haute résolution

La carte d’anomalie de Bouguer des données gravimétriques haute résolution ci-dessous (figure 14) est obtenue en combinant les données gravimétriques mesurées et les données gravimétriques issues du modèle de champ GGM02C. Cette carte renforce certaines hypothèses déjà soutenues par les données géologiques, mais non traitées par des études géophysiques antérieures menées dans la zone d’étude. L’augmentation de la quantité des données gravimétriques nous a permis de dessiner une nouvelle carte des anomalies de Bouguer simple de la région d’étude. L’orientation des lignes iso-anomales est en accord avec la direction générale des structures géologiques du plateau de l’Adamaoua. Tout comme la carte précédente, la carte d’anomalie de Bouguer haute résolution est tracée à partir du logiciel Generic Mapping Tools (Wessel et Smith, 1995) et interprétée en deux zones de gravité distinctes.

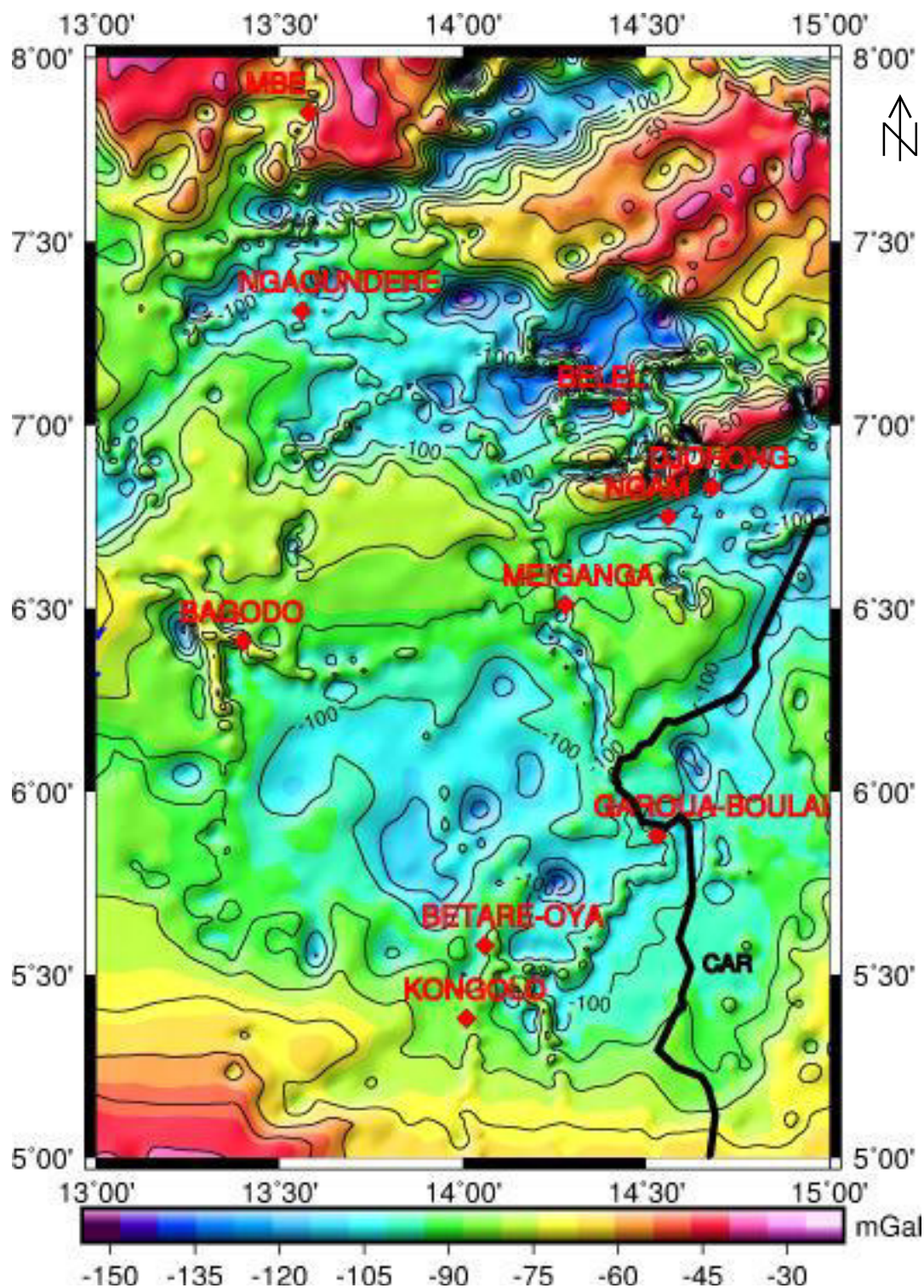


Figure 14. Carte d'anomalie de Bouguer simple des données gravimétriques haute résolution du plateau de l'Adamaoua.

La première zone couvre le sud de Kongolo et l'ouest de Mbe. Cette zone est caractérisée par des anomalies lourdes (- 40 mGal) indiquant l'effet de formations très denses en profondeur. Elle est composée principalement de roches magmatiques. Au sud de Mbe, se

trouve le massif de l'Adamaoua ou communément appelé la falaise de Ngaoundéré. Il est constitué des anomalies lourdes (- 40 mGal) et des anomalies légères (-120 mGal). L'examen de cette carte montre que, les anomalies légères apparaissent au centre du massif. Ces anomalies sont dues à la présence de roches granitiques qui constituent le socle. Les anomalies lourdes quant à elles apparaissent sur les flancs Est et Ouest du massif de l'Adamaoua et pourraient correspondre à l'intrusion des roches basaltiques très denses ou des roches migmato-gneissiques. Cependant, l'orientation des lignes iso-anomales ne coïncide pas parfaitement avec la direction ENE-WSW du plateau de l'Adamaoua. Cela suggère que, l'intrusion aurait été favorisée par un processus tectonique.

La deuxième zone, située dans la partie centrale de la zone d'étude est caractérisée par une zone d'anomalie négative de grande longueur d'onde. En effet, les anomalies négatives de Ngaoundéré et celles situées au nord de Belel seraient dues à l'épaississement locale de la série sédimentaire générée par la dépression du toit du socle. La forme de ces anomalies serait la signature de plissement qu'aurait subi l'écorce, suite aux différentes phases tectoniques qui ont affecté la région (Njanko, 1999). Au sud de Belel, nous observons un alignement d'anomalies négatives (- 80 mGal) visiblement plus développées que sur la carte des anomalies de Bouguer simple mesurées. Ces anomalies peuvent être interprétées comme un effondrement du bloc sédimentaire avec approfondissement du bassin. Dans les localités de Meiganga, Ngam et Djohong se trouve le fossé tectonique du Mbéré. Ce fossé est nettement dissymétrique avec un flanc Sud beaucoup plus marqué que le flanc Nord (-130 et -30 mGal) respectivement. Le minimum d'anomalie présente la forme d'un V, qui tend à évoquer la marque d'un remplissage sédimentaire. On imagine donc une cuvette lacustre ou les cours d'eaux apportèrent leurs alluvions, tandis que les volcans répandaient leurs laves aussi bien sur le plateau que dans la vallée tectonique. Cette discontinuité entre répartitions extrêmes de masses correspond d'après Noutchogwé (2004), à l'apparition d'un panneau de migmatites isolé dans les granites et à une variation importante de l'intensité du champ magnétique, consécutive à un contraste d'aimantation important. L'auteur attribue à ces phénomènes, l'effet de l'alignement des roches basiques disposées parallèlement le long du fossé.

Le premier et le second domaine sont séparés par un fort gradient, qui résulterait des discontinuités entre les formations juxtaposées dans la croûte, telles que les failles, les flexures ou les contacts des roches intrusives.

III.2.4. Carte d'anomalies régionales et résiduelles issues des données gravimétriques hautes résolutions

Une bonne séparation des anomalies de Bouguer est celle qui permet de bien isoler les anomalies dont les sources sont dues aux structures superficielles et/ou locales de celles dont les sources sont lointaines et/ou profondes. Puisque nous ne nous intéressons qu'aux variations de densité intracrustales dans le cadre de cette étude, il faut donc au préalable éliminer de la Bouguer l'effet des masses qu'on ne veut pas interpréter, localisées au-delà de la profondeur d'investigation. Les anomalies régionales sont estimées de façon analytique en calculant les termes d'un polynôme de degré n . Les anomalies résiduelles sont obtenues en faisant la différence entre l'anomalie de Bouguer et l'anomalie régionale.

Le choix de la régionale

Pour extraire l'anomalie régionale due au Moho, le lissage polynomial par la méthode des moindres carrés est une méthode efficace; cependant, le choix de l'ordre du polynôme représentant la surface analytique recherchée reste arbitraire. Un tel choix ne peut se justifier lorsqu'on envisage une interprétation détaillée de la structure d'une région. Il est donc nécessaire de définir un critère de choix de la surface régionale qui prend en compte les variations du champ gravimétrique dans toutes les directions. Le prolongement vers le haut, qui est un puissant filtre passe-bas, est généralement utilisé pour déterminer cette régionale. Toutefois, cette méthode présente également un handicap qui réside dans la difficulté à déterminer l'altitude de prolongement appropriée en vue d'obtenir la meilleure approche de la régionale. Dans le cas de la présente étude, nous avons adopté la méthode empirique de Zeng et al., 2007, qui est un compromis entre le prolongement vers le haut et le lissage polynomial. Cette méthode permet de déterminer le degré optimal de la surface polynomiale et donne la meilleure estimation de la tendance régionale à partir de la carte d'anomalie de Bouguer. La régionale obtenue, doit donc refléter l'allure du Moho et l'effet des contrastes de densité rencontrés dans le manteau supérieur, qui sont généralement responsables des anomalies plus étendues. Dans ces conditions, la carte d'anomalies résiduelles correspondante traduit essentiellement les sources d'anomalies situées à faible profondeur.

Il est établi (Schoeffler, 1975) que plus la surface analytique régionale est lissée, (polynôme de degré faible) plus il y a des chances d'éliminer les traits profonds, et ceux-là seulement. D'un autre côté, plus la régionale est de configuration compliquée (polynôme d'ordre élevé), plus les traits rapprochés de la surface sont éliminés ; ces traits seront

d'avantage mis en évidence au niveau de la résiduelle. Pour la surface représentant la régionale, le choix du polynôme doit s'effectuer en tenant compte d'une part de la profondeur d'investigation, c'est-à-dire du niveau d'enfouissement des sources d'anomalies qu'on veut mettre en évidence et interpréter et d'autre part des informations géologiques qu'on a sur la région. Ainsi :

Les cartes d'anomalies régionales pour différents degrés du polynôme ($n=1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10$) ont été établies. La carte d'anomalies régionales retenue est celle représentant la meilleure ressemblance avec la Bouguer prolongée vers le haut à l'altitude optimale. Le degré de ressemblance entre deux champs gravimétriques g_1 et g_2 est déterminé par le facteur de corrélation entre deux grilles de données, calculé à l'aide de la formule proposée par Abdelrahman et al. (1989) :

$$r_{g_1, g_2} = \frac{\sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^{N'} g_1(x_i, y_j) g_2(x_i, y_j)}{\sqrt{\sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^{N'} g_1^2(x_i, y_j) \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^{N'} g_2^2(x_i, y_j)}} \quad (3.2)$$

où M et N' sont les nombres de données suivant les directions x et y respectivement.

La détermination de l'altitude optimale de prolongement du champ gravimétrique a été faite en utilisant la méthode empirique de Zeng et al. (2007). Cette méthode consiste à déterminer l'altitude de prolongement de la Bouguer où la courbe de corrélation entre les champs prolongés à des altitudes successives présente une déflexion maximale. Les étapes de traitement des données effectuées pour déterminer cette altitude dans notre zone d'étude sont les suivantes :

- prolongement vers le haut de la carte de Bouguer aux altitudes allant de 5 à 100 km, par intervalle de 5 km.

- calcul des facteurs de corrélation entre les champs prolongés à deux altitudes successives : $r_{5,10}$; $r_{10,15}$; $r_{15,20}$; ... ; $r_{95,100}$.

- tracé du graphe donnant la variation du facteur de corrélation en fonction de l'altitude de prolongement en faisant correspondre chaque facteur de corrélation à l'altitude la plus basse. La figure 15 présente cette variation pour la région d'étude ; c'est une courbe croissante qui présente une déflexion maximale à une certaine altitude de prolongement.

La déflection (notée C sur la figure 15) à chaque altitude est donnée par le gap entre la courbe du facteur de corrélation et la droite joignant les deux extrémités de la courbe.

- calcul de la déflection C aux différentes altitudes de prolongement de la Bouguer et le tracé de la courbe donnant la variation de la déflection C en fonction de l'altitude de prolongement (figure 16). Cette courbe passe par un maximum à l'altitude 25 km, correspondant à l'altitude optimale du prolongement vers le haut de la Bouguer dans la région. Cette altitude que nous noterons h_0 fixe également la profondeur d'investigation. Pour choisir la régionale, il suffit de calculer les coefficients de corrélation entre la carte de Bouguer prolongée vers le haut à 25 km et les cartes d'anomalies régionales pour différents degrés. Les résultats sont présentés sur le graphe de la figure 17. On constate que la carte d'anomalies de Bouguer prolongée vers le haut à l'altitude 25 km possède une corrélation maximale avec la carte d'anomalies régionale d'ordre 5. Ainsi, la carte d'anomalie régionale de degré 5 a été retenue pour déterminer la résiduelle associée aux structures d'intérêt.

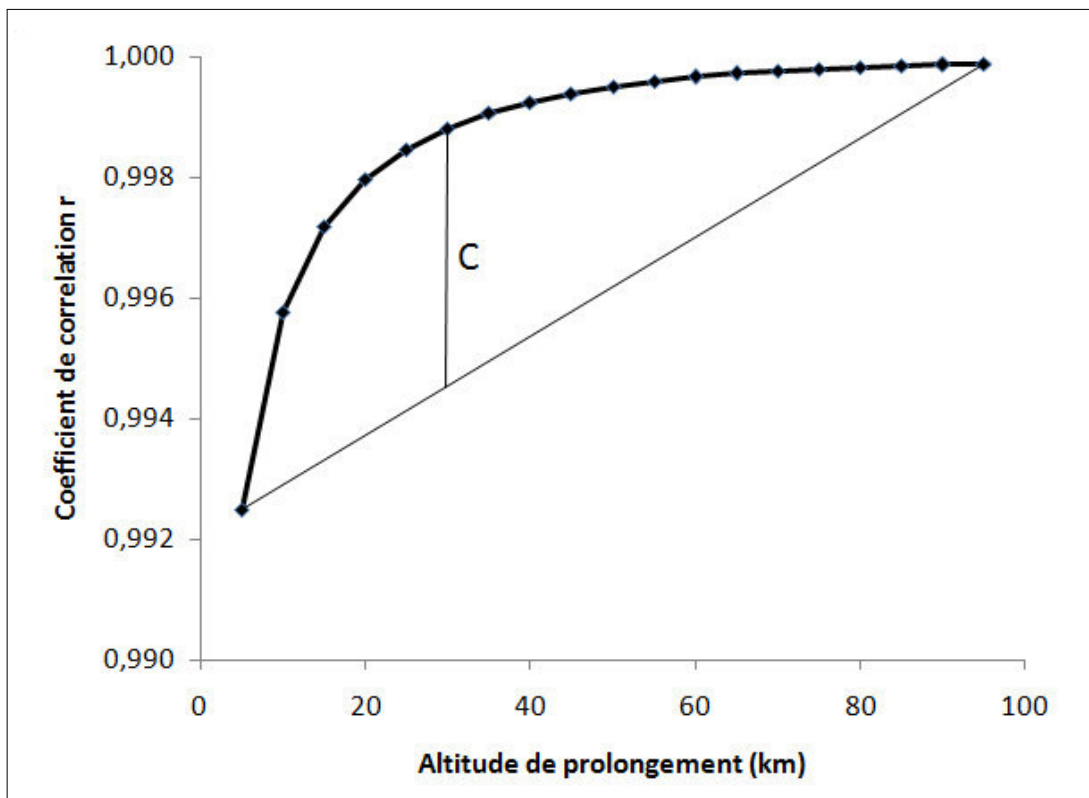


Figure 15. Facteur de corrélation entre les prolongées de la Bouguer à deux altitudes successives en fonction de l'altitude de prolongement, dans la zone d'étude.

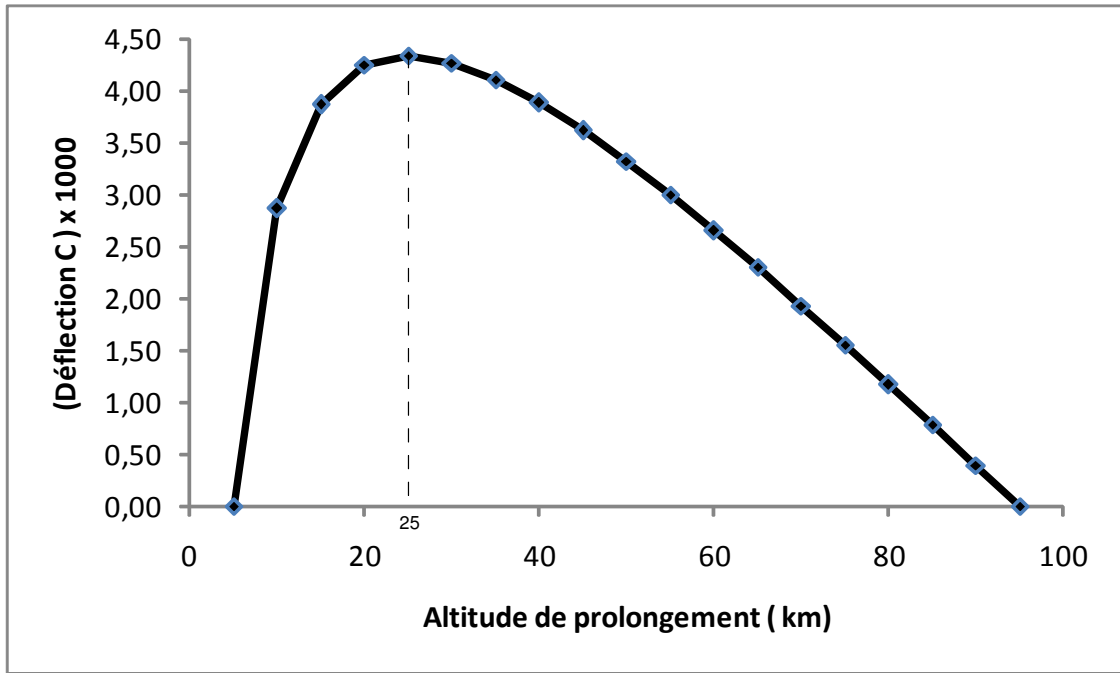


Figure 16. Déflexion C en fonction de l'altitude de prolongement de la Bouguer dans le secteur d'étude. L'altitude optimale de prolongement vers le haut vaut 25 km.

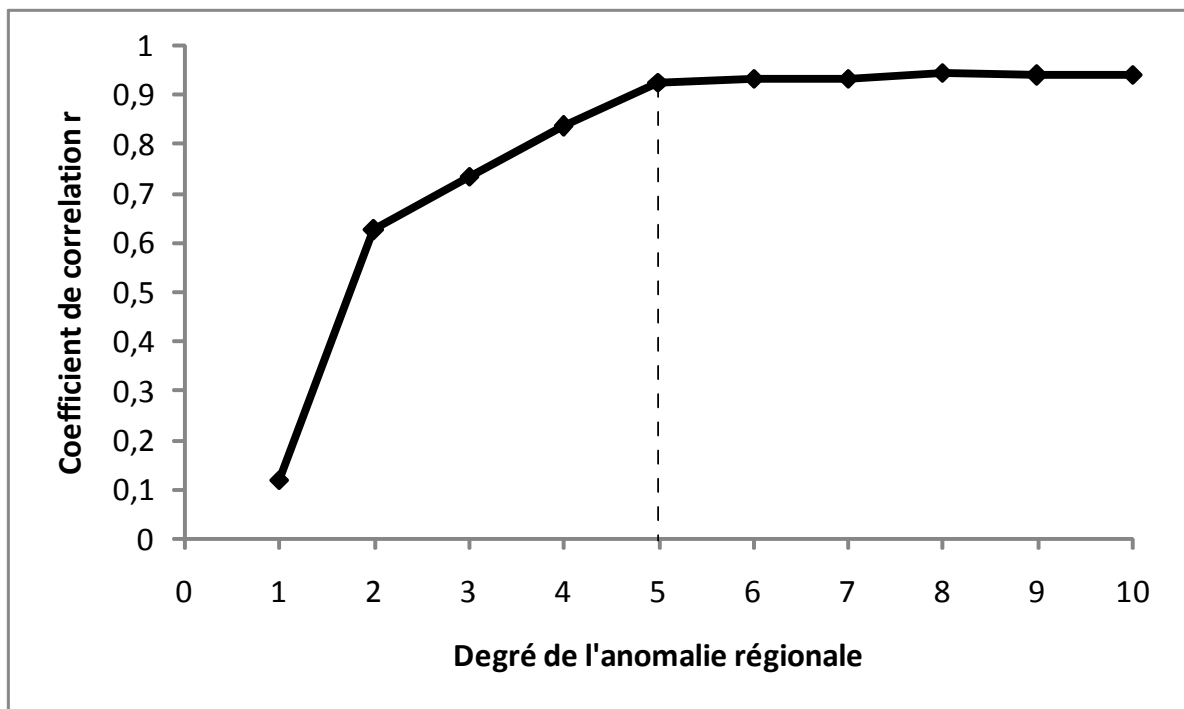


Figure 17. Facteur de corrélation entre la grille des valeurs de la Bouguer prolongée vers le haut à l'altitude 25 km et celles des cartes d'anomalies régionales, en fonction du degré de la régionale.

La profondeur d'investigation

C'est la profondeur maximale des sources dont les anomalies constituent le champ résiduel. L'altitude optimale h_0 du prolongement vers le haut de la Bouguer fixe cette profondeur. En effet, partant d'un modèle de sous-sol composé d'un ensemble de couches minces, Jacobsen (1987) a montré que le spectre de puissance des champs régional et résiduel peut s'exprimer sous la forme :

$$P_{reg}(\vec{k}) = C \cdot S_0(\vec{k}) e^{-2kz_0} \quad (3.3)$$

$$P_{res}(\vec{k}) = C \cdot S_0(\vec{k}) (1 - e^{-2kz_0}) \quad (3.4)$$

avec
$$S_0(\vec{k}) = \frac{S(\vec{k})}{2k\Delta z} \quad (3.5)$$

$S(\vec{k})$: spectre de puissance de la distribution de densité d'une feuille mince ;

\vec{k} : vecteur d'onde, de module k (nombre d'onde radial) ;

Δz : espacement vertical entre les feuilles.

Le champ résiduel est produit par les feuilles se trouvant au-dessus de la profondeur z_0 et le champ régional est produit par l'ensemble des feuilles situées en dessous de z_0 . Le spectre de puissance du champ observé est la somme des spectres donnés par les relations (3.1) et (3.2). En multipliant cette somme par le filtre $F(\vec{k}) = e^{-2kz_0}$, on obtient le spectre de puissance du champ régional. Dans le domaine de Fourier, $F(\vec{k}) = e^{-2kz_0}$ est donc l'opérateur qui, appliqué à la Bouguer, permet d'extraire la régionale. Son expression montre qu'il correspond aussi au filtre du prolongement vers le haut à l'altitude $2z_0$.

Ainsi, le prolongement de la Bouguer à l'altitude 25 km élimine l'effet gravifique des sources se trouvant au-delà de la profondeur 12,5 km. Dans la région du plateau de l'Adamaoua, la carte d'anomalies gravimétriques résiduelles de degré $n=5$ mettra essentiellement en évidence l'effet gravifique des structures se trouvant à une profondeur n'excédant pas 12,5 km. Cette profondeur représenterait la limite entre la croûte inférieure et la croûte supérieure.

Les anomalies régionales

La carte d'anomalies régionales de degré 5 présentée à la figure 18, traduit essentiellement l'effet des sources situées au-delà de 12,5 km de profondeur.

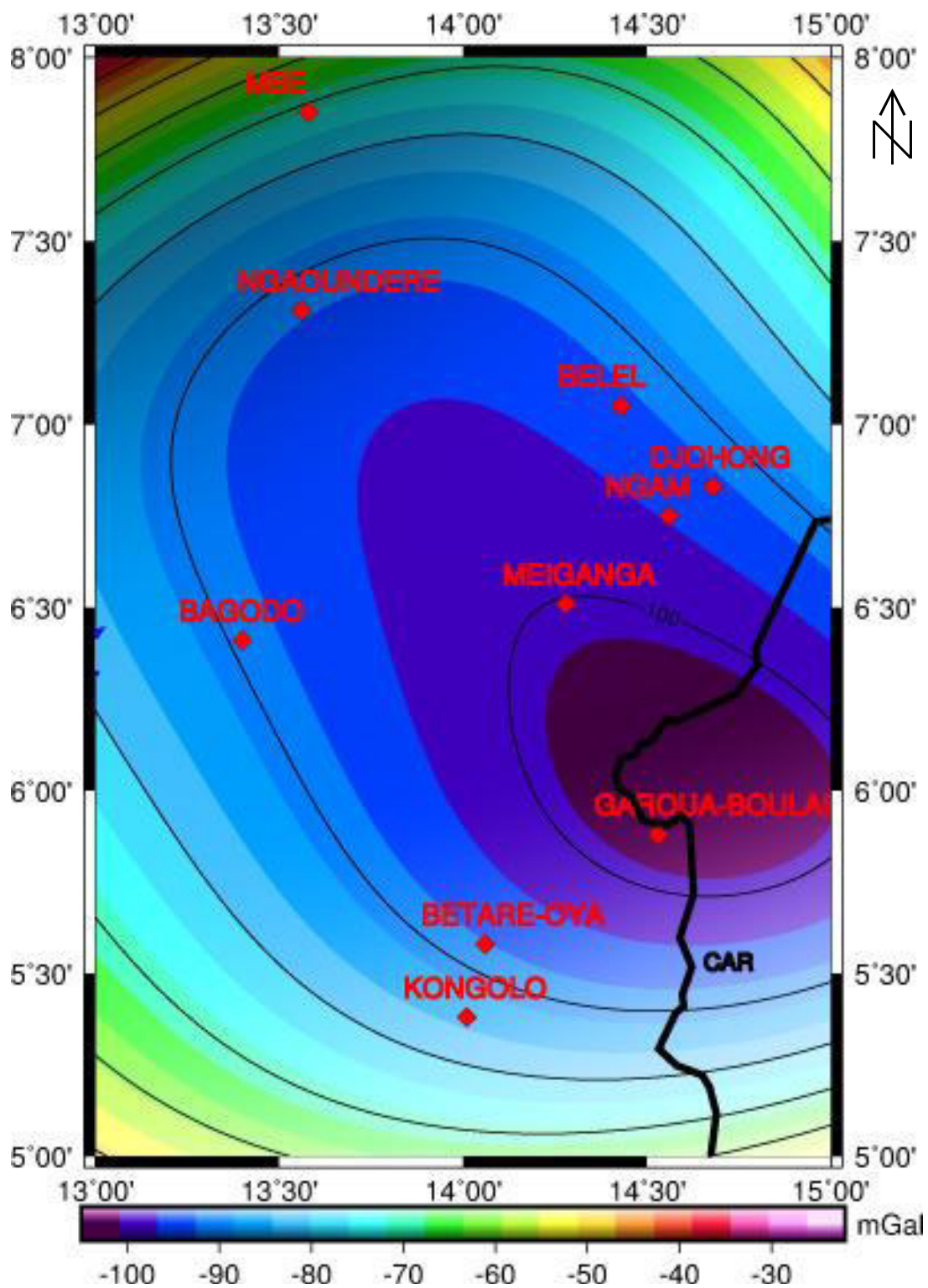


Figure 18. Carte d'anomalies régionales de degré 5 des données gravimétriques hautes résolution du plateau de l'Adamaoua.

Cette carte est caractérisée par une large anomalie négative de -30 à -130 mGal, délimitée par des gradients significatifs qui représenteraient les discontinuités gravimétriques matérialisant les fractures de grandes amplitudes. En effet, en utilisant l'analyse géophysique

des données gravimétriques, Dorbath et al (1986) et Poudjom et al (1997) ont montré que, l'épaisseur de la croûte sous le plateau de l'Adamaoua est environ 23 km vers le Nord et 33 km vers le Sud. En considérant qu'un prolongement à une altitude h ne laisse subsister que les effets des structures situées à des profondeurs supérieures à $h/2$ (Jacobsen, 1987), on peut conclure que la régionale du secteur d'étude est largement dominée par l'effet des structures situées au-delà du Moho dont la profondeur n'excéderait pas 23 km. La carte d'anomalies régionale reflète l'amincissement lithosphérique due à une remontée asthénosphérique sous la région. Ainsi :

A l'aplomb de Mbe, la carte d'anomalies régionale présente un axe gravimétrique négatif (-70 mGal) de direction NE-SW passe à EW puis à WNW-ESE. Ce changement de direction indique un mouvement vertical de matériau lourd en profondeur correspondant à un Moho peut profond sous l'Adamaoua (Dorbath et al., 1984, Poudjom, 1993). Ce matériau lourd est interprété comme une intrusion de roches basaltiques associée à la ligne volcanique du Cameroun.

Dans sa partie méridionale, les anomalies lourdes sont situées au sud de Kongolo et les anomalies légères sont concentrées à l'est de la zone d'étude au niveau de la frontière entre le Cameroun et la République Centrafricaine avec les zones les plus légères au sud de Meiganga possédant une valeur minimale de -100 mGal à l'intérieure de laquelle se trouve Garoua-Boulai. Etant donné que les anomalies régionales représentent l'effet des masses profondes, les valeurs négatives et de fortes amplitudes obtenues montrent que dans la zone étudiée, le champ de gravité est largement influencé par la présence de matériaux légers à grandes profondeurs et se trouveraient sous Garoua-Boulai.

Les anomalies résiduelles

La Carte d'anomalies résiduelles de degré 5 du plateau de l'Adamaoua présentée à la figure 19, possède des similitudes avec la carte d'anomalies de Bouguer aussi bien dans la forme et l'organisation des lignes iso-anomales que dans les directions caractéristiques. Cette carte amplifie au maximum l'effet gravifique des structures situées à faible profondeur. Elle est caractérisée par des anomalies négatives et positives bien individualisées comprises entre -70 et +40 mGal. Une vue d'ensemble de cette carte fait ressortir les principaux secteurs gravimétriques qui sont aux hétérogénéités de densité dans la région. On distingue les zones d'anomalies positives et négatives séparées par des zones à fort gradient.

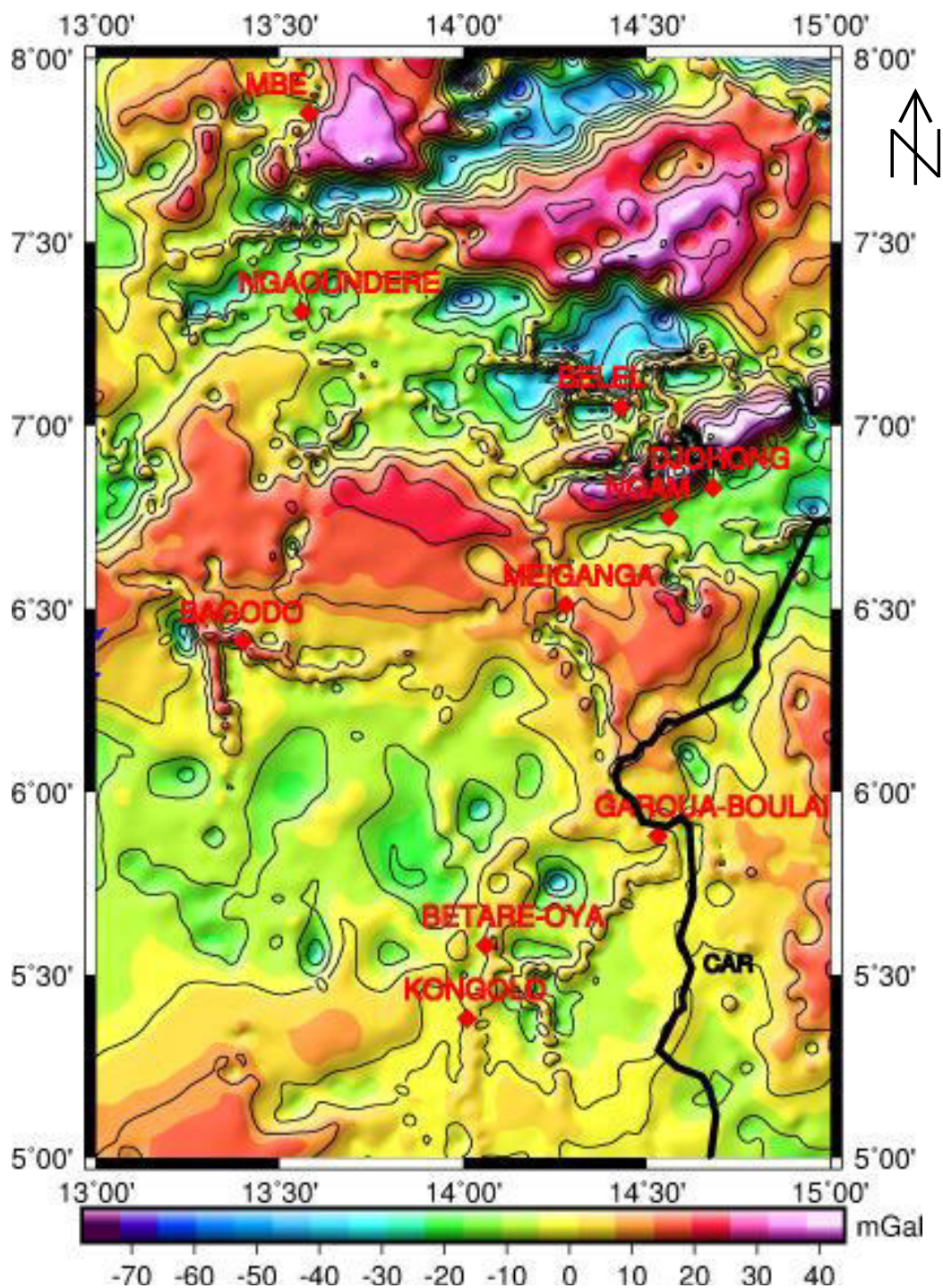


Figure 19. Carte d'anomalies résiduelles de degré 5 des données gravimétriques haute résolution du plateau de l'Adamaoua.

Les anomalies positives se trouvent à Bagodo, Meiganga, Djohong et le sud-ouest de Kongolo. Dans la partie nord de la zone d'étude, ces anomalies sont également présentes à Mbe et au nord-est de Ngaoundéré. La forme de ces anomalies est elliptique. Sur la base de considérations géologiques, les anomalies positives au sud-ouest de Kongolo marquent probablement l'effet gravifique des schistes de la série Lom. A Bagodo, Meiganga et entre les

localités de Ngam et Belel, l'anomalie positive observée, reflète l'amincissement de la croûte d'une part, et d'autre part, l'existence des roches basaltiques invisibles sous le socle granito-gneissique. A Djohong, on observe un gradient transversal significatif des anomalies, avec des maxima positifs et des minima négatifs, caractéristiques des couches faillées avec affaissement relatif fini (Geldart et al., 1966). Au nord de Djohong, la position de ce gradient coïncide avec le compartiment nord du fossé crétacé du Mbéré. Ce gradient montre une dissymétrie entre les deux compartiments du fossé comme le suggérait déjà Collignon (1970). Au nord de la région d'étude, les anomalies positives (+40 mGal) apparaissent à l'ouest de Mbe et au nord-est de Ngaoundéré. Ces anomalies ayant une direction dominante ENE-WSW indiquerait une intrusion des roches lourdes dans le substratum, parallèle au Cisaillement Centre Camerounais et interprétée comme une intrusion de roches magmatiques, probablement basaltiques. Dans une étude de sismique réfraction réalisée sous le plateau de l'Adamaoua Dorbath et al., (1984) ont trouvé une interface intracrustale à une profondeur située entre 10 à 12 km.

Les anomalies négatives présentes dans la zone d'étude varient de formes circulaires à elliptiques. Ces anomalies se trouvent à l'est de Ngaoundéré, au nord de Belel, au sud de Bagodo, au sud et à l'est de Mbe. Un examen de cette carte montre que, les anomalies négatives de Bagodo, indiqueraient l'effet de granites constituant le socle. A l'aplomb de Ngaoundéré, les anomalies ont une direction générale EW. Ces anomalies indiqueraient une forte densité des roches sous-jacentes qui correspondraient au volcanisme Cénozoïque associé à la ligne volcanique du Cameroun. Au sud et à l'est de Mbe, trois pics d'anomalies négatives apparaissent dans la partie centrale du massif, la valeur moyenne de ces anomalies est - 30 mGal, comparée aux valeurs obtenues sur les flancs du massif. En général, les anomalies de Bouguer sont négatives sur les massifs et les montagnes en raison de l'isostasie. La densité de la roche est inférieure à celle du matériau constituant le socle de la Terre environnante. La présence de ces pics d'anomalies signifie que, l'épaisseur du massif est variable et profondément enracinée. La mise en place de ce massif est liée à un effondrement général du socle dans la région. Au nord de Belel, les anomalies négatives semblent indiquer la présence des roches de faible densité : les granites, les conglomérats et les formations tertiaires indifférenciées, appartenant au bassin sédimentaire du Mbéré.

Le premier et le second domaine sont séparés par un gradient élevé, qui indique l'effet de discontinuité entre deux structures des formations différentes. La présence de ce gradient correspond généralement aux failles qui traversent la région.

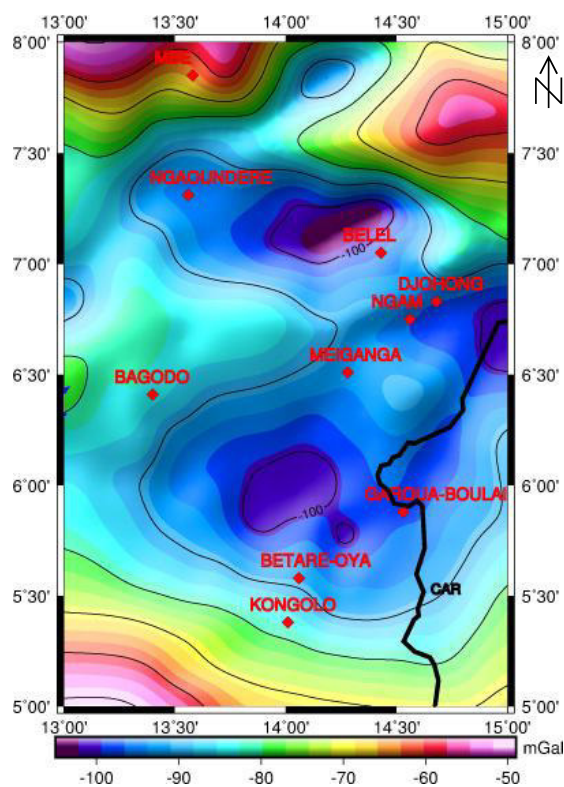
III.2.5. Les cartes transformées

Les cartes prolongées vers le haut

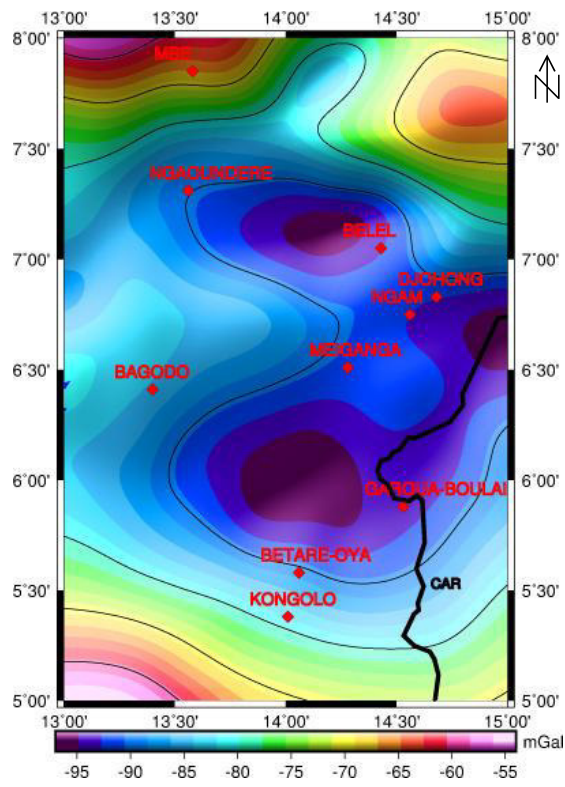
Le prolongement consiste à déplacer artificiellement le plan d'observation et à déterminer le champ que l'on observerait en ce nouveau plan à partir des données gravimétriques collectées sur le terrain. Prolonger une anomalie observée sur une surface donnée consiste à déterminer la forme et l'amplitude de cette anomalie sur une surface située à une altitude différente. Le prolongement vers le haut fait passer l'anomalie de l'altitude $z = 0$ à une altitude $z > 0$. Cet opérateur est équivalent à un filtrage (atténuation) des hautes fréquences du champ associées aux effets des structures gravimétriques superficielles, pour ne laisser transparaître que les effets des structures profondes.

La figure 20 présente les cartes d'anomalies de Bouguer de la zone d'étude, prolongées respectivement aux altitudes 10 km, 20 km, 30 km, 40 km, 50 km, 60 km et 120 km. L'observation générale de ces cartes gravimétriques prolongées vers le haut montre qu'au fur et à mesure que l'altitude de prolongement augmente, les anomalies localisées sont fortement atténuées et s'estompent tandis que les anomalies de longueur d'onde plus grande sont lissées et passent progressivement d'une orientation NNE-SSW à E-W. L'analyse des cartes de Bouguer prolongées vers le haut à différentes altitudes permet de dégager quelques conclusions. Ainsi, on observe que:

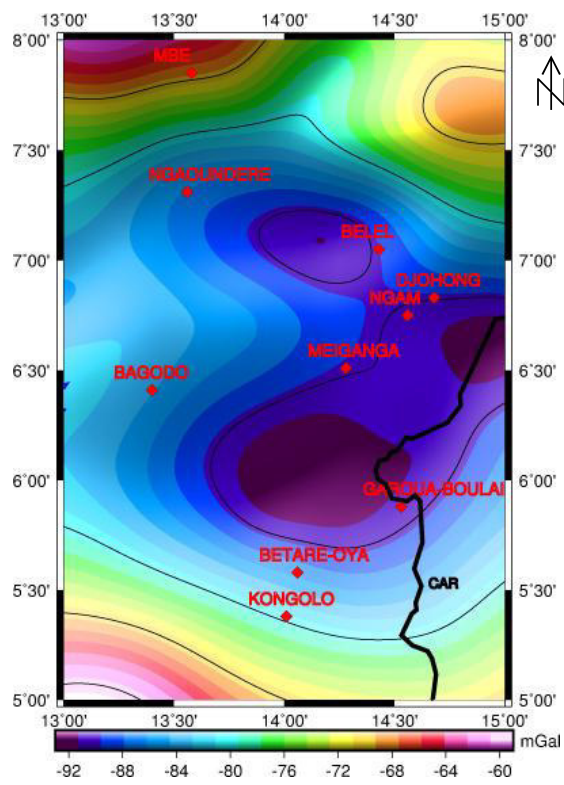
- les anomalies relativement positives à Mbe, à l'est de Ngaoundéré et au sud de Kongolo sont encore bien marquées sur les cartes prolongées à 10 km, 20 km, 30 km et 40 km. Ces anomalies résistent aux altitudes 60 km et 120 km. Ceci suggère une source profonde pour ces anomalies.
- les anomalies circulaires négatives et bien individualisées observées à Belel et à l'est de Mbe sur la carte des anomalies de Bouguer disparaissent complètement sur les cartes prolongées. La source de ces anomalies serait peu profonde et il s'agirait probablement d'un dépôt superficiel caractérisé par une densité inférieure à celle des formations encaissantes.
- les anomalies négatives localisées au centre de la zone d'étude, autour de Belel, au nord de Betaré-Oya et à l'est dans le secteur Meiganga-Ngam-Djohong gagnent en volume au fur et à mesure que l'altitude de prolongement augmente. Ces trois anomalies fusionnent sur la carte prolongée vers le haut à 120 km (figure 20 (g)) pour ne former qu'une seule et même structure de direction sensiblement E-W, dont le centre serait sous Meiganga, suggérant ainsi une origine profonde pour ces anomalies.



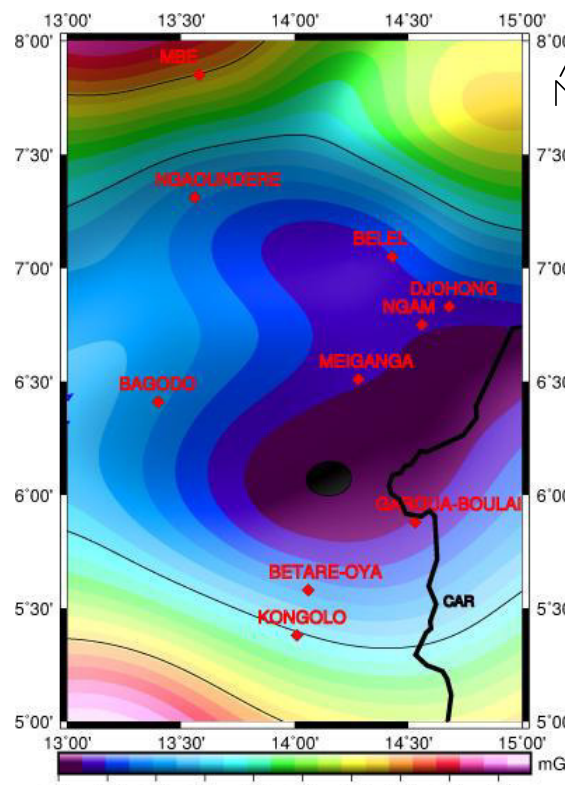
(a) Bouguer prolongées à 10 km



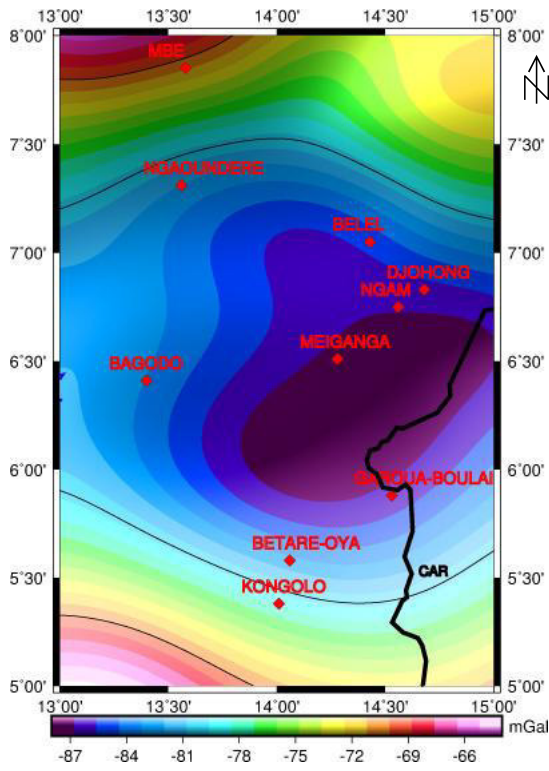
(b) Bouguer prolongées à 20 km



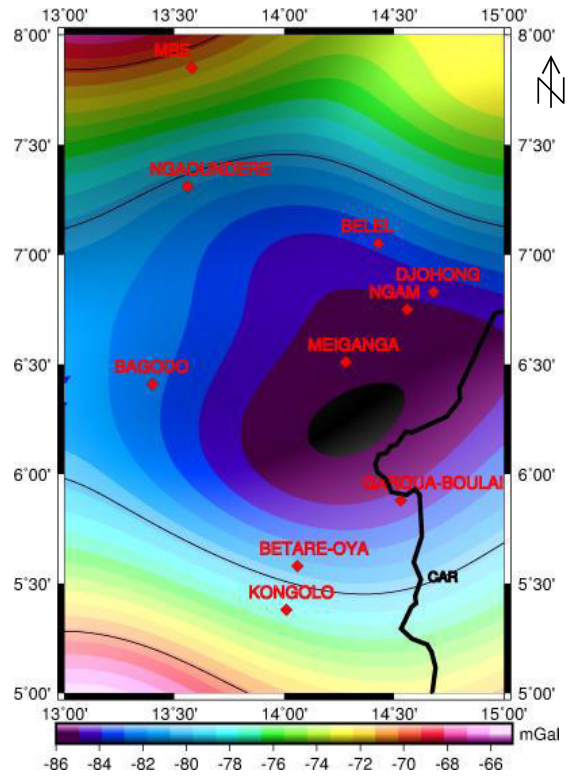
(c) Bouguer prolongées à 30 km



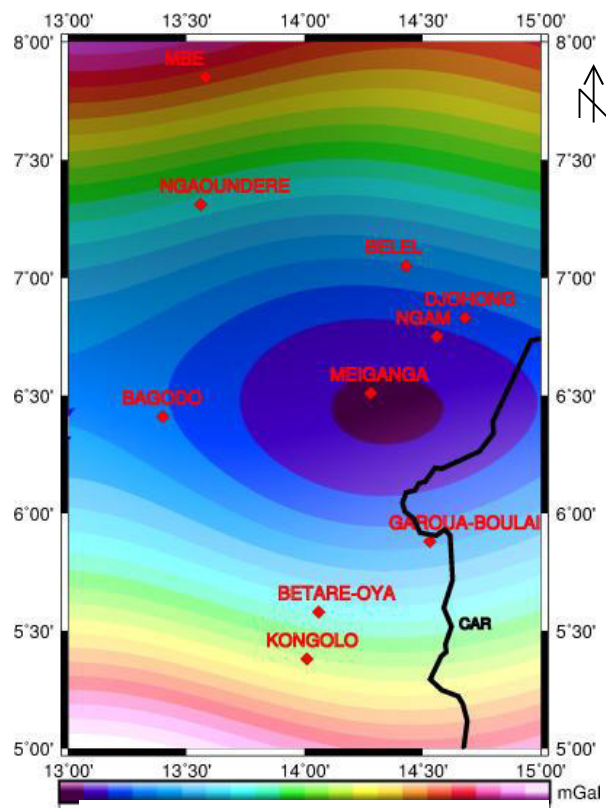
(d) Bouguer prolongées à 40 km



(e) Bouguer prolongées à 50 km



(f) Bouguer prolongées à 60 km



(g) Bouguer prolongées à 120 km

Figure 20. Cartes d'anomalies de Bouguer prolongées vers le haut à différentes altitudes.

Le gradient vertical

L'opération de dérivation suivant la verticale met en évidence les anomalies associées à des structures superficielles au détriment de celles associées aux structures profondes. La dérivation verticale permettra alors de mieux distinguer (séparer) les différentes anomalies. L'analyse des cartes prolongées vers le haut (figure 21) a permis d'identifier les anomalies provenant probablement des sources moins profondes, dont l'une est localisée autour de Mbe et l'autre située à l'est de Ngaoundéré. La carte du gradient vertical corrobore cette analyse.

La figure 21 montre la carte du gradient (dérivée) vertical de la zone d'étude. Cette carte, dépourvue des traits régionaux, met en évidence des zones de gradient positif qui se démarquent nettement des zones de gradient négatif. Elle montre en outre une séparation latérale des anomalies et une amplification de l'effet gravimétrique des contrastes de densité superficiels au détriment des contrastes de densité profonds. Ainsi :

- les anomalies de Mbe et de l'est de Ngaoundéré s'individualisent et se caractérisent par un gradient vertical positif qui atteint localement 4 mGal. Ces anomalies surplombent le Cisaillement Centre Camerounais dans la zone, en présentant un allongement sensiblement orienté NE-SW ;
- Au nord de Djohong, la bordure septentrionale des bassins sédimentaires du Mbéré et du Djérem est marquée par un gradient positif d'anomalies gravimétriques, orienté NE-SW qui coïncide avec le Cisaillement Centre Camerounais. Son amplitude varie entre 6 mGal et 8 mGal avec des pics situés au nord-est de Djohong. Cette valeur suggère que la source de cette anomalie serait située à très grande profondeur comparable à celle des sources des anomalies de Mbe et de l'est de Ngaoundéré. Elle explique également que, Djohong n'est pas totalement dans une zone sédimentaire contrairement à ce qu'on croirait à l'observation de la carte de Bouguer. C'est une zone où il y'a une différence des densités des masses dans le socle. Sa partie septentrionale et occidentale est caractérisée par un gradient négatif qui atteint -3 mGal confirmant la présence d'une zone sédimentaire comme indiqué sur la carte de Bouguer.
- les anomalies de Bagodo se caractérisent par un gradient vertical positif orienté sensiblement SN, avec des pics vers le Sud dont l'amplitude varie entre 4 mGal et 6 mGal. ceci confirme la remontée des masses lourdes.
- le nord de Belel et le nord-est de Ngaoundéré (sommet du massif) s'illustrent par un gradient négatif important; qui confirme un environnement granito-gneissique.
- autour des anomalies négatives, se trouvent des anomalies positives qui s'individualisent et marquent la présence des formations lourdes dans la région.

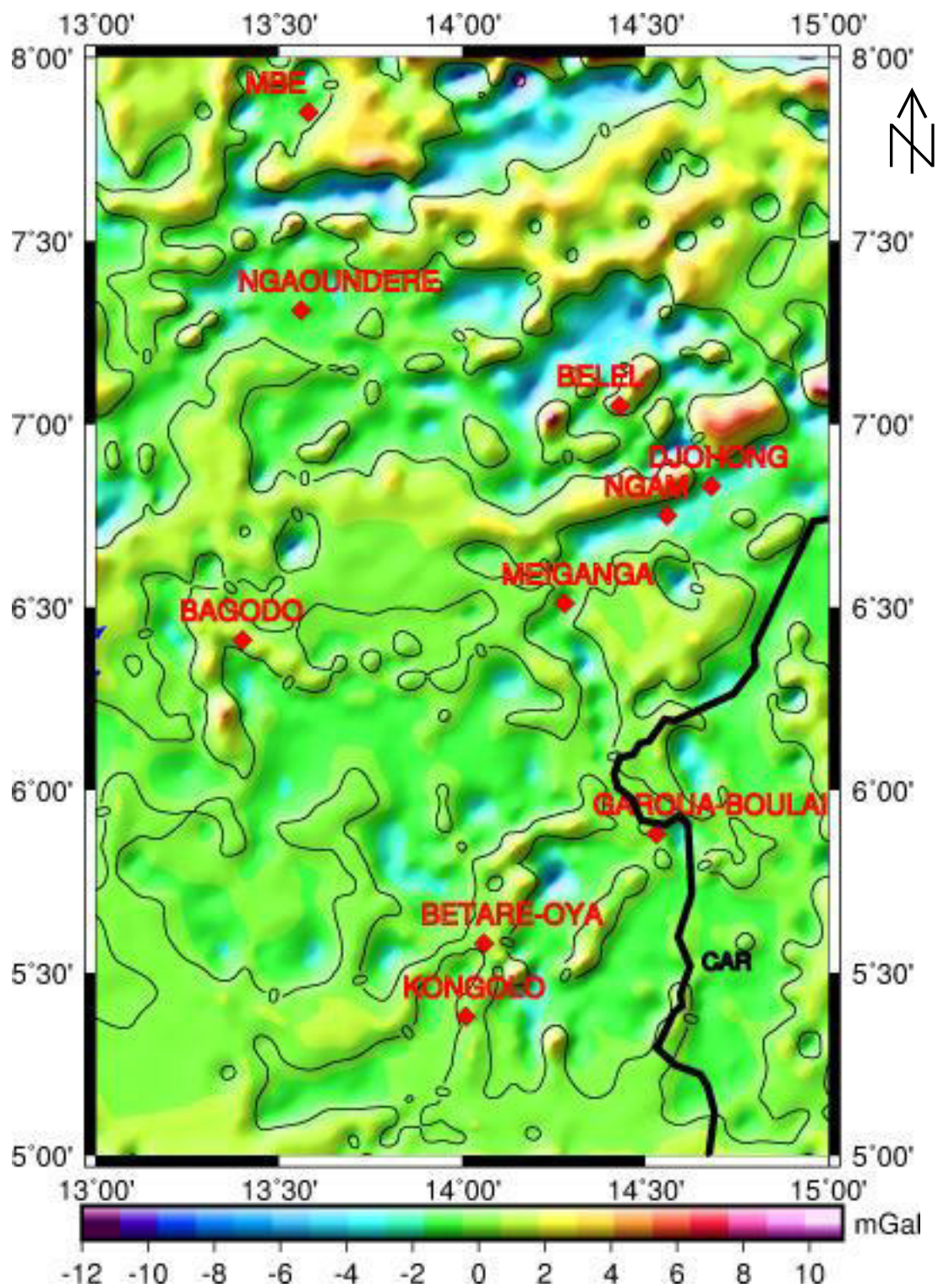


Figure 21. Carte de la dérivée verticale des anomalies de Bouguer.

Le gradient horizontal

La gravimétrie joue un rôle important dans l'identification des failles profondes, leurs limites et leurs ramifications. Plusieurs chercheurs (Cordell, 1979 ; Cordell et Grauch, 1985 ; Blakely et Simpson, 1986; Grauch et Hudson, 2007 ; Noutchogwe et al., 2010 ; Kenfack,

2013) ont montré l'efficacité du gradient horizontal des anomalies gravimétriques dans l'interprétation structurale. En effet, les cartes du gradient horizontal ont la propriété intéressante de présenter des maxima qui apparaissent directement à l'aplomb des contrastes abrupts de densité, permettant de délimiter les contours horizontaux des structures sources d'anomalies. De plus, la géométrie d'une zone de gradient horizontal donne une idée du type de structure géologique. Ainsi, les gradients présentant une crête allongée et plus ou moins rectiligne correspondent aux failles et contacts géologiques subverticaux, tandis que ceux dont la crête dessine grossièrement un contour arrondi révèlent souvent la présence en subsurface d'une intrusion ignée, d'un dôme ou d'un diapir.

La carte du gradient horizontal de la région d'étude est présentée à la figure 22. Elle met en évidence d'une part, les zones de gradients horizontaux avec des amplitudes et des formes variées, dominées par la direction presque SSW–NNE bien connue sur le plateau de l'Adamaoua. D'autre part on y distingue aisément les zones correspondant à la présence des structures intrusives. Ainsi, les variations de densité à pente brutale, raide beaucoup plus au Nord de la zone d'étude sont interprétées comme des failles, des contacts géologiques ou comme des formations intrusives. Ainsi:

- Au nord de Djohong, on observe la présence d'un gradient horizontal important, subparallèle au Cisaillement Centre Camerounais.
- Au nord-Est de Ngaoundéré, on observe une zone de gradient horizontal important orientée SSW- NNE et coïncidant avec l'un des bras du système de failles constituant le Cisaillement Centre Camerounais dans la région.
- La ville de Belel est marquée par un axe de direction SSW-NNE et serait connectée à la zone de gradient rencontrée au nord de Bagodo.
- Un gradient horizontal important contourne pratiquement la ville de Mbé, avec une crête quasi rectiligne du côté Sud qui correspondrait à l'expression gravimétrique d'un contact ou d'une faille; tandis que vers le Nord, la crête dessine un contour courbé qui serait attribué à la présence d'un corps intrusif dans le substratum.
- Au sud de la zone étudiée, la ville de Garoua-Boulai est marquée par un axe de direction SN. La direction de ce gradient traduirait la présence d'une faille de moindre importance.

Dans l'ensemble, la direction générale des iso-anomales semble suivre celle des contacts géologiques observés dans la région. Au centre, la direction des iso-anomales suit la direction du Cisaillement Centre Camerounais et au nord la direction des lignes iso-anomales suit la direction du massif de l'Adamaoua

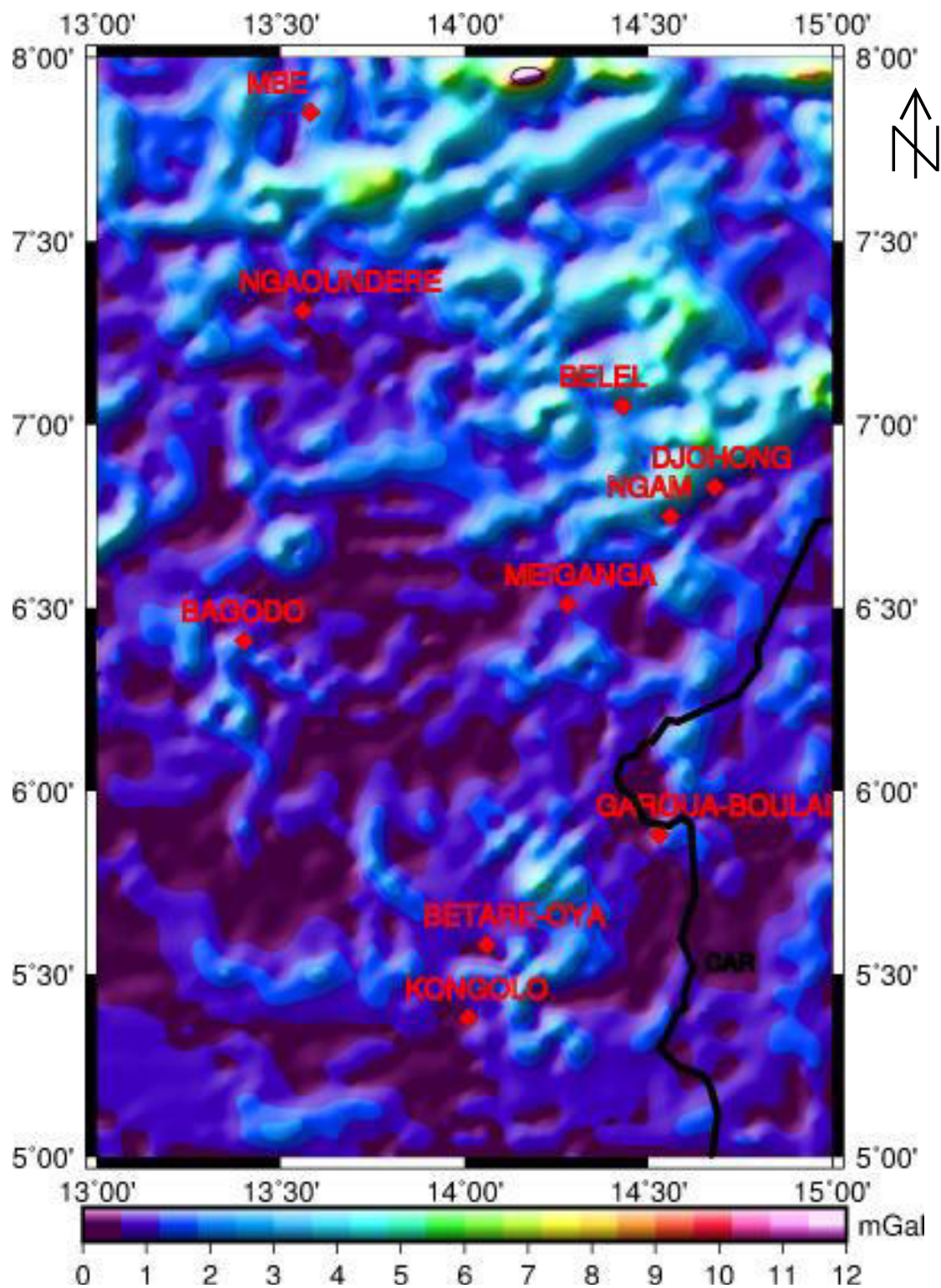


Figure 22. Carte de la dérivée horizontale des anomalies de Bouguer.

III.2.5. Technique de détermination des maxima du gradient horizontal

Les données gravimétriques sont très utiles pour l'identification des failles profondes, et la caractérisation de leurs extensions et de leurs ramifications (Everaerts et Mansy, 2001). Ces failles, qui mettent en contact des blocs de densités différentes, se présentent sur la carte

d'anomalies de Bouguer sous forme de zones de gradients. L'application de la méthode du gradient horizontal couplé au prolongement vers le haut permet la localisation de ces discontinuités et la détermination de leur pendage. En effet, l'anomalie gravimétrique au-dessus d'un contact vertical est matérialisée par une courbe ayant un minimum du côté des roches de faible densité et un maximum du côté des roches de densité élevée. Le point d'inflexion de la courbe se trouve à l'aplomb de ce contact. Après le calcul du gradient horizontal, cette anomalie devient un maximum et facilite la cartographie du contact. Dans la présente étude, nous avons utilisé une technique de localisation automatique des maxima du gradient horizontal basée sur la méthode de Blakely et Simpson (1986). L'application de cette technique à une carte gravimétrique montre que les maxima locaux des gradients horizontaux forment des rides étroites au-dessus des changements abrupts de densité. Pour déterminer le sens du pendage des contacts mis en évidence, on part du principe selon lequel plus on prolonge les données gravimétriques vers le haut, plus on met en évidence des structures profondes. La procédure consiste donc à réaliser une série de prolongement vers le haut des données gravimétriques. Ensuite, pour chaque niveau, on calcule le gradient horizontal et on détermine ses maxima. Si les structures sont verticales, tous les maxima issus des différents niveaux se superposent. En revanche, le déplacement de ces maxima, lorsque la hauteur des prolongements vers le haut augmente, indique le sens du pendage. Cette démarche est valable pour des structures à deux dimensions correspondant à des contacts linéaires qui séparent des blocs de densités différentes ; c'est le cas des structures qu'on cherche à mettre en évidence.

Les cartes d'anomalies prolongées vers le haut à différentes altitudes (figure 20) et la carte de la dérivée verticale (figure 21) nous ont permis de différencier les anomalies liées aux structures régionales (profondes) de celles provenant des structures locales (moins profondes ou superficielles). La carte du gradient horizontal (figure 22) met en évidence les zones présentant des variations de densité abruptes, interprétées soit comme des failles ou des contacts géologiques, soit comme des structures intrusives. L'analyse multi-échelle du gradient horizontal consiste à coupler le gradient horizontal au prolongement vers le haut à différentes altitudes en vue de caractériser l'importance et l'extension latérale des structures sources d'anomalies. En effet, lorsque le contact présente un pendage, les maxima des gradients horizontaux se déplacent du côté du pendage au fur et à mesure qu'on augmente l'altitude du prolongement, mais ces maxima restent pratiquement à l'aplomb des contacts pour des contacts subverticaux.

III.2.6. Technique de cartographie des linéaments

Les linéaments s'obtiennent en suivant les quatre étapes suivantes :

- établir les cartes du champ prolongé vers le haut à différentes altitudes avec un pas constant;
- établir les cartes du gradient horizontal des différentes cartes prolongées;
- établir les cartes des maxima du gradient horizontal des cartes prolongées ;
- superposer les cartes de maxima du gradient horizontal des cartes prolongées.

Dans la présente étude, nous avons utilisé une technique de localisation automatique des maxima du gradient horizontal basée sur la méthode de Blakely et Simpson (1986). Elle consiste à localiser les maxima du champ (gradient horizontal de l'anomalie de Bouguer) définis dans une grille régulière en comparant la valeur du nœud central d'une fenêtre 3 X 3 avec celle de ses quatre paires de points de grille environnants (figure 23). Une parabole est ajustée à travers chacun des quatre triplets de points (point central + pair de points). Un maximum pour cette parabole est accepté s'il est localisé à l'intérieur de la cellule de grille centrale (cadre gris sur la figure 23) et si sa valeur excède celles des deux points extérieurs. Pour qualifier les différents maxima retenus, Blakely et Simpson (1986) ont utilisé un critère s'appuyant sur la valeur du maximum et un indice N qui dépend du nombre de maxima valides rencontrés dans la fenêtre 3 X 3. L'indice N ($1 \leq N \leq 4$) donne une indication de la linéarité d'un maximum ; lorsque $N = 1$, le gradient horizontal d'anomalie est linéaire, lorsque $N = 4$ le maximum est un pic local. A partir des tests effectués sur des cartes gravimétriques pour la caractérisation des linéaments liés aux accidents tectoniques majeurs au Maroc, Khattach et *al.* (2004, 2006), Vanié et *al.* (2005 et 2006) et Noutchogwe (2010) ont trouvé que les indices 2 et 3 conduisaient aux meilleurs résultats. Cette méthode a été utilisée pour caractériser quelques linéaments liés aux accidents tectoniques majeurs de la région du plateau de l'Adamaoua. Les gradients horizontaux et leurs maxima ont été calculés à l'aide du programme BOUNDARY du package Fortran 77 de la Commission Géologique des Etats-Unis d'Amérique (Phillips, 1997), en choisissant les indices 2 et 3. La superposition des maxima locaux du gradient horizontal déterminés sur la Bouguer prolongée vers le haut à une série d'altitudes allant jusqu'à 50 km a permis de dresser la carte présentée à la figure 24. Cette carte montre de façon claire le système de failles profondes et superficielles rencontrées dans la région de l'Adamaoua.

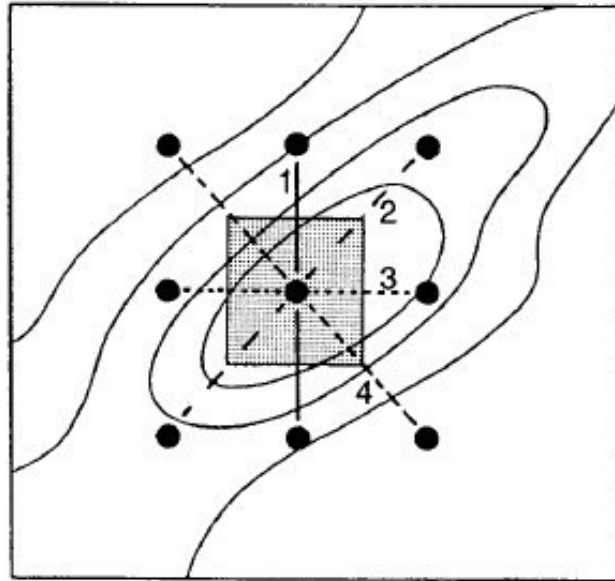


Figure 23. Détermination des maxima d'une grille de données dans une fenêtre 3 X 3 (Blakely et Simpson, 1986).

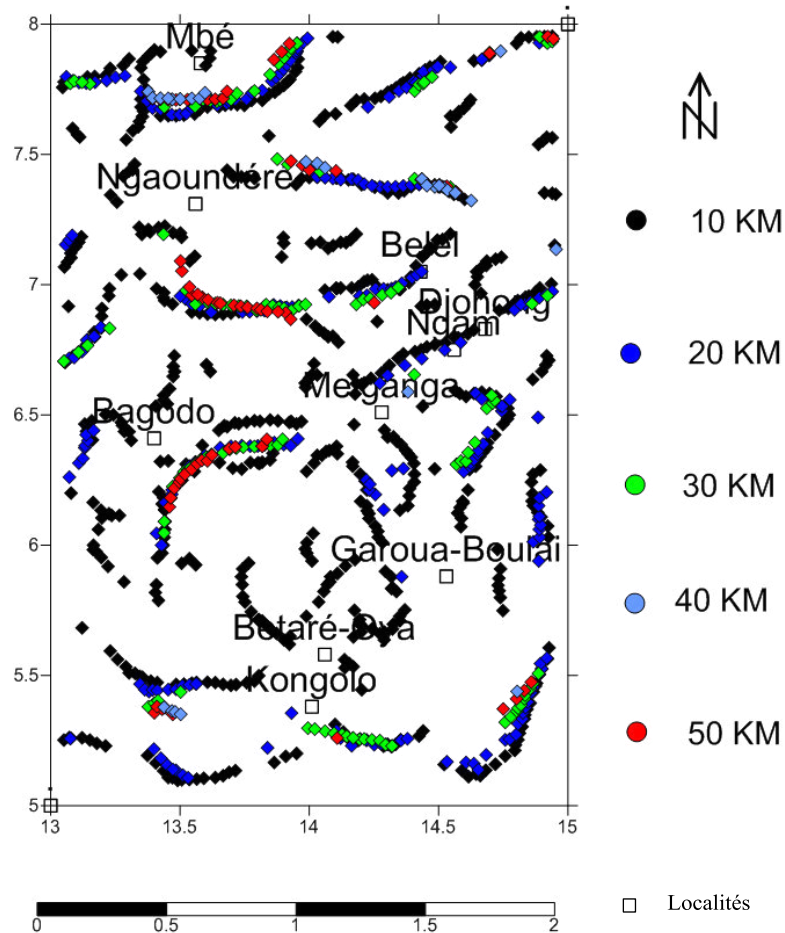


Figure 24. Localisation des maxima du gradient horizontal obtenus sur la carte d'anomalies de Bouguer prolongée vers le haut à différentes altitudes.

III.2.7. Carte structurale

L'analyse de la carte d'anomalies de Bouguer et de ses cartes transformées a permis de distinguer (1) les anomalies provenant de structures légères de celles provenant des structures lourdes, et (2) les anomalies créées par les sources profondes de celles dues aux sources superficielles. La carte des maxima locaux du gradient horizontal déterminée sur la Bouguer prolongée vers le haut à une série d'altitudes allant jusqu'à 50 km a permis de construire une carte structurale (figure 25) mettant en évidence les accidents (failles numérotées de 1 à 16) et une structure intrusive dans le substratum (structure A). Cette carte constitue un document important qui pourrait servir de guide dans l'investigation et l'exploitation des sources thermominérales et des nappes d'eaux souterraines dans le secteur étudié, en facilitant le repérage des points favorables (failles) à leur existence ou à leur émergence. Ainsi, on relève la présence de trois groupes de failles (figure 25):

- (1) Celui formé par la direction SW-NE (N26-29°E) correspondant à la direction de la Ligne du Cameroun, est constitué des failles n°7, 8, 10, 11, 13, 15 et 16. Dans cette famille, les accidents n°13, 15 et 16 ne sont pas soulignés sur la carte géologique de la zone d'étude (figure 1). Elles seraient donc des failles profondes non affleurantes, mais d'extension lithosphérique, et constitueraient la limite septentrionale camerounaise du bombement de l'Adamaoua.
- (2) Celui constitué des directions SSW-NNE (N71-80°E) correspondant à la direction de l'Adamaoua, est constitué des failles n°3, 4, 5, 9, 12 et 14. La faille n° 9 est soulignée par la carte géologique (figure 1) de la zone d'étude. Ces résultats confirment la direction du plateau de l'Adamaoua.
- (3) Celui de direction SSE-NNW constitué des failles n° 1 et 2 n'est pas souligné par la géologie, mais correspondrait à la limite tectonique entre les granites de l'Adamaoua et les gneisses-migmatites du Centre.

Ces résultats permettent de confirmer quelques failles observées ou supposées par les études antérieures et de mettre en évidence un grand nombre d'accidents profonds ou superficiels qui sont restés inconnus jusqu'à présent. Hormis ces failles, on note la présence d'un corps intrusif noté A, situé au sud de Mbé, limité à l'Est par la faille n°14 et au Sud par la faille n°15. Ce corps serait une intrusion de roches lourdes probablement basiques dans le socle granito-gneissique. Son interprétation par une méthodologie cohérente permettra de proposer un modèle de structure 2D1/2 en tenant compte des paramètres déterminés par l'analyse spectrale de la carte d'anomalies résiduelle

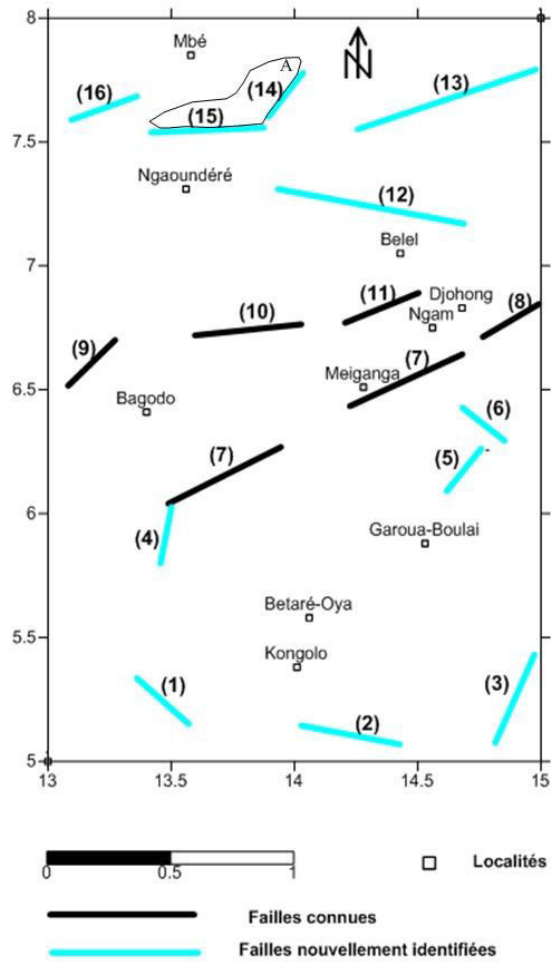


Figure 25. Carte structurale déduite des maxima du gradient horizontal obtenus sur la carte d'anomalies de Bouguer prolongée vers le haut à différentes altitudes.

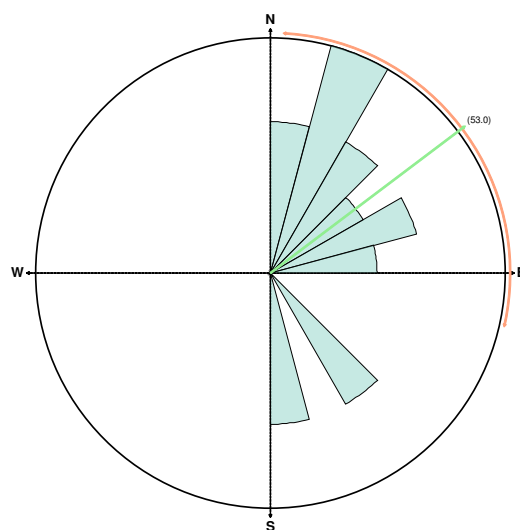


Figure 26. Rosace des directions de fracturation déduites des anomalies gravimétriques.

III.3.INTERPRETATION QUANTITATIVE DES ANOMALIES DE BOUGUER

Au terme de l'analyse qualitative de la carte des anomalies gravimétriques nous avons pu établir la corrélation entre les anomalies observées et les différentes entités géologiques. Cette analyse a aussi permis de voir les signatures gravimétriques et les directions tectoniques majeures de la zone d'étude. Dans cette partie, nous nous proposons d'effectuer une interprétation quantitative des données gravimétriques haute résolution du plateau de l'Adamaoua. Elle consiste à préciser les éléments géométriques (extension, profondeur d'enfouissement) et physiques (contraste de densité) des structures géologiques, sources des anomalies observées. Ainsi, les profondeurs moyennes des sources d'anomalies seront estimées par analyse spectrale et la déconvolution d'Euler; les densités (ou contraste de densité par rapport aux formations encaissantes) seront déterminées par inversion gravimétrique. Nous procéderons à une modélisation directe de type 2D1/2 des sources d'anomalies de Bouguer résiduelles, afin d'obtenir un modèle de structure du sous-sol comportant différentes couches de terrain avec leurs épaisseurs et à déterminer la géométrie des surfaces de contact entre terrains différents.

III.3.1. La carte de déconvolution d'Euler

Dans cette partie, nous avons appliqué aux données gravimétriques un prolongement vers le haut de 0,5 km dans le but de réduire l'effet du bruit. Nous nous intéressons à la détection des sources, la détermination de leurs profondeurs et la localisation des systèmes de failles et leurs contacts qui peuvent esquisser le sous-sol dans la région. Dans la méthode d'Euler, l'indice structural est supposé être l'information prioritaire. La déconvolution d'Euler s'est effectuée sur la grille des anomalies gravimétriques haute résolution à l'aide du logiciel Oasis Montaj en choisissant une fenêtre 20×20. Nous avons attribué la valeur $N = 0$ à l'indice structural afin de souligner dans le plan horizontal, les structures de type contact/faille, et de faire une estimation de la profondeur moyenne de leurs toits. Toutes les solutions présentant une déviation standard relative inférieure ou égale à 5% ont été retenues sur la carte de déconvolution d'Euler (figure 27).

Cette carte montre que, les profondeurs des contacts dans la région ne sont pas uniformes cela suggère que tous les traits n'ont pas la même origine. Ces profondeurs ont permis de détecter les bords des formations géologiques ainsi que les fractures. Au nord et au sud de la zone d'étude, la forme des regroupements des solutions d'Euler caractériserait les

limites des corps intrusifs dans le socle. La forme du regroupement des solutions d'Euler en arc de cercle autour des localités de Ngaoundéré, Meiganga et au nord de Belel délimite une structure profonde probablement associée au hertz dont la signature serait masquée par le socle granito-gneissique, alors que l'alignement rectiligne et continu des solutions dans la partie centrale de la zone d'étude caractériserait par contre la zone de Cisaillement Centre Camerounais. Les accidents les plus profonds sont de direction principalement SW-NE à SSW-NNE avec des profondeurs de plus de 34 km et sont bien localisés dans le socle granito-gneissique. Cette direction épouse celle de la déformation régionale du plateau de l'Adamaoua. Les solutions d'Euler viennent confirmer les résultats issus de l'interprétation du gradient horizontal qui précise la présence des structures rectilignes de type contact/faille et celles des corps intrusifs.

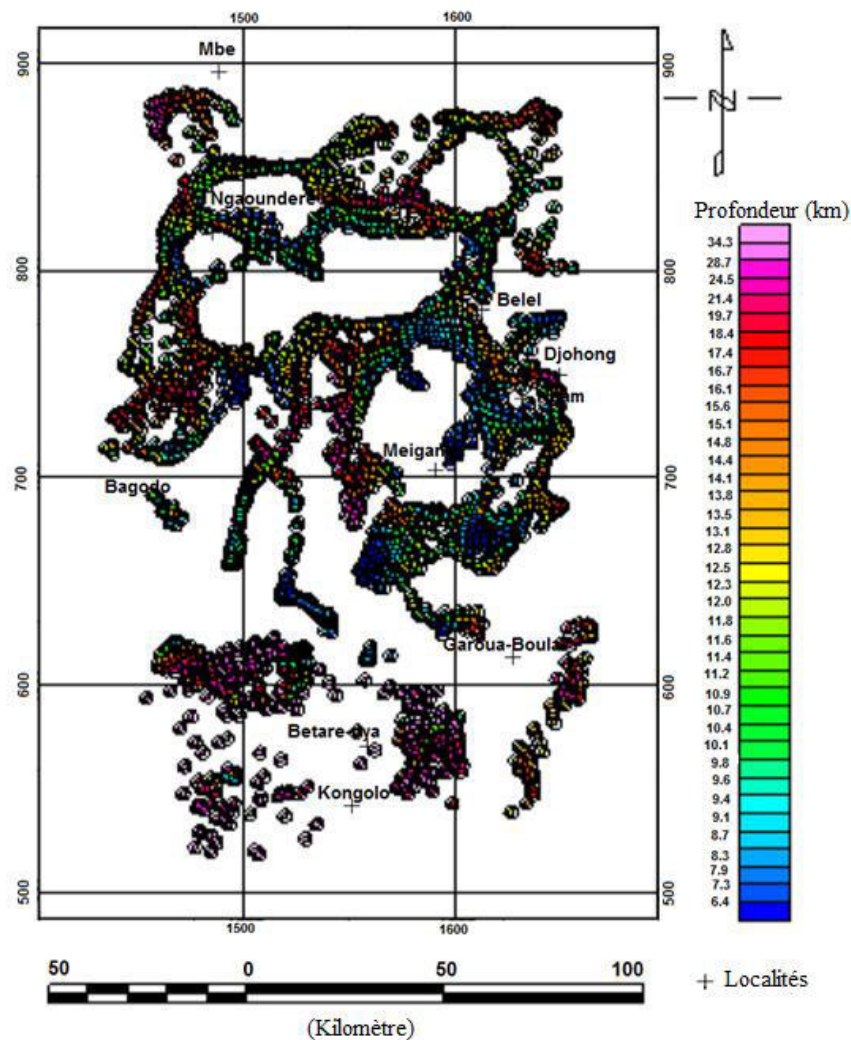


Figure 27. Carte de déconvolution d'Euler des anomalies gravimétriques pour l'indice structural $N = 0$, une erreur relative de 5% et une fenêtre de 20 X20.

III.3.2. L'analyse spectrale

Pour estimer les profondeurs moyennes des corps responsables des anomalies dans la région d'étude, nous avons procédé à l'analyse spectrale de trois profils tracés sur la carte d'anomalie résiduelle d'ordre 5 (figure 28). Les profils sont exécutés perpendiculairement à l'allongement principal de la structure à étudier, puis débordent largement la zone où la structure est suspectée pour tenir compte de l'influence des masses souterraines ou éloignées (Tadjou, 2004).

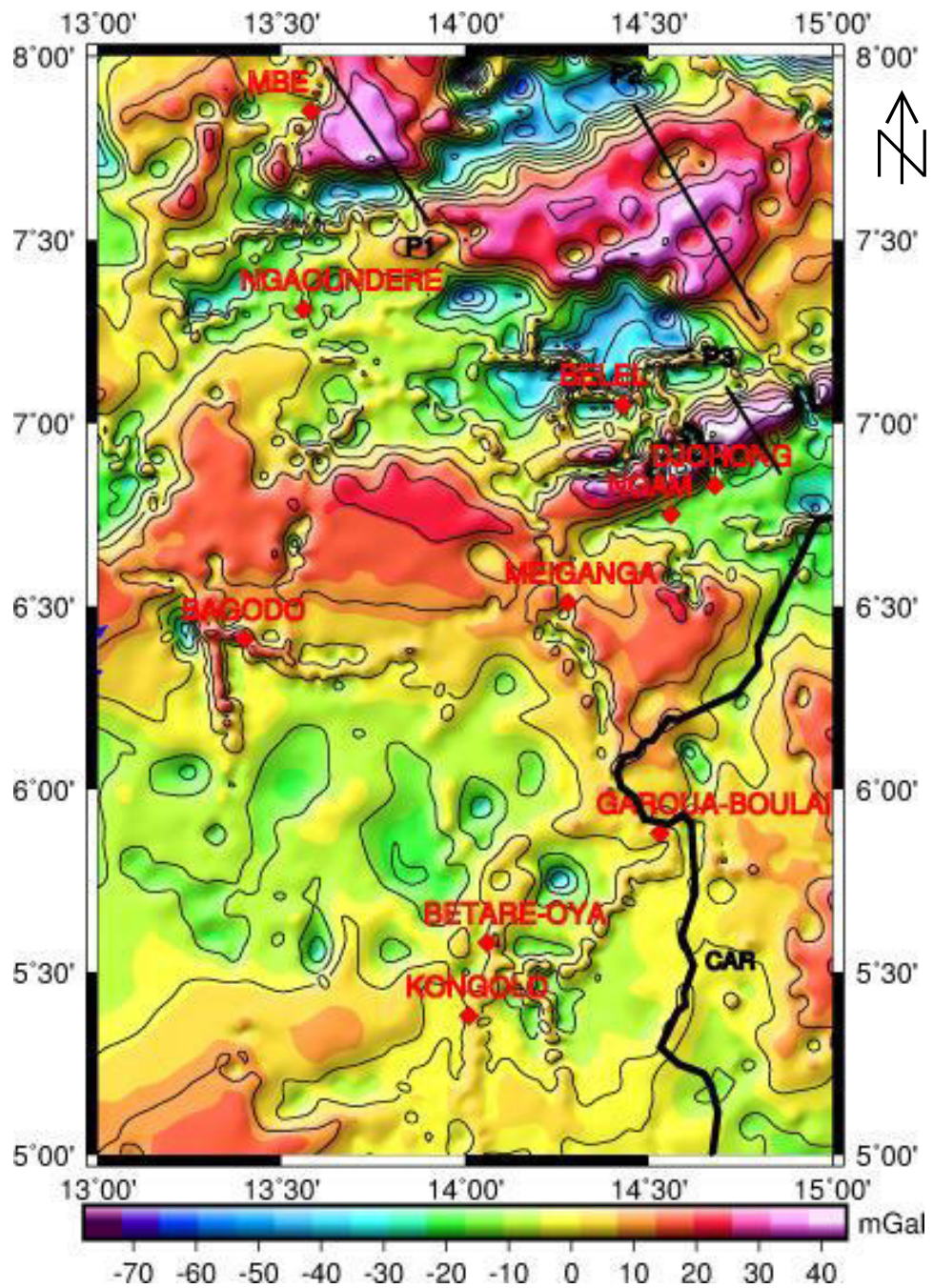


Figure 28. Carte d'anomalies résiduelle d'ordre 5 montrant les profils gravimétriques.

L'analyse spectrale est basée sur les propriétés du spectre d'énergie des anomalies gravimétriques ou magnétiques et permet d'estimer les contrastes de densité majeurs et par conséquent les profondeurs moyennes des masses perturbatrices. La profondeur moyenne d'une source d'anomalie gravimétrique ou magnétique peut être estimée à partir du spectre d'énergie du signal correspondant. Une anomalie peu étendue avec une amplitude qui décroît rapidement sera caractérisée par des grandes fréquences. Par contre, une large anomalie dont l'amplitude diminue faiblement sera caractérisée par des spectres concentrés vers les basses fréquences.

Lorsqu'on trace le logarithme de l'énergie gravimétrique en fonction de la fréquence, la courbe spectrale exhibe deux pentes caractéristiques de la Bouguer. La première pente située dans les basses fréquences correspond aux structures situées à de grandes profondeurs. La deuxième pente vers les hautes fréquences correspond aux structures superficielles. Ces pentes sont proportionnelles à la profondeur des masses perturbatrices selon la relation (Gérard et Griveau, 1972) :

$$h = \frac{\Delta \text{Log}(E)}{2\Delta k} \quad (3.6)$$

E est le spectre d'énergie et k le nombre d'onde.

L'estimation des profondeurs de source est contrôlée par le choix des segments de droites définissant les pentes.

Les caractéristiques des profils utilisés sont regroupées dans le tableau 5 ci-dessous.

Tableau 5: Caractéristiques des profils.

N° du profil	Orientation	Le profil passe par les points de coordonnées	Longueur du profil (km)
P1	SSE-NNW	(7,97°N, 13,57°E) et (7,58°N, 13,87°E)	55,5
P2	SSE-NNW	(7,84°N, 14,31°E) et (7,16°N, 14,87°E)	91
P3	SSE-NNW	(7,12°N, 14,60°E) et (6,85°N, 14,82°E)	35,5

A partir de la relation de Gérard et Griveau ci-dessus, on définit deux profondeurs qui représentent les toits des structures anomaliques ou des discontinuités structurales majeures.

La relation entre le nombre d'onde et la fréquence étant donnée par $k = 2\pi f$, la profondeur des masses perturbatrices est donnée par :

$$h = \frac{1}{4\pi} \frac{\Delta \text{Log} E}{\Delta f} \text{ avec} \quad (3.7)$$

f la fréquence ;

E le spectre d'énergie ;

$\frac{\Delta \text{Log} E}{\Delta f}$ la pente.

Les figures 29, 30 et 31 montrent les spectres d'énergie en fonction des fréquences et les demi-droites choisies pour déterminer la pente de régression linéaire permettant de calculer la profondeur moyenne des masses perturbatrices.

Profil 1

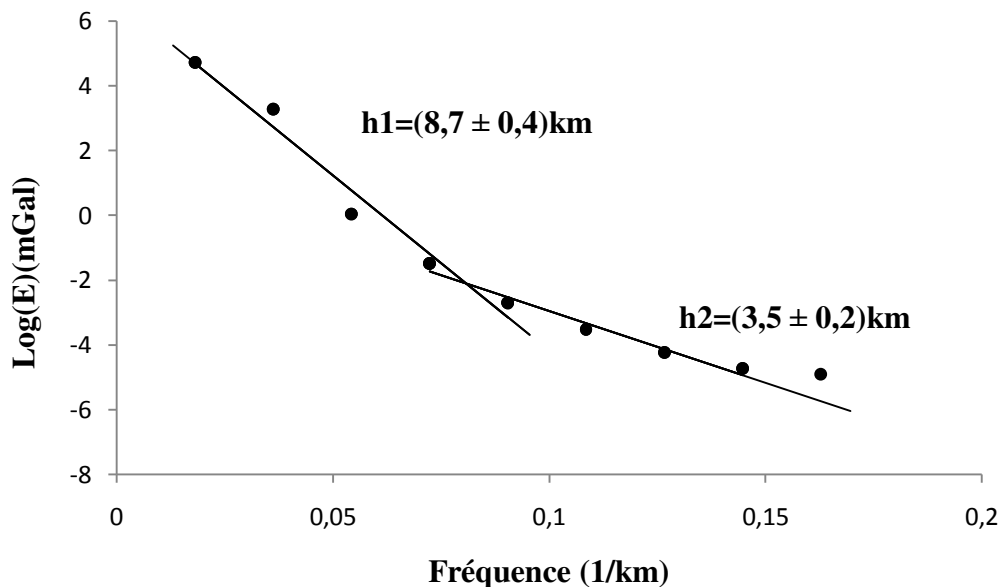


Figure 29. Spectre d'énergie gravimétrique en fonction de la fréquence pour le profil P1.

Deux discontinuités majeures de densité ont été mises en évidence.

La première à $(8,7 \pm 0,4)$ km représente l'interface croûte manteau ; cette valeur indique une petite épaisseur de la croûte sous le plateau de l'Adamaoua.

La deuxième discontinuité située à $(3,5 \pm 0,2)$ km représente une discontinuité intracrustale.

Profil 2

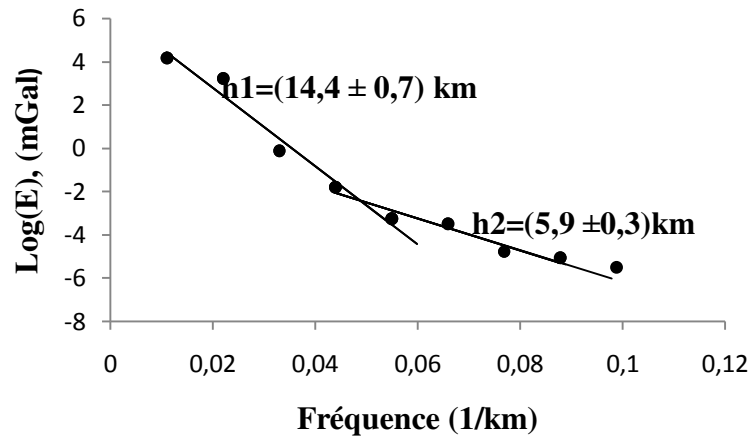


Figure 30. Spectre d'énergie gravimétrique en fonction de la fréquence pour le profil P2.

Deux discontinuités majeures de densité ont été mises en évidence.

La première à $(14,4 \pm 0,8)$ km représente l'interface croûte manteau ; cette valeur indiquerait que les sources ont tendance à s'approfondir vers le Nord-Est.

La deuxième discontinuité située à $(5,9 \pm 0,3)$ km représente une discontinuité intracrustale et pourrait être associée aux intrusions volcaniques. Cette discontinuité s'accorde bien avec celle obtenue par Nnange et al. (2000) ; Noutchogwe (2010). Cette discontinuité est interprétée par certains auteurs notamment Dorbath et al., (1984) ; Poudjom et al., (1992) comme la limite entre la croûte inférieure et la croûte supérieure.

Profil 3

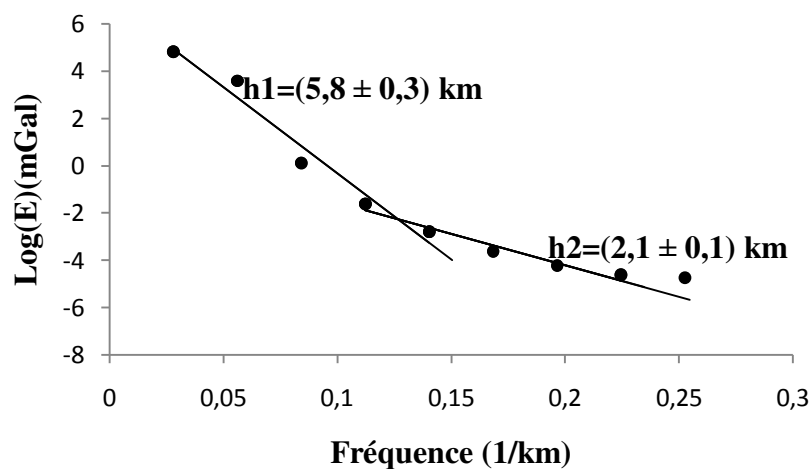


Figure 31. Spectre d'énergie gravimétrique en fonction de la fréquence pour le profil P3.

Deux discontinuités majeures de densité ont été mises en évidence.

La première à $(5,9 \pm 0,3)$ km représente l'interface croûte manteau ; cette valeur indique une petite épaisseur de la croûte sous le plateau de l'Adamaoua.

La deuxième discontinuité située à $(2,1 \pm 0,1)$ km représente une discontinuité intracrustale et correspond probablement à la couche la plus superficielle. Celle-ci indiquerait vraisemblablement la base de la série volcano-sédimentaire du Mbéré.

Les profondeurs obtenues par l'analyse spectrale seront utilisées lors des modélisations.

L'analyse du tableau 6 montre que la profondeur moyenne des sources d'anomalies sous le plateau de l'Adamaoua est de $(9,7 \pm 0,5)$ km. On observe également une discontinuité majeure à une profondeur moyenne de $(3,9 \pm 0,2)$ km sous le plateau de l'Adamaoua.

Tableau 6: Résultat de l'analyse spectrale

Profils	Profondeur h1 (km)	Profondeur h2 (km)
P₁	$(8,7 \pm 0,4)$	$(3,5 \pm 0,2)$
P₂	$(14,4 \pm 0,8)$	$(5,9 \pm 0,3)$
P₃	$(5,9 \pm 0,3)$	$(2,1 \pm 0,1)$

III.3.3. L'inversion gravimétrique

L'inversion gravimétrique s'est effectuée à l'aide du logiciel d'interprétation gravimétrique GRABLOX2 version 2.1 (2014). Il à été conçu par Markku Pirttijärvi de l'Université de Oulou en Filande. Il génère les densités moyennes pour un bloc divisé en cubes. Le logiciel GRABLOX2 utilise deux méthodes d'inversion majeure : la décomposition des valeurs singulières (SVD) et l'inversion d'Occam (Hjelt, 1992). Chacune de ces méthodes possède trois options pour paramétrer le modèle (la taille, la densité et la taille + densité). Si les données gravimétriques sont denses comme c'est le cas du présent travail, la SVD produit un modèle de structure continu et fiable; par contre dans la même situation l'inversion d'Occam devient instable et génère un modèle de structure incertain (Markku, 2014). Dans la présente étude, l'inversion gravimétrique basée sur la SVD est obtenue en utilisant les données d'anomalies résiduelles d'ordre 5 des profils P₁, P₂ et P₃ de la zone d'étude et en choisissant la profondeur d'investigation égale à 8 km (figure 32, 33 et 34).

Profil 1

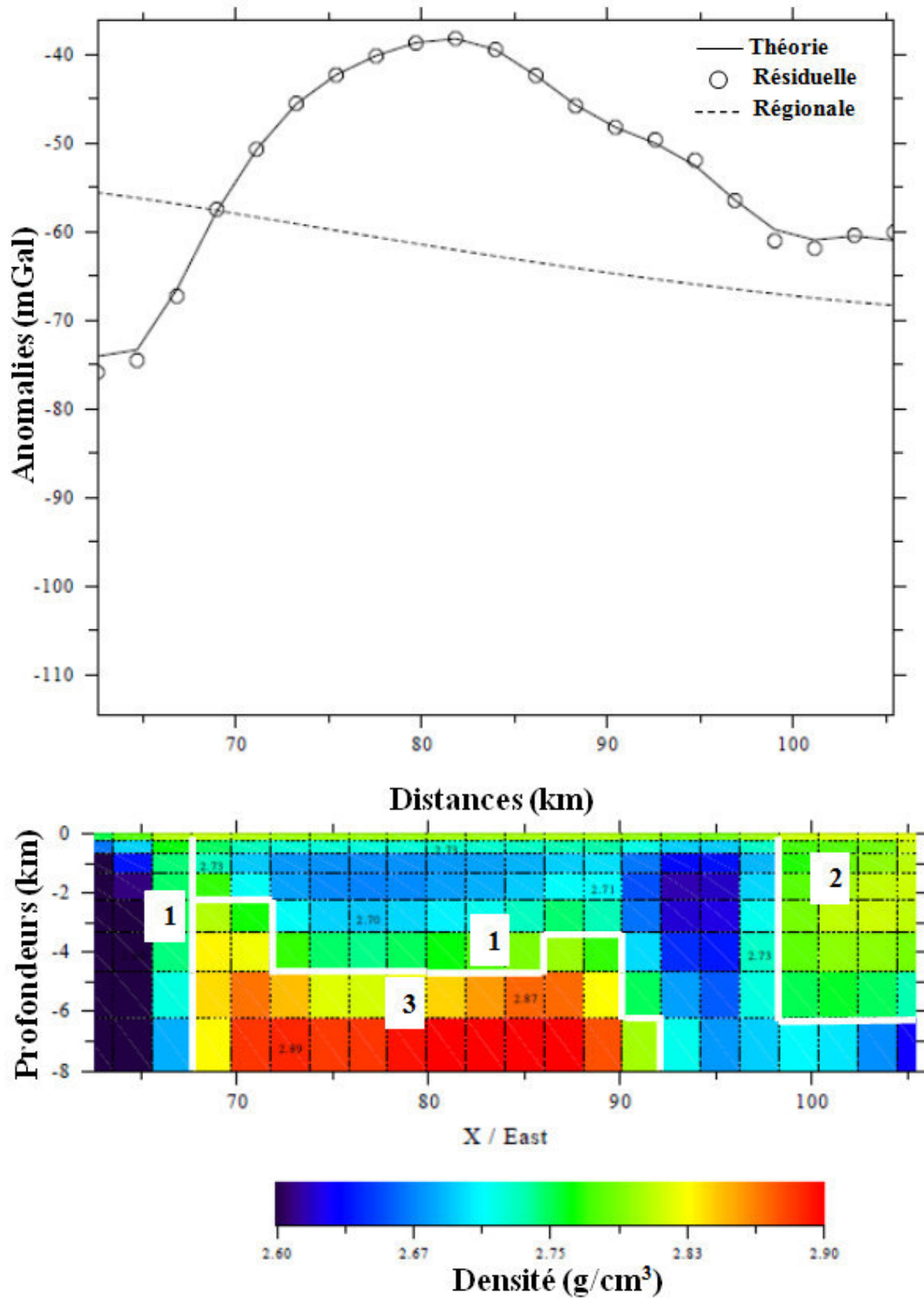


Figure 32. Modèle de structure issu de l'inversion gravimétrique suivant le profil P1.

1: Granite ; 2 : Gneiss ; 3 : Roches basaltiques.

Le modèle de structure associé à ce profil (figure 32) est constitué de trois formations de compositions différentes regroupées dans le tableau 7 suivant.

La première formation (1) de densité moyenne $2,65 \text{ g/cm}^3$ est associée aux granites. L'extension en profondeur de ces granites constitue vraisemblablement le substratum de la région d'étude.

Tableau 7: Résultat de l'inversion du Profil 1

Nombre de formations	Gammes des densités (g/cm^3)	Densités moyennes (g/cm^3)	Contrastes de densité (g/cm^3)	Roches
3	2,60 – 2.75	2,65	0	Granites (1)
	2,75 – 2.78	2,76	0,11	Gneiss (2)
	2,80 – 2.90	2,85	0,20	Basaltes (3)

La deuxième formation (2) de contraste de densité $0,11 \text{ g/cm}^3$ possède une densité moyenne de $2,76 \text{ g/cm}^3$ et est associée aux gneiss. Cette formation est présente au NNE du profil. Elle a une extension latérale d'environ 7 km et une profondeur évaluée à environ 6 km.

La troisième (3) formation de contraste de densité $0,20 \text{ g/cm}^3$ possède une densité moyenne $2,85 \text{ g/cm}^3$. Elle est associée aux basaltes. Ces basaltes s'étendent en profondeur avec une extension d'environ 25 km et un toit variant entre 5 km et 8 km.

La courbe expérimentale présente un minimum et un maximum. L'analyse de cette courbe a permis de déduire l'existence en moyenne profondeur de plusieurs discontinuités ou lignes structurales. La première discontinuité est située au SSW du profil et la deuxième au NNE du profil. Elles indiquent la transition entre une zone d'anomalie lourde et une zone d'anomalie légère. Elle marque le contact entre le gneiss et le granite, matérialisant une structure faillée qui aurait favorisé la montée du magma au cours des éruptions volcaniques et la mise en place dans la région d'étude d'une structure lourde. Cette faille s'étend aux grandes profondeurs et sa signature gravimétrique s'observe sur la carte d'anomalies de Bouguer et sur la carte d'anomalies résiduelle.

Profil 2

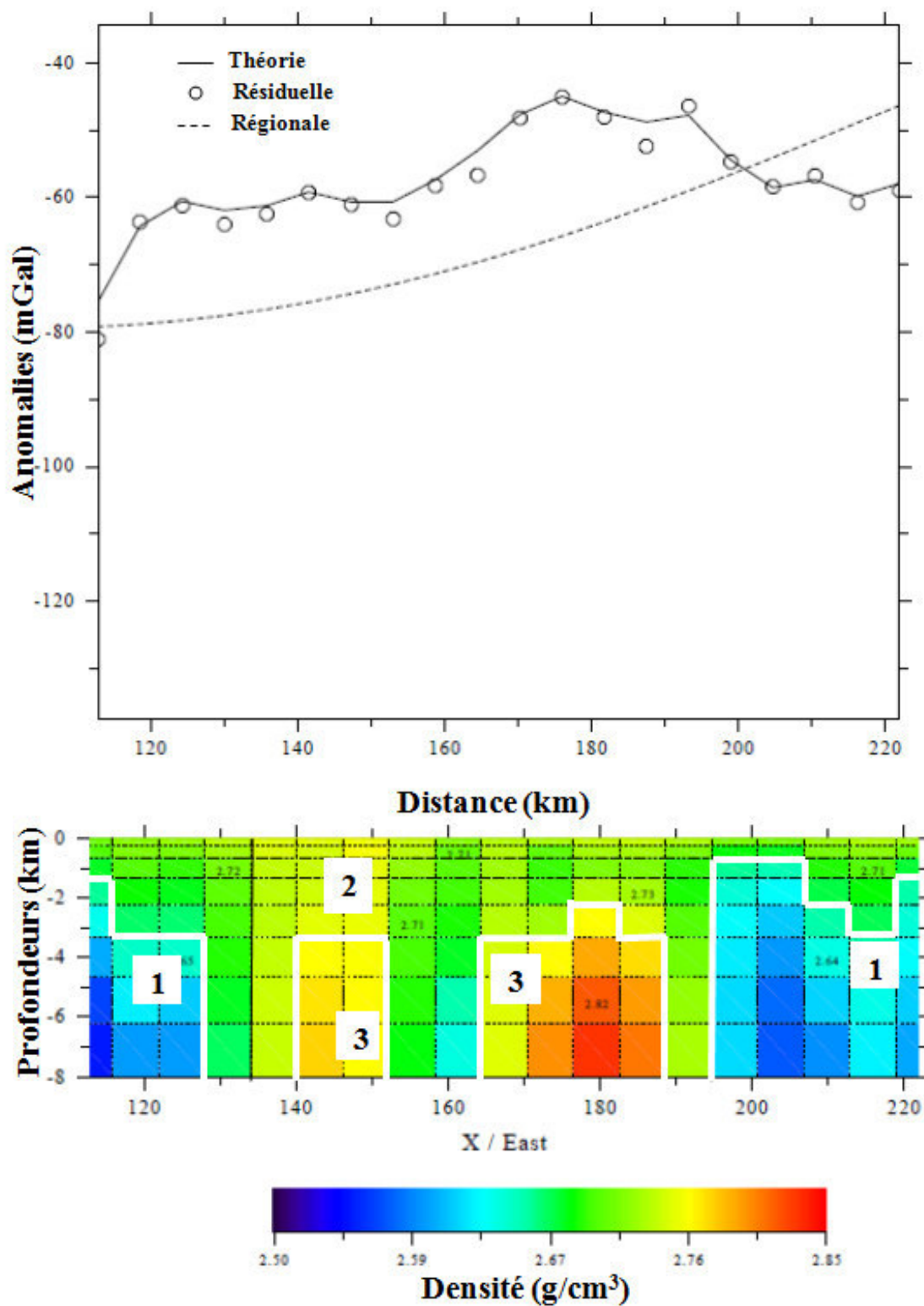


Figure 33. Modèle de structure issu de l'inversion gravimétrique suivant le profil P2.

1 : Granite ; 2 : Gneiss ; 3 : Roches basaltiques.

Le modèle de structure associé à ce profil (figure 33) est constitué de trois formations géologiques de compositions différentes regroupées dans le tableau 8 suivant.

La première formation (1) de densité moyenne $2,65 \text{ g/cm}^3$ est présente au SSW et au NNE du profil. Cette formation est associée aux granites (tableau 8).

La deuxième formation (2) de contraste de densité $0,11 \text{ g/cm}^3$ possède une densité moyenne $2,76 \text{ g/cm}^3$ et est associée aux gneiss. Sa profondeur varie en dent de scie et atteint une valeur spectaculaire de 8km. Sa présence le long de tout le profil montre que les gneiss constituent le substratum des formations de cette région.

Tableau 8: Résultat de l'inversion du Profil 2

Nombre de formations	Gammes des densités (g/cm^3)	Densités moyennes (g/cm^3)	Contrastes de densité (g/cm^3)	Roches
3	2,60 – 2.75	2,65	0	Granites (1)
	2,75 – 2.78	2,76	0,11	Gneiss (2)
	2,80 – 2.85	2,82	0,17	Basaltes (3)

La troisième formation (3) de contraste de densité $0,17\text{g/cm}^3$ possède une densité moyenne de $2,82 \text{ g/cm}^3$ et est associée aux basaltes. Ces basaltes ont un toit se trouvant à 4 km de profondeur. La mise en place de cette formation est due au refroidissement du magma à l'intérieur de la surface terrestre lors de l'éruption volcanique.

La courbe expérimentale présente des maxima et des minima. Leur analyse a permis de déduire l'existence en moyenne profondeur de plusieurs zones de discontinuité qui montrent les fractures dans le socle. La plus importante de ces discontinuités est située au milieu du profil et traduit le contact entre les roches de composition minéralogique différente. Cette discontinuité aurait favorisé la montée du magma au cours des éruptions volcaniques et la mise en place dans la région de la série constituant le massif de l'Adamaoua. Cette série est constituée des roches lourdes probablement basaltiques dans un environnement granito-gneissiques.

Profil 3

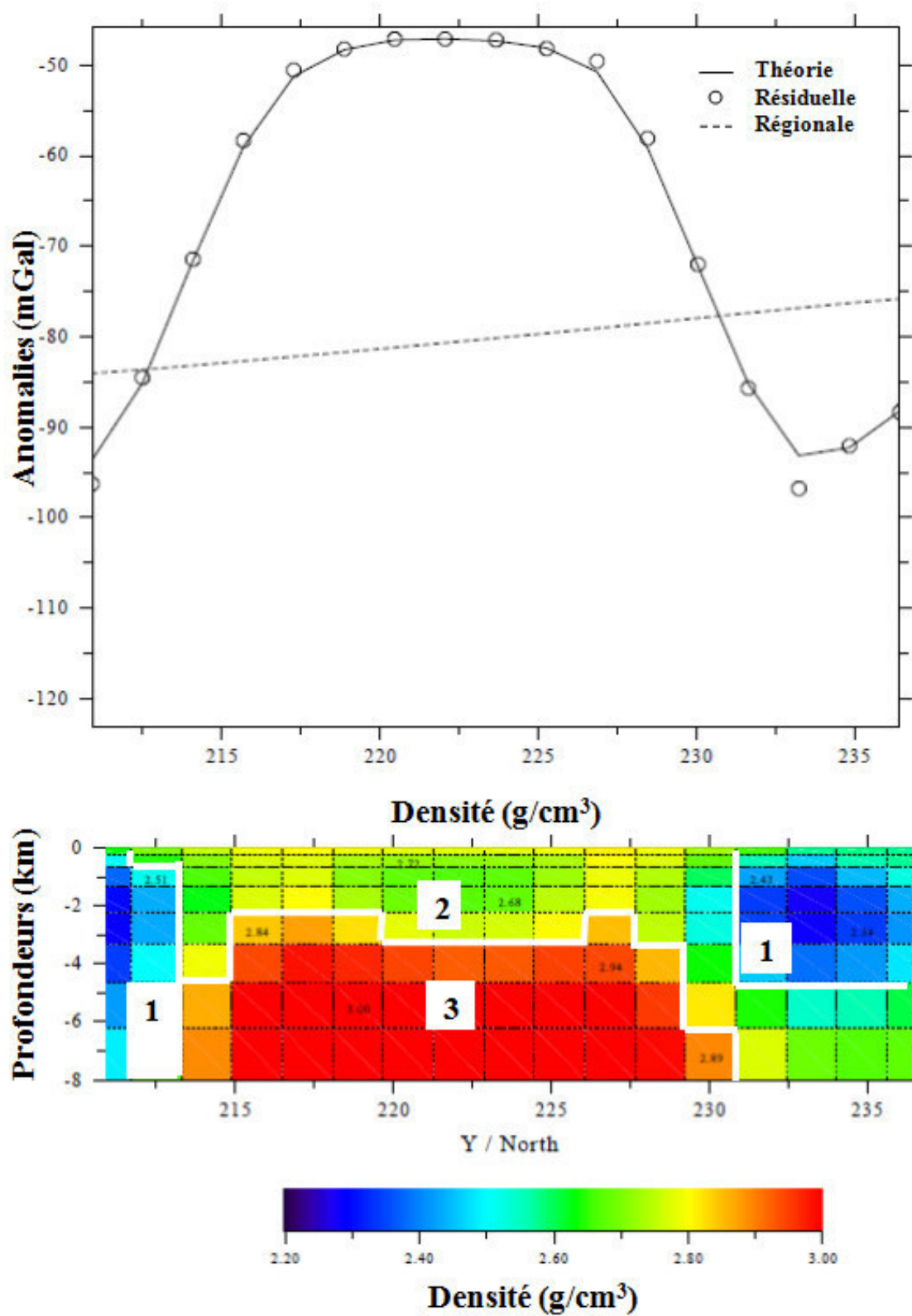


Figure 34. Modèle de structure issu de l'inversion gravimétrique suivant le profil P3.

1 : Sédiments ; 2 : Granites ; 3 : Roches basaltiques.

Le modèle de structure associé à ce profil (Figure 34) est constitué de trois formations de compositions différentes regroupées dans le tableau 9 suivant.

La première formation (1) de contraste de densité $-0,25 \text{ g/cm}^3$ possède une densité moyenne de $2,40 \text{ g/cm}^3$ et est associée aux sédiments du fossé du Mbéré et du Djérem. Cette formation est présente au NNE et au SSW du profil. Au NNE, elle a une extension d'environ 6 km et une profondeur évaluée à 4 km tandis qu'au SSW, son extension n'est que 2,5 km environ mais avec une profondeur spectaculaire de 8 km.

Tableau 9: Résultat de l'inversion du Profil 3

Nombre de formations	Gammes des densités (g/cm^3)	Densités moyennes (g/cm^3)	Contrastes de densité (g/cm^3)	Roches
3	2,20 – 2,60	2,40	-0,25	Sédiments (1)
	2,60 – 2,75	2,65	0	Granites (2)
	2,84 – 3,00	2,92	0,27	Basaltes (3)

Le deuxième corps (2) de densité moyenne $2,65 \text{ g/cm}^3$ est associé aux granites (tableau 9). Ce corps constitue l'encaissant de la région.

Le troisième corps (3) de contraste de densité $0,27 \text{ g/cm}^3$ possède une densité moyenne $2,92 \text{ g/cm}^3$ et est associé aux basaltes. Ce corps a une extension latérale d'environ 18 km et un toit évalué à 6 km environ.

La courbe expérimentale présente deux extrémums, preuve qu'elle traverse une zone de discontinuité. Cette discontinuité indique la transition entre une zone d'anomalie lourde et une zone d'anomalie légère. Elle met en évidence le contact entre le basalte et les sédiments.

L'analyse des résultats permet de remarquer que sur le plateau de l'Adamaoua, les formations de faibles densités ont un contraste de densité moyenne $-0,25 \text{ g/cm}^3$ et seraient à l'origine des anomalies négatives tandis que les formations lourdes ont un contraste de densité proche $0,3 \text{ g/cm}^3$ et seraient responsables des anomalies positives observées. Les résultats issus de l'analyse spectrale et de l'inversion gravimétriques permettront de mieux contraindre la modélisation 2D1/2 des structures géologiques du plateau de l'Adamaoua.

III.3.4. Modélisation 2D1/2 des anomalies gravimétriques

Pour déterminer les caractéristiques géologiques des corps intrusifs suspectés sur le plateau de l'Adamaoua, trois profils P1, P2 et P3 de direction SSW-NNE de la carte d'anomalies résiduelle d'ordre 5 ont été modélisés. La modélisation 2D1/2 s'est effectuée à l'aide du logiciel de modélisation gravimétrique Grav2DC de Cooper (2004). Elle prend pour contraintes les profondeurs des sources d'anomalies déterminées par l'analyse spectrale, les densités moyennes (contraste de densité) estimées par l'inversion des anomalies gravimétriques et les contraintes issues de la littérature et de la géologie de la région d'étude.

Les profils choisis sont tous parallèles, traversent les mêmes structures et sont presque perpendiculaires au réseau des courbes iso-anomales de Bouguer. Les modèles révèlent la présence d'un corps relativement lourd de forte densité et d'une structure relativement faible. Les discontinuités gravimétriques apparaissent pratiquement sur tous les profils gravimétriques réalisés dans la zone d'étude.

Profil P1

Le profil gravimétrique P1 et le modèle de structure correspondant sont représentés sur la figure 35. Ce modèle est formé de 3 formations de contraste de densité (densité) différent.

La première formation présente un contraste de densité $0,1 \text{ g/cm}^3$. Elle apparaît à l'extrémité méridionale et septentrionale du profil, l'amplitude et l'extension de l'anomalie positive (+20 mGal) qu'elle génère ne sont pas déterminées dans les limites du profil. Au Sud, elle a la forme d'un triangle et son toit se situe à une profondeur moyenne de 1 km. Au Nord, elle affleure sur environ 10 km et son extension en subsurface diminue progressivement et atteint 5 km pour une profondeur d'environ 5 km. Le contraste de densité associé à cette formation amène à l'identifier aux gneiss qui affleurent à l'aplomb de Mbé. Ces gneiss seraient formés grâce aux fortes pressions et températures enregistrées dans la région au cours des éruptions volcaniques.

La deuxième formation est située en profondeur, sous la première formation et n'affleure pas. Cette formation possède un contraste de densité $+0,3 \text{ g/cm}^3$. Son épaisseur maximale est d'environ 38 km et la profondeur de son toit à une valeur moyenne de 3,5 km. Elle génère une anomalie résiduelle positive d'amplitude 40 mGal. Cette formation est limitée de part et d'autre par des failles et trouverait son origine au cours des éruptions volcaniques. Sa mise en place s'effectue de la manière suivante : lors d'une éruption volcanique, le magma

se cristallise en profondeur au sein des poches magmatiques sans pouvoir traverser totalement la croûte.

La troisième entité qui recouvre toutes les autres formations se présente sous forme d'une structure bien enracinée. Son origine est assez profonde, elle s'étend au-delà de la profondeur d'investigation choisie pour ce profil. Cette formation associée aux granites affleure sur l'ensemble du profil. Elle se serait déposée au cours des éruptions volcaniques.

Le profil d'anomalies représenté au-dessus du modèle montre un gradient qui serait lié au double contact granites-gneiss. Ceci est en accord avec la géologie de surface qui montre que le profil traverse deux bandes mylonitiques correspondant aux fractures qui affectent le substratum dans la région.

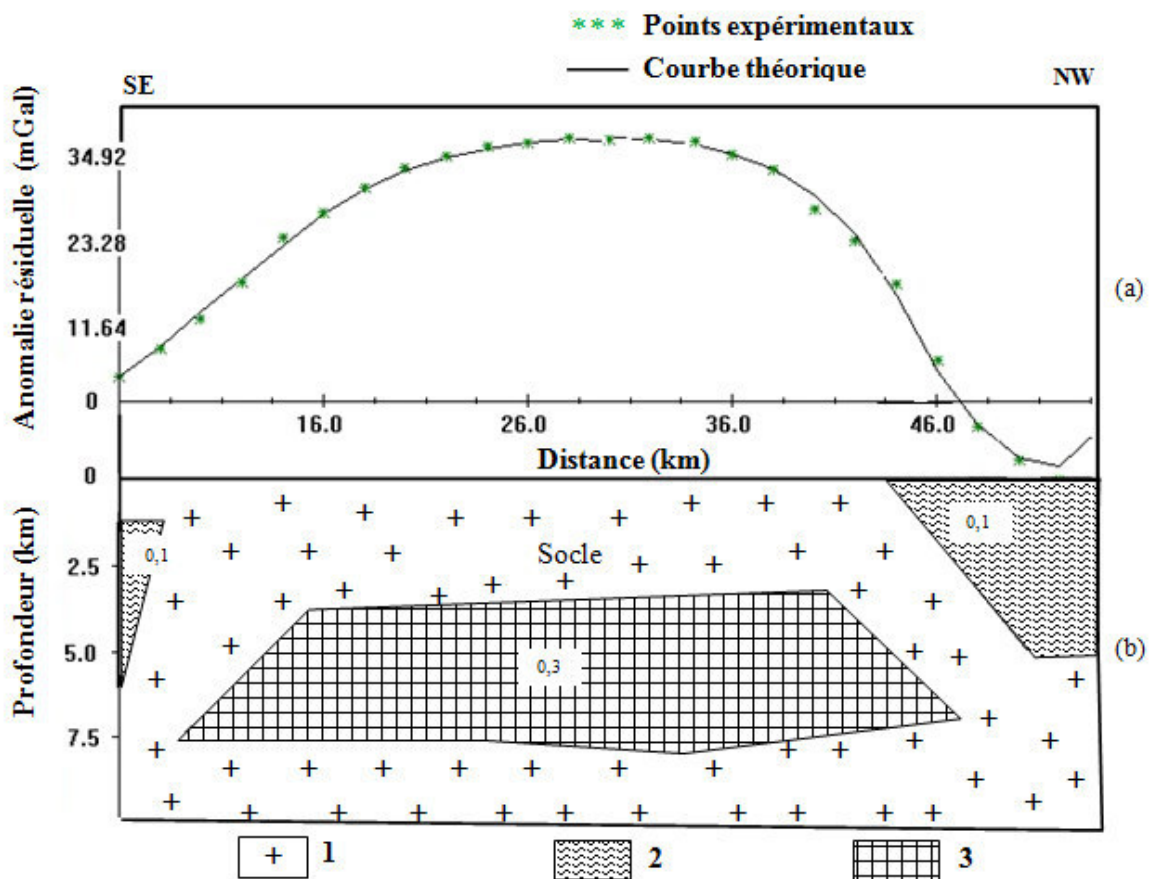


Figure 35. Profil 1, (a) Profil d'anomalies résiduelles, (b) Modèle de structure du sous-sol

1. Gneiss: $\Delta\rho = 0,1 \text{ g/cm}^3$; 2. Basalte: $\Delta\rho = 0,3 \text{ g/cm}^3$; 3. Granite: $\Delta\rho = 0 \text{ g/cm}^3$.

Profil P2

Le profil gravimétrique P2 et le modèle de structure correspondant sont représentés sur la figure 36. Ce modèle est formé de 3 formations de contraste de densité (densité) différent.

La première formation présente un contraste de densité de $0,1 \text{ g/cm}^3$. Cette formation affleure tout le long du profil et s'étend à une profondeur moyenne d'environ 7 km. Sa signature gravimétrique est une anomalie résiduelle positive de +20 mGal. Le contraste de densité associé à ce corps gravimétrique amène à l'identifier aux gneiss. Ces gneiss seraient formés grâce aux fortes pressions et températures enregistré dans la région au cours des éruptions volcaniques.

La deuxième formation est située en profondeur, sous la première formation et n'affleure pas. Elle possède un contraste de densité de $0,3 \text{ g/cm}^3$ et la profondeur moyenne de son toit est d'environ 6 km. Cette formation est associée à la roche basaltique. Elle génère une anomalie résiduelle positive d'amplitude 40 mGal. Son enracinement au-delà de la profondeur d'investigation montre qu'elle trouve son origine dans les grandes profondeurs. Sa remontée n'affecte pas tout le profil ; elle est détectée à environ 8 km de l'origine du profil. Elle évolue en dents de scie au fur et à mesure qu'on progresse vers le Nord pour atteindre une percée spectaculaire, dont le toit se trouve à une profondeur d'environ 5 km à l'aplomb de la trace de la faille jalonnant le dernier contact lithologique granites-gneiss.

La troisième formation associée aux granites, constitue le substratum de la région. Elle recouvre toutes les autres formations et se présente sous forme d'une structure bien enracinée. Son origine est assez profonde, elle s'étend au-delà de la profondeur d'investigation pour ce profil.

Le profil d'anomalie représenté au-dessus du modèle montre plusieurs zones de gradients qui correspondraient à des zones de discontinuité latérale granite-gneiss suivant des plans de contact inclinés par rapport à la verticale. Ces contacts ont été mis en évidence dans cette étude par la déconvolution d'Euler et le gradient horizontal des cartes d'anomalies de Bouguer prolongées vers le haut.

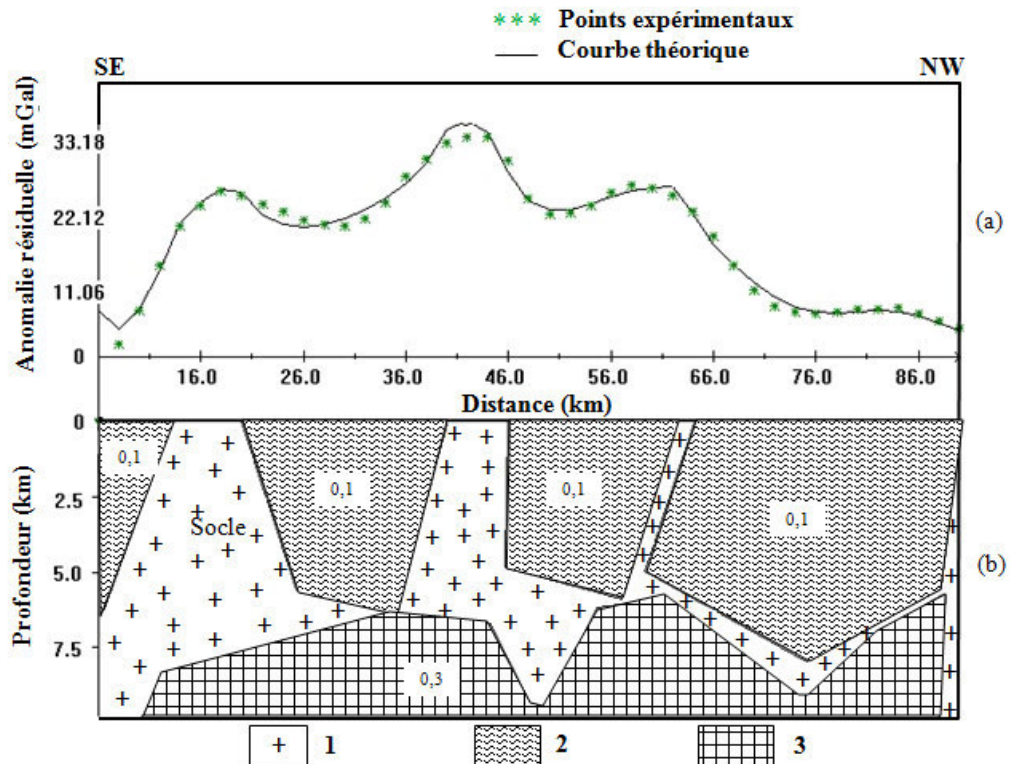


Figure 36. Profil 2, (a) Profil d'anomalies résiduelles, (b) Modèle de structure du sous-sol
1. Gneiss: $\Delta\rho = 0,1 \text{ g/cm}^3$; 2. Basalte: $\Delta\rho = 0,3 \text{ g/cm}^3$; 3. Granite: $\Delta\rho = 0 \text{ g/cm}^3$.

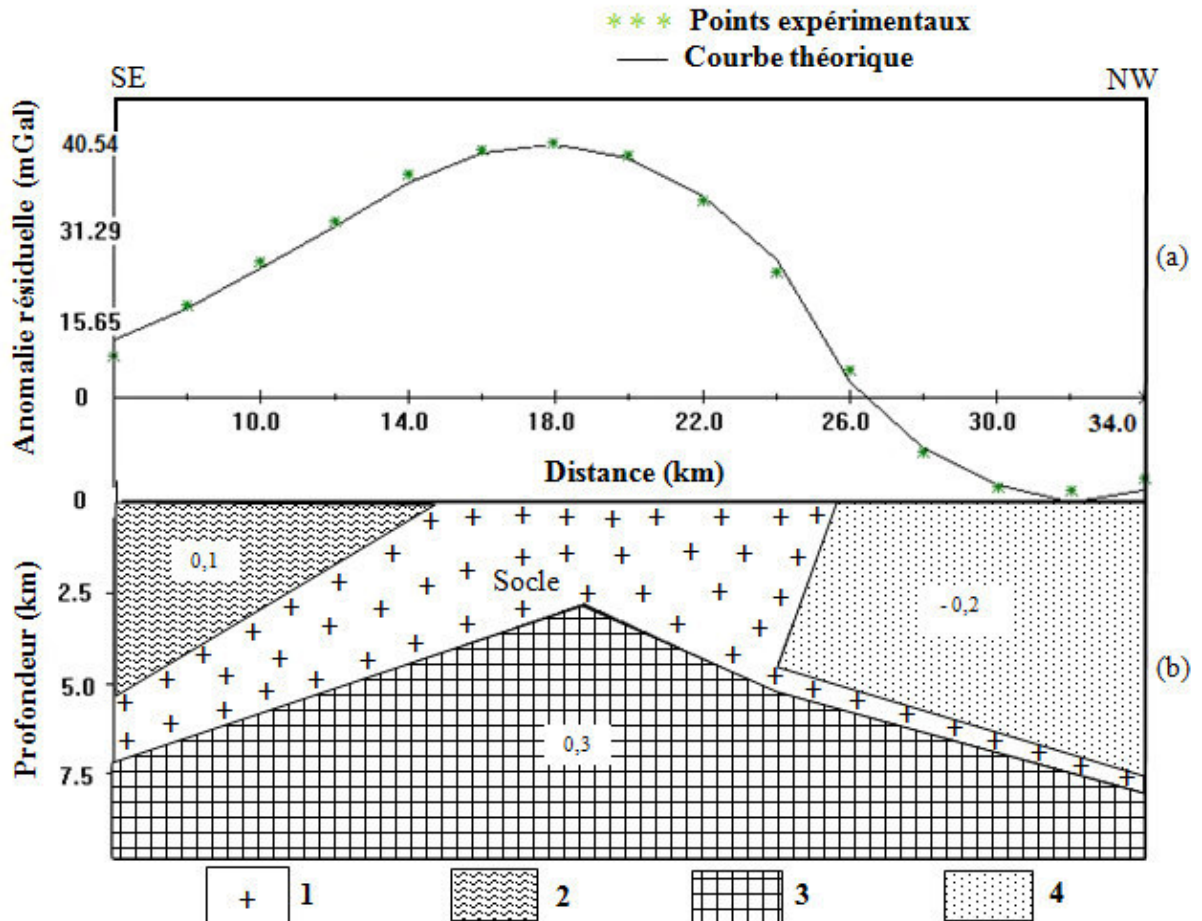
Profil P3

Le profil gravimétrique P3 et le modèle de structure correspondant sont représentés sur la figure 37. Ce modèle est composé de 3 formations de contraste de densité (densité) différent.

La première formation de contraste de densité - $0,2 \text{ g/cm}^3$ est légère par rapport aux formations encaissantes. Elle est identifiée aux sédiments du bassin du Mbéré. Elle affleure à l'extrémité nord du profil et s'étend sur environ 8 km. Elle génère une anomalie résiduelle négative de faible amplitude (5 mGal).

La deuxième formation présente un contraste de densité $0,1 \text{ g/cm}^3$. Elle affleure sur environ 14 km, sa profondeur diminue dans la direction du profil. Elle génère une anomalie résiduelle positive d'amplitude 20 mGal. Cette formation s'identifie aux gneiss qui affleurent au nord du fossé du Mbéré et serait responsable de la zone d'anomalies positives (30 mgal) observées au bord du fossé.

La troisième formation présente un contraste de densité $0,3 \text{ g/cm}^3$. Son extension latérale dans la direction du profil n'est pas définie, elle va au-delà des limites du profil. Sa signature gravimétrique est une anomalie résiduelle positive d'amplitude 40 mGal. Elle est interprétée comme une remontée des roches lourdes probablement basaltiques à la base du substratum. La profondeur de son toit varie de 2,5 à 7,5 km. La plus grande percée, se trouve à une profondeur d'environ 2,5 km dans un environnement granitique.



1. Sédiment: $\Delta\rho = -0,2 \text{ g/cm}^3$; 2. Gneiss: $\Delta\rho = 0,1 \text{ g/cm}^3$; 3. Basalte: $\Delta\rho = 0,3 \text{ g/cm}^3$; 4. Granite: $\Delta\rho = 0 \text{ g/cm}^3$.

La quatrième formation est associée aux granites. Elle couvre toutes les autres formations et constitue le substratum de la région. Elle serait probablement responsable d'une vaste zone d'anomalies négatives observée au nord et au sud du profil. Cette intrusion granitique serait une conséquence de l'effondrement du socle de la région. Son origine est assez profonde et elle serait déposée au cours des éruptions volcaniques.

Le profil d'anomalies représenté au-dessus du modèle présente trois zones de discontinuité en gradin liées aux contacts granito-gneissique, granite-basalte et granite-sédiment du fossé du Mbéré. La première discontinuité située au sud du profil est caractérisée par une diminution de la valeur de l'anomalie qui passe de -10 mGal à -30 mGal ; la deuxième zone est située au centre du profil, elle sépare les deux zones d'anomalies négatives au sud et au nord du profil. Cette zone est caractérisée par les anomalies positives atteignant 40 mGal. La troisième zone de discontinuité est située au nord du profil. Elle est caractérisée par une diminution progressive de la valeur d'anomalies qui passe de -20 mGal à -30 mGal. Ces zones de discontinuité traduisent la présence des failles qui ont été mises en évidence par la déconvolution d'Euler et le gradient horizontal des cartes d'anomalies de Bouguer prolongées vers le haut à différentes altitudes.

CONCLUSION

Cette étude nous a permis de montrer que les roches présentes dans le socle granito-gneissique du secteur étudié sont constituées essentiellement des basaltes. L'analyse des maxima locaux du gradient horizontal a permis de dresser la carte structurale interprétative de la zone d'étude. Cette carte confirme l'existence des failles reconnues par les études géologiques et met en évidence un grand nombre de nouveaux accidents qui sont restés inconnus jusqu'à nos jours. Ces accidents d'orientation moyenne N60°E à N70°E pourront ainsi orienter les hydrologues et les ingénieurs du génie minéral dans la recherche, l'inventaire et l'exploitation des sources thermominérales et des nappes d'eau souterraines dans la région de l'Adamaoua. Ils permettront également de mieux comprendre la constitution minéralogique de ces eaux, à travers leur identification et leur caractérisation. Les résultats de l'interprétation quantitative sont conformes aux conclusions de Collignon (1968). Ces résultats montrent un socle affleurant en surface, les formations légères par rapport au socle notamment les sédiments de contraste de densité $-0,2 \text{ g/cm}^3$, et les gneiss de contraste de densité moyenne $0,1 \text{ g/cm}^3$. En dessous des formations légères et moyennes, se trouvent des formations lourdes de contraste de densité $0,3 \text{ g/cm}^3$ qui seraient associées aux roches basaltiques.

III.4. DISCUSSION

Dans cette partie, il est question de :

- discuter de la validité des résultats obtenus ;
- comparer les résultats aux résultats obtenus dans la zone d'étude en utilisant d'autres méthodes géophysiques ;
- confronter les modèles obtenus à la géologie.

III.4.1 Validité des résultats

La qualité des résultats obtenus au cours des interprétations qualitatives et quantitatives est tributaire d'une part de la technique utilisée pour densifier et traiter les données gravimétriques, et d'autre part, des contraintes apportées dans le choix des paramètres physiques intervenant dans l'élaboration des modèles.

Choix du modèle de champ

Plusieurs modèles de champ ont été mis au point au cours des quarante dernières années. Ils diffèrent les uns des autres par le degré, l'ordre maximale de développement et la nature des données utilisées. Dans le présent travail, le modèle GGM02C issu de la mission satellitaire GRACE a été choisi pour le calcul des données gravimétriques parce que, dans le calcul de ses coefficients, les auteurs ont introduit à la fois les données issues des perturbations des satellites dédiés, les données issues de l'altimétrie par satellite en mer et l'ensemble des anomalies gravimétriques mesurées sur la Terre à travers le monde. D'après les travaux de Kamguia et al., (2007), le modèle géopotential GGM02C a montré sa performance à représenter assez précisément les anomalies de la pesanteur du premier géoïde gravimétrique du Cameroun. Ce modèle a permis d'obtenir les valeurs d'anomalies gravimétriques fiables, comparables à celles mesurées sur le terrain et d'améliorer la qualité des nouvelles cartes gravimétriques dans la zone d'étude.

Le choix de la méthode de séparation des données gravimétriques

Il existe plusieurs méthodes de séparation des anomalies gravimétriques. Nous avons le choix entre la technique graphique et la technique analytique. La technique graphique étant fastidieuse et très subjective, nous avons opté pour la technique analytique des moindres carrés. Un choix objectif de la régionale s'est effectué en utilisant la méthode empirique de

Zeng et al. (2007). Les résultats obtenus obéissent aux critères d'une bonne séparation régionale-résiduelle, c'est-à-dire une séparation qui permet de bien isoler les anomalies dont les sources sont dues aux structures superficielles et /ou locales de celles dont les sources sont lointaines et /ou profondes.

Le choix de la régionale

Pour interpréter les structures superficielles, il est nécessaire de définir une résiduelle qui est fixée par le choix de la régionale. Le critère de choix de la régionale que nous avons utilisée est d'autant plus objectif qu'il est basé sur la corrélation entre la régionale analytique et la régionale spectrale qui fixe également la profondeur d'investigation et tient compte des variations du champ de Bouguer dans toutes les directions (Noutchogwe, 2010 ; Kenfack, 2013). La surface régionale (d'ordre 5) déduite produit une résiduelle plus efficace qui met en évidence les secteurs gravimétriques dans la région et permet une modélisation de type 2D1/2 de façon objective.

Le choix des contrastes de densité

Nous avons estimé les contrastes de densité des corps par inversion des données gravimétriques. Les valeurs estimées corroborent les résultats obtenus par des études géologiques dans la région.

Le choix de la profondeur d'investigation

La profondeur d'investigation est une profondeur maximale des sources dont les anomalies constituent le champ résiduel. L'altitude optimale h_0 du prolongement vers le haut de la Bouguer fixe cette profondeur. Ainsi sur le plateau de l'Adamaoua, la carte d'anomalies gravimétriques résiduelle de degré 5 mettra essentiellement en évidence l'effet gravifique des structures se trouvant à une profondeur n'excédant pas 12,5 km.

Le choix du modèle du sous-sol

Lors de l'interprétation gravimétrique, la non unicité des solutions pose un problème. Cette non unicité des solutions est due au fait que des combinaisons (contraste de densité, épaisseur de terrain) différentes peuvent générer la même anomalie. Les modèles proposés sont contraints par les résultats de l'analyse spectrale, de l'inversion gravimétrique et la détermination au préalable de la profondeur d'investigation. Les résultats trouvés aussi bien

pour les densités attribuées aux corps que pour les profondeurs moyennes des sources d'anomalie sont analogues à ceux déterminés par la modélisation directe 2D1/2.

III.4.2 Comparaison des résultats aux résultats obtenus dans la zone d'étude en utilisant d'autres méthode.

Les résultats obtenus dans ce travail apportent des éléments nouveaux pour la compréhension du sol et du sous-sol du plateau de l'Adamaoua.

Les cartes de Bouguer

En résumé, nous pouvons dire que :

- 1- Dans les villes de Ngaoundéré et Belel, se trouvent les anomalies négatives qui varient de -150 mGal à -105 mGal. Ces anomalies sont associées à l'effondrement du bloc sédimentaire constitué essentiellement des conglomérats, des grès et des marnes. Ces mêmes anomalies négatives sont présentes au centre du massif de Ngaoundéré entre les localités de Mbé et Ngaoundéré et seraient dues à la présence des roches granitiques qui constituent le socle.
- 2- Dans la ville de Djohong, se trouvent des anomalies lourdes. Ces anomalies représenteraient l'effet des roches probablement basaltiques dans le substratum.
- 3- L'analyse de la variation des anomalies de la carte de Bouguer prolongée aux altitudes 10, 20, 30, 40, 50, 60, et 120 km permet de constater une forte atténuation des anomalies positives. Quant aux anomalies négatives, elles gagnent en volume au fur et à mesure que l'altitude de prolongement augmente pour ne former qu'une seule et même structure dont le centre serait sous Meiganga, suggérant une origine profonde pour ces anomalies.
- 4- L'étude des cartes des gradients nous a permis de voir que les zones portées par les anomalies variant de façon brutale, peuvent être caractérisées comme étant des failles, des roches intrusives ou des contacts géologiques.

La cartographie des linéaments

Une nouvelle carte structurale de la région (figure 24), met en évidence les linéaments déjà détectés par Déruelle et al., (2007) (figure 1), les linéaments nouvellement détectés et un corps intrusif situé au sud de Mbé jamais détecté par les études géophysiques antérieures. Les failles n° 7, 8, 9, 10 et 11 mises en évidence par cet auteur sont clairement identifiées sur la

nouvelle carte. L'interprétation quantitative par la méthode de déconvolution d'Euler nous a permis d'évaluer et de mettre en évidence les profondeurs des différentes failles. Ces failles contrôlent les principales voies de circulation des rivières ainsi que l'emplacement des griffons des sources thermominérales. Leur cartographie s'avère déterminante pour le développement socio-économique de la région. Elle permettrait en effet de localiser les points favorables à l'écoulement des nappes souterraines et à la présence de sources thermominérales.

L'analyse spectrale

Dans le cadre de cette étude, l'analyse spectrale met en évidence une discontinuité qui correspondrait au toit de la structure responsable de l'anomalie positive à une profondeur moyenne de 9,7 km. Par contre, les travaux de Dorbath et al., (1984) et de Noutchogwe (2010) ont signalé une profondeur des intrusions volcaniques sous le plateau de l'Adamaoua estimé à 7,3 km et à 11 km respectivement. L'écart entre la profondeur des anomalies gravimétriques positives du présent travail à celui de Dorbath et Noutchogwe s'explique par le fait que ces deux précédents travaux étaient uniquement basés sur les données gravimétriques mesurées qui sont très éparées alors dans le présent travail intègre les données gravimétriques haute résolution.

La modélisation

Pour valider les résultats de la modélisation, nous avons décidé de comparer les résultats du profil P3 à ceux obtenus par d'autres auteurs. Ce profil traverse le secteur où les précédents travaux gravimétriques ont été réalisés et renforce certaines hypothèses déjà supportées par les précédentes études géophysiques et géologiques réalisées dans cette zone. Les similitudes et les divergences significatives sont observées entre les résultats déduits des travaux actuels et antérieurs en fonction du nombre de corps, de la forme, de l'orientation et du contraste de densité. Dans le présent travail, le modèle de structure associé au profil P3 est constitué des gneiss, granites, basaltes et séries sédimentaires avec pour contraste de densité respectivement $+0,1 \text{ gcm}^{-3}$, 0 gcm^{-3} , $+0,3 \text{ gcm}^{-3}$ et $-0,2 \text{ gcm}^{-3}$. Le corps de contraste de densité $+0,3 \text{ gcm}^{-3}$ est responsable de l'anomalie résiduelle positive observée dans le secteur étudié et correspond à une roche basaltique issue du magma mantellique ; sa percée spectaculaire à travers la croûte terrestre s'est essentiellement effectuée à l'aplomb des fractures du socle. Une partie de ce corps se serait échappée vers la surface, à la suite de la

réactivation des failles panafricaines, donnant lieu aux épanchements volcaniques rencontrés sur le plateau de l'Adamaoua, tandis que l'autre partie se serait refroidie et se serait figée dans les « chambres magmatiques » sous forme d'intrusion. Un tel modèle de substratum intrudé de roches magmatiques est en accord avec le schéma proposé par Temdjim (1986) pour expliquer le mécanisme magmatologique de mise en place des laves dans la région de l'Adamaoua. Le corps de contraste de densité $-0,2 \text{ gcm}^{-3}$ correspond aux sédiments. D'après (Noutchogwe, 2004), ce corps est essentiellement affleurant et n'a pas de signature gravimétrique; il constitue un simple chevauchement sur l'encaissant granitique. Par contre, dans le travail nous constatons que l'épaisseur de ce corps augmente vers le Nord et atteint une profondeur d'environ 8 km. Ce corps serait responsable de l'anomalie de Bouguer résiduelle négative observée au nord du profil. Toutefois il est intéressant de remarquer que le contraste de densité $+0,05 \text{ gcm}^{-3}$ associée aux formations gneissiques comme la signalé les travaux de (Noutchogwe, 2006) est légèrement inférieur au contraste de densité $+0,1 \text{ gcm}^{-3}$ attribué aux gneiss dans le présent travail. Cet écart serait probablement dû au manque des données gravimétriques du secteur étudié. La bonne couverture des données gravimétriques nous a sans doute permis d'obtenir une meilleure modélisation des structures géologiques du plateau de l'Adamaoua.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

CONCLUSION GENERALE

L'étude géophysique du plateau de l'Adamaoua et de ses environs par la méthode gravimétrique est la toute première réalisée avec des données haute résolution.

Le présent travail montre l'intérêt de la densification et de l'interprétation des données géophysiques en utilisant les techniques modernes d'analyses et les algorithmes récents de traitement des données gravimétriques. Les résultats obtenus dans le cadre de cette étude apportent des éléments nouveaux permettant d'améliorer nos connaissances sur les structures géologiques du plateau de l'Adamaoua.

Cette étude était basée (1) sur les données obtenues entre 1960-1967 par l'ORSTOM, (2) les données issues du modèle de champs GGM02C de la mission GRACE. Le traitement de ces données a permis d'obtenir les principaux résultats suivants :

L'association des données gravimétriques provenant de deux sources citées plus haut permet de dresser une nouvelle carte d'anomalies gravimétriques de la région. Cette carte met en évidence en plus des anomalies connues, des anomalies gravimétriques inconnues. La comparaison de cette carte à la carte géologique permet d'identifier les signatures gravimétriques des structures particulières et de donner une interprétation en rapport avec la géologie régionale.

En général, la zone d'étude est composée des anomalies lourdes, en particulier dans la zone montagneuse (falaise de Ngaoundéré) où les formations sont composées des roches basaltiques. En plus de ces anomalies lourdes, nous avons obtenu les anomalies légères en particulier au sommet de la montagne. Ces anomalies légères sont interprétées comme étant dues à un affaissement de la croûte dans cette zone. Elles sont également rencontrées au sud de Ngaoundéré et à l'est de la zone d'étude et pourraient être associées à l'extension du bassin sédimentaire du Mbéré. Celles qui sont rencontrées dans la partie orientale peuvent être associées à des intrusions de roches de faible densité dans la région ou à des granites observées au sud de Meiganga.

L'utilisation de la méthode de séparation basée sur les méthodes analytiques permet d'extraire de la carte de Bouguer, les cartes d'anomalies régionales et résiduelles. La carte d'anomalies résiduelles d'ordre 5 retenue est le support de base pour la modélisation et l'interprétation des structures superficielles n'excédant pas 12,5 km de profondeur. La carte résiduelle retenue ici situe la zone d'étude comme appartenant à un vaste couloir d'anomalies

négligentes encadré dans des anomalies positives et dont les limites sont marquées par des forts gradients d'anomalies. Ces forts gradients caractérisent les structures faillées. L'orientation du couloir d'anomalies ainsi que celle des discontinuités corréleront bien avec celle des accidents tectoniques majeurs dans la région.

Une nouvelle méthodologie est proposée pour l'analyse multi-échelle des maxima locaux du gradient horizontal, permettant de mieux cerner les contours des contacts géologiques. La carte structurale qui en est déduite met en évidence des accidents cartographiés par les études géologiques dans la région et les accidents qui n'étaient pas encore connus jusqu'à nos jours. Cette carte structurale constitue un document important qui pourrait servir de guide dans l'investigation et l'exploitation des sources thermominérales et des nappes d'eaux souterraines dans le secteur étudié. Elle facilitera le repérage des points favorables à leur existence ou à leur émergence. Les accidents cartographiés ont été confirmés par la carte de déconvolution d'Euler. Le système de failles responsable de la structuration de cette région s'avère ainsi organisé selon deux principales familles de directions NE-SW et NW-SE. Les failles de direction NE-SW sont interprétées comme le prolongement de la faille de Fouban-Ngaoundéré et celles de direction NW-SE correspondraient au Cisaillement Centre Camerounais.

Le calcul des profondeurs des structures le long de trois profils judicieusement choisis sur la carte d'anomalies résiduelle d'ordre 5 du plateau de l'Adamaoua par analyse spectrale, révèle deux plans de contraste de densité. Le premier plan à une profondeur moyenne de 3,9 km correspond au toit du socle du plateau de l'Adamaoua et l'autre, à une profondeur moyenne de 9,7 km représente la limite entre la croûte inférieure et la croûte supérieure. Ces résultats sont concordants avec les résultats de Poudjom et al. (1992), qui montrent que la profondeur moyenne de la limite entre la croûte inférieure et la croûte supérieure est de 10 km.

L'inversion des données gravimétriques le long de trois profils gravimétriques traversant le plateau de l'Adamaoua situe les densités des structures entre 2,30 et 3,00 g/cm³

La modélisation directe 2D1/2 des structures à partir des trois profils précédents met en évidence des structures dont les formes dépendent de chaque profil. Ceci traduit l'inhomogénéité du plateau de l'Adamaoua. Elle met également en évidence des structures de contrastes de densité négatifs et des structures de contrastes de densités positifs. Ces caractéristiques confirment que les failles auraient joué plusieurs fois en faveur de

l'affaissement du socle. Les modèles obtenus montrent que le plateau de l'Adamaoua est constitué des sédiments, de granites, de gneiss et de basaltes. Les basaltes et les gneiss sont responsables des anomalies positives décrites sur les cartes d'anomalies résiduelles, tandis que les anomalies négatives sont attribuées à la présence de granites et des sédiments.

PERSPECTIVES

Pour accroître la résolution de ces résultats et approfondir en même temps la connaissance du plateau de l'Adamaoua et de ses environs, il serait intéressant:

- d'utiliser un modèle de champ issu de la mission GOCE à une échelle plus fine de dimensions $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, afin de générer les données de qualité supérieure;
- d'utiliser le modèle numérique de terrain mondial SRTM ou GTOPO afin de s'affranchir des erreurs issues du MNT GLOBE.
- de compléter la modélisation 2D1/2 par une modélisation 3D qui permettra de mettre en évidence les structures du plateau de l'Adamaoua dans toutes les directions;
- de mesurer les densités des carottes obtenues des forages profonds effectués dans la région. Ces densités permettront de connaître avec plus de précision la nature et la profondeur des corps qui serviront à améliorer sa modélisation;
- d'effectuer une étude sismique dans la région qui donnerait sans doute des informations plus précises sur la profondeur et la géométrie des corps intrusifs non affleurant suspectés dans la région et aiderait à améliorer leur caractérisation géophysique.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdelrahman, E. M., Bayoumi, A. I., Abdelhady, Y. E., Gobashi, M. M. and El-Araby, H. M. (1989).** Gravity interpretation using correlation factors between successive least squares residual anomalies. *Geophysics*, 54, 1614-1621.
- Abdelrahman, E. M., Riad, S., Refai, E. and Amin, Y. (1985).** On the least-squares residual anomaly determination. *Geophysics*, 50, 473-480.
- Agocs, W.B. (1951).** Least-squares residual anomaly determination. *Geophysics*, 16, 686- 696.
- Baranov, V. (1957).** A new method for interpretation of aeromagnetic map: pseudo gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22, 359-383.
- Benaim., E.H et Bouramdane L. (2003).** Plan coté du GPS. *2nd FIG Regional Conference, Marrakech, Morocco*, December 2-5, 2003.
- Benaim., E.H, Swassi., A.M and Sevilla., M.J. (1997).** The first Northern Moroccan Geoid. *Journal of Physics and Chemistry of the Earth*, 23, 1, 65-70.
- Bhattacharyya, B. K. (1966).** Continuous spectrum of the total-magnetic-field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics*, 31, 97-121.
- Blakely, R. J. (1995).** Potential theory in gravity and magnetic applications. *Cambridge University Press*, 441p.
- Blakely, R. J. and Simpson, R. W. (1986).** Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51, 1494-1498.
- Bouba, A., Kamguia, J., Nouayou, R., Tabod, C.T. and Njandjock, N.P. (2018).** Crustal Structures of the Adamawa Plateau (Cameroon) from Combined Terrestrial Gravity Measurements and GRACE Model. *European Journal of Scientific Research*, Vol. 148 No 2 January, 2018, pp. 277-287.
- Bouba, A., Kamguia, J., Tabod, C.T., Yap, L., Nouayou, R., Kande, H.L. and Oyoa, V. (2017).** Subsurface Structural Mapping Using Combined Terrestrial and Grace Gravity Data of the Adamawa Plateau (North-Cameroon). *International Journal of Géosciences*, **8**, 869-887.
- Brown, C. and Girdler, R. W. (1980).** Interpretation of African Gravity and Its Implication for the Breakup of the Continents. *Journal of Geophysical Research* 8 (B11), 6443-6444.

- Browne, S. E. and Fairhead, J. D. (1983).** Gravity study of the Central African Rift System: a model of continental disruption, the Ngaoundere and Abu Gabra Rifts. *Tectonophysics*, 94, 187-203.
- Burke, K. (2001).** Origin of the Cameroon Line of Volcano-Capped Swells. *Journal of Geology*, 109, 349-362.
- Cady, J. W. (1980).** Calculation of gravity and magnetic anomalies of finite-length right polygonal prisms. *Geophysics*, 45, 10, 1507-1512.
- Cara, M. (1989).** Géophysique. *Géosciences Dunod Université*, 186p.
- Chevassus-Agnès, A. M. (1968).** Aspect géomorphologique du fossé tectonique de la rivière Mbéré et de sa bordure méridionale, région de Djohong. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 4, 145-160.
- Collignon, F. (1968).** Gravimétrie de reconnaissance de la République Fédérale du Cameroun. *O.R.S.T.O.M. (Paris)*, 35p.
- Collignon, F. (1970).** Rapport sur quelques profils gravimétriques et magnétiques dans la vallée de la Mbéré. *Rapport Centre O.R.S.T.O.M. de Bangui, multigr*, 25, 17 fig, 5 pl. h-t.
- Cooper, G. R. J. (2004).** Euler deconvolution applied to potential field gradients. *Exploration Geophysics*, 35, 165-170.
- Cordell, L. (1979).** Gravimetric expression of graben faulting in Santa Fe country and the espanola basin, New Mexico. In: *Ingersoll, R. V., (Ed.), Guidebook to Santa Fe country: New Mexico Geol. Soc. Guidebook. 30th Field Conference*, 59-64.
- Cordell, L. and Grauch, V. J. S. (1985).** Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan basin, New Mexico. In: *Hinze, W. J., (Ed.), The utility of regional gravity and magnetic anomaly Maps: Society of Exploration Geophysicists*, 16p.
- Cornacchia, M. et Dars, R. (1983).** Un trait structural majeur du continent africain. Les linéaments centrafricains du Cameroun au Golfe d'Aden. *Bulletin de la Société Géologique France*, 25, 101-109.
- De Almeida, F. F. M., Hasui Y., Brito Neves, B. B. and Fuck, R. (1991).** Brasiliano structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, 17, 1-29.
- Déruelle, B., Ezangono, J., Lissom, J., Ngnotué, N., Ngounouno, I., Nkoumbou, C., Nono, A., and Simo, E. (1987).** Mio-Pliocene basaltic lava flows and phonolitic and trachytic

- plugs north and east of Ngaoundéré (Adamaoua, Cameroon). In: *Current Research in African Earth Sciences*, E. Matheis and A. Schandelmeier (ed.), Balkema, Rotterdam, 4p.
- 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. *Compte Rendu de Geosciences*, 339, 589-600.
- Dimitriadis, K., Tselentis, G. A. and Thanassoulas, K. (1987).** A basic program for 2-D spectral analysis of gravity data and source depth estimation. *Computers and Geosciences*, 13, 5, 549-560.
- Direction des Mines et de la Géologie (1979).** Carte géologique de la République Unie du Cameroun au 1/1 000 000.
- Dorbath, L., Dorbath, C. W. et Fairhead, J. D. (1984).** Structure de la croûte sous le plateau de l'Adamaoua (Cameroun). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, 298, 11, 539-542.
- Dorbath, L., Dorbath, C., Fairhead, J. D. and Stuart, G. W. (1986).** A teleseismic delay time study across the Central African Shear Zone in the Adamawa region of Cameroon, West Africa. *Geophysical Journal of Royal Astronomy and Society*, 86, 751-766.
- Duclaux, F., Martin, J., Blot, C. et Remiot, R. (1954).** Etablissement d'un réseau général des stations gravimétriques en Afrique, à Madagascar, à la Réunion et à l'Île Maurice. *Editions ORSTOM, Paris*, 50p.
- 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, 1, 13-19.
- Dumont, J. F. (1987).** Etude structurale des bordures Nord et Sud du plateau de l'Adamaoua: influence du contexte atlantique. *Géodynamique*, 2,1, 55-68.
- Everaerts, M. et Mansy, J.L. (2001).** Le filtrage des anomalies gravimétriques, une clé pour une compréhension des structures tectoniques du Boulonnais et de l'Artois (France). *Bulletin de la Société Géologique*, 172, 3, 267-274.
- Fairhead, J.D. and Okereke C.S. (1988).** Depths to major density contrast beneath the West African in Nigeria and Cameroon based on the spectral analysis gravity data. *Journal of African Earth Sciences*, 7, N°5/6, 769-777, 192.

- Geldart, L. P., Gill, D. E. and Sharma, B. (1966).** Gravity anomalies of two-dimensional faults *Geophysics*, 16, 6p.
- Gérard et Griveau, (1972).** Interprétation quantitative en Gravimétrie ou en Magnétisme à partir de la carte transformée de gradient vertical. *Geophysical prospecting*, 20, 460-481.
- Golden Software, Inc (1999).** Surfer Version 7.00. Surface Mapping System.
- Gouhier, J., Nougier, J. et Nougier D. (1974).** Contribution à l'étude volcanique du Cameroun ("Ligne du Cameroun" Adamaoua). *Annuaire de la Faculté des Sciences, Université de Yaoundé, Cameroun*, 17, 3-48.
- Grauch, V. J. S. and Hudson, M. R. (2007).** Guides to understanding the aeromagnetic expression of faults in sedimentary basins: lessons learned from the central Rio Grande rift, New Mexico. *Geosphere*, 3, 6, 596-623.
- Green, W. R. (1975).** Inversion of gravity profiles by use of a Backus-Gilbert approach. *Geophysics*, 40, 763-772.
- Guiraudie, C. (1955).** Carte géologique de reconnaissance à l'échelle du 1/500 000. Feuille Ngaoundéré-Ouest avec notice explicative. *Direction des Mines et de la Géologie du Cameroun*, 23p.
- Hammer, (1939).** Terrain correction for Gravimeter surveys. *Geophysics*, 4, 3, 184-194.
- Heck, B. (1990).** An evaluation of some systematic error sources affecting terrestrial gravity anomalies, *Bulletin Geodésique*, 64, 88-108.
- Heiskanen, W.A. and Moritz, H. (1967).** Physical Geodesy, *Freeman, San Francisco*, 364p.
- Hjelt, S.E. (1992).** Pragmatic Inversion of Geophysical Data. *Springer-Verlag, Germany*, 262p.
- Huestis, S. P., and Ander, M. E. (1983).** IDB2-A Fortran program for computing extremal bounds in gravity data interpretation. *Geophysics*, 48, 999-1010.
- Jacobsen, B. H. (1987).** A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps. *Geophysics*, 52, 390-398.
- Kamgang, P. (2003).** Pétrologie et Géochimie d'un secteur clé de la Ligne du Cameroun : les monts Bamenda. Implication sur l'origine et l'évolution des magmas. *Thèse de Doctorat d'État, Université de Yaoundé I*, 373p.

- Kamgang, P., Njonfang, E., Nono, A., Dedzo, M. G. and Tchoua, F. (2010).** Petrogenesis of a silicic magma system: Geochemical evidence from Bamenda Mountains, NW Cameroon, Cameroun Volcanic Line. *Journal of Africa Earth Sciences*, 58, 285-304.
- Kamguia, J., Tabod, C.T., Tadjou, J.M., Manguelle-Dicoum, E., Nouayou, R. and Kande, L. H. (2007).** Accurate gravity anomaly interpretation: A case-study in Cameroon, Central Africa. *Earth Sciences Research Journal*, 11, 111-119.
- Kampunzu, A. B., Caron, J. H. and Lubala, R. T. (1986).** The East African rift, magma genesis and astheno-lithospheric dynamism. *Episodes*, 9, 211-216.
- Kande, H. L. (2008).** Etude géophysique de la structure de la croûte le long du fossé tectonique de la Mbere (Sud Adamaoua – Cameroun). *Thèse de Doctorat/Ph.D, Université de Yaoundé I*, 120p + annexes.
- Kapajika, B. (2003).** Les granites calco-alcalins de l'Ouest de Tibati dans la chaîne panafricaine Nord-équatoriale au Cameroun. Pétrogenèse et structurogenèse. *Thèse Doctorat Université de Lubumbashi*, 114p.
- Kearsley A.H.W and Forsberg R. (1990).** Tailored geopotential models applications and shortcomings. *Manuscripta Geodaetica*, 15, 151-158.
- Keating, P. and Pilkington, M. (2004).** Euler deconvolution of the analytic signal and its application to magnetic interpretation. *Geophysical Prospecting*, 52, 165-182.
- Kenfack, J. V. (2013).** Apport de la gravimétrie à l'investigation géophysique de la région du Mont Cameroun. *Thèse de Doctorat/ Ph.D, Université de Yaoundé I*, 120p.
- Kenfack, J.V., Tadjou, J.M., Kamguia, J., Tabod, C.T., Bekoa, A. (2011).** Gravity Interpretation of the Cameroon Mountain (West Central Africa) Based on the New and Existing Data. *International Journal of Géosciences*, 2, 513-522.
- Khattach, D., Keating, P., Mostafa, M. L., Chennouf, T., Andrieux, P. et Milhi, A. (2004).** Apport de la gravimétrie à l'étude de la structure du bassin des Triffa (Maroc nord-oriental): implications hydrogéologiques. *Compte Rendu de Géosciences*, 336, 1427-1432.
- Khattach, D., Mraoui, H., Sbibih, D. et Chennouf, T. (2006).** Analyse multi-échelle par ondellettes des contacts géologiques: application à la carte gravimétrique du Maroc nord-oriental. *Compte Rendu de Géosciences*, 338, 521-526.
- Langel, R. A., Phillips, J. D. and Horner, R. J. (1982).** Initial scalar magnetic anomaly map from MAGSAT. *Geophysical Research Letters*, 9,4, 269-272.

- Lasserre, M. (1961).** Étude géologique de la partie orientale de l'Adamaoua (Cameroun Central) et les principales sources minéralisées de l'Adamaoua. *Bulletin de la Direction des Mines et Géologie du Cameroun*, 4, 130, figure 14, table 6.
- Le Maréchal, A. et Vincent, P. R. (1971).** Le fossé crétacé du Sud Adamaoua (Cameroun). *Cahier O.R.S.T.O.M., série Géologique*, 3, 1, 67-83.
- Markku, P. (2014).** Gravity interpretation and modeling software based on 3D block model, version 2.1, *user's guide*, 63p.
- Menard, J. J., Wandji, P., Déruelle, B. et Ezangono Tolo, J. M. (1998).** Le volcan de Djinga (Adamaoua-Cameroun), géologie et pétrographie. In: *Géosciences au Cameroun*, Vicat J. P. et Bilong P. Collection *GEOCAM 1*, *Presse de l'Université de Yaoundé I*, 169-184.
- Merry, C.L. (2003).** The African Geoid Project and its relevance to the unification of African Vertical Reference Frames, *2nd Figure Regional Conference, Marrakech, Morocco*, December 2-5, 2003.
- Meyers, J. B., Rosendahl, B. R., Harrison, C. G. and Zan-Dong Ding. (1998).** Deepmaging seismic gravity results from the offshore Cameroon Volcanic Line, and speculation of African hotlines. *Tectonophysics*, 284, 31-63.
- Moreau, C., Regnault, J. M., Déruelle, B. and Robineau, B. (1987).** A new tectonic modèle for the Cameroon Line, Central Africa. *Tectonophysics*, 139, 317-334.
- Nagy, D. (1966).** The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, 31, 2, 362-371.
- Nana, R. (1991).** Contribution à l'étude volcanologique et pétrologique des lacs de la région de Wum (province du Nord-Ouest), Cameroun). *Thèse 3e cycle, Université de Yaoundé*, 144p.
- Naudy, H. et Newmann, R. (1965).** Sur la définition de l'anomalie de Bouguer. *Geophysical prospecting*, 13, 1, 1-11.
- Ngako, V. (1999).** Les déformations continentales panafricaines en Afrique Centrale. Résultat d'un poinçonnement de type himalayéen. *Thèse Doctorat d'État, Université de Yaoundé I*, 241p.

- Ngako, V., Jegouzo, P. et Nzenti, J. P. (1991).** Le Cisaillement Centre Camerounais. Rôle structural et géodynamique dans l'orogénèse panafricaine. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, 313, série. II, 457-463.
- 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.
- Ngangom, E. (1983).** Etude tectonique du fossé de la Mbéré et du Djerem, Sud Adamaoua. In: Rifts et fossés anciens (eds. Popoff M. and Tiercelin J. J.). *Bulletin du Centre de Recherche Exploration et Production. Elf-Aquitaine Pau*, 7, 339-347.
- Ngnotué, T. Nzenti, J. P., Barbey, P. and Tchoua, F. M. (2000).** The Ntui-Betamba highgrade gneisses in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 31, 2, 369-381.
- Ngounouno, I. (1998).** Chronologie, Pétrologie et cadre géodynamique du magmatisme cénozoïque de la Ligne du Cameroun. In: *Géoscience au Cameroun, Vicat J. P. et Bilong P. édition et collection GEOCAM*, 1, 169-184.
- Nguimbous, K. J.J., Ndougsa, T., Njandjock, P., Eyike, A., Campos, J.O. and Manguelle, E. (2010).** The structure of the Goulfey-Tourba sedimentary basin (Chad-Cameroon): a gravity study, *Geofísica Internacional*, 49, 4, 181-193.
- Nguiya, S. (2009).** Investigation géophysique du bassin volcano-sédimentaire de Lom (Est-Cameroun) : implications structurales et tectonique. *Thèse de Doctorat/Ph.D Université de Yaoundé I*, 121p +annexes.
- Njanko, T. (1999).** Les granitoïdes calco-alcalins syn-cisaillement de la région de Tibati (Domaine Central de la chaîne panafricaine): leur signification géodynamique par rapport à la tectonique panafricaine. *Thèse 3e cycle, Faculté des Sciences, Université de Yaoundé I*, 158p.
- Njonfang, E., Ngako, V., Moreau, C., Affaton, P. and Diot, H. (2008).** Restraining bends in high temperature shear zone: The “Central Cameroon Shear Zone”, Central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 52, 9-20.
- Nkouathio, D. G. (1997).** Le volcanisme récent du graben de Tombel (Province du Littoral et du Sud-Ouest, Cameroun): volcanologie, géochimie, pétrologie et valeurs agricoles. *Thèse Doctorat 3ème cycle, Université de Yaoundé I*, 179p.

- Nnange, J. M. (1991).** The crustal structure of the Cameroon volcanic line and the Fouban shear zone based on gravity and aeromagnetic data. *Ph.D thesis, University of Leeds, England, 242p.*
- 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, 4, 887-901.
- Nnange, J. M., Poudjom Djomani, Y. H., Fairhead, J. D. and Ebinger, C. (2001).** Determination of the Isostatic compensation mechanism of the region of the Adamawa Dome, West Central Africa, using the admittance technique of gravity data. *African Journal of Science and Technology, Science and Engineering Series*, 1, 4, 29-35.
- Nnange, J. M., Soba, D., Fairhead, J. D. and Stuart, G. W. (1985).** Earthquake activity in Cameroon during 1983. *Revue des Sciences et Technologies, Série Science de la Terre*, 1/2, 45-53.
- Noutchogwe, T. C. (2004).** Apport de la gravimétrie à l'étude de la bordure méridionale du plateau de l'Adamaoua (Cameroun). *Thèse de Doctorat 3e Cycle, Université de Yaoundé I*, 127 p. + annexes.
- Noutchogwe, T. C. Tabod, C. T. and Manguelle-Dicoum, E. (2006).** A gravity study of the crust beneath the Adamawa fault zone, west central Africa. *Journal of Geophysics and Engineering*, 3, 82-89.
- Noutchogwe, T. C. (2010).** Investigation géophysique dans la région de l'Adamaoua par la méthode gravimétrique et magnétique: implications structurales et hydrogéologiques. *Thèse de Doctorat/ Ph.D, Université de Yaoundé I*, 171p.
- Nzenti, J. P., Barbey, P. et Tchoua, F.M. (1999).** Evolution crustale au Cameroun: éléments pour un modèle géodynamique de l'orogénèse néoprotérozoïque. In: *Géologie et environnements au Cameroun, Vicat et Bilong, édition et Collection GEOCAM*, 2, 397-407.
- 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.
- Parker, R. L. (1974).** Best bounds on density and depth from gravity data. *Geophysics*, 39, 644-649.

- Parker, R. L. (1975).** The theory of ideal bodies for gravity interpretation. *Geophysics Journal of Royal Astronomy and Society*, 42, 315-334.
- Phillips, J. D. (1997).** Potential-field geophysical software for the Personal Computer, version 2.2. United States. *Geological Survey Open-file Report*, 34, 97-725.
- Popoff, M. (1988).** Du Gondwana à l'Atlantique Sud: les connexions du fossé de la Bénoué avec les bassins du NE brésilien jusqu'à l'ouverture du golfe de Guinée au Crétacé inférieur. *Journal of African Earth Sciences, Special Publication, Oxford* 7, 409-431.
- Poudjom, D.Y. H., Diament, M. and Wilson, M. (1997).** Lithospheric structure across the Adamawa plateau (Cameroon) from gravity studies. *Tectonophysics*, 273, 317-327.
- Poudjom, D.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*, 100, 22,047- 22,070.
- Poudjom, D.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, Université de Paris Sud, Centre d'Orsay*, 294p.
- Poudjom, D.Y.H., Diament, M. and Albouy, Y. (1992).** Mechanical behaviour of the lithosphere beneath the Adamaoua uplift (Cameroon, West Africa) based on gravity data. *Journal of African Earth Sciences*, 15, 1, 81-90.
- Press, W., Flannery, B., Teukolsky, S. and Vetterling, W. (1986).** Numerical Recipes-The Art of Scientific Computing Cambridge: *Cambridge University Press*, 523-528.
- Rapp, R. H. and Wang, Y. M. (1993).** Geoid undulation differences between geopotential models. *Survey Geophysics*, 14 (4-5), 373-380.
- Regan, R. D. and Marsh, B. D. (1982).** The Bangui Magnetic Anomaly: its geological origin. *Journal of Geophysical Research*, 87, B2, 1107-1120.
- Regan, R. D., Cain, J. C. and Davis, W. M. (1975).** A global magmatic anomaly map. *Journal of Geophysical Research*, 80, 5, 784-802.
- Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millet, A. J. and Somerton, I. W. (1990).** Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55, 180-191.
- Schoeffler, J. (1975).** Gravimétrie appliquée aux recherches structurales et à la prospection pétrolière et minière. *Éditions Technip*, 288p.

- Soba, D. (1989).** La série du Lom: étude géologique et géochronologique d'un bassin volcano-sédimentaire de la chaîne panafricaine de l'Est du Cameroun. *Thèse Doctorat d'État, Université de Paris VI*, 181p.
- Soba, D., Michard, A., Toteu, S. F., Norman, D. I., Penaye, J., Ngako, V., Nzenti, J. P. et Dautel, D. (1991).** Données géochronologiques nouvelles (Rb-Sr, U-Pb et Sm-Nd) sur la zone mobile panafricaine de l'Est Cameroun: âge Protérozoïque supérieur de la série de Lom. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 312, 1453-1458.
- Spector, A. and Grant, F. S. (1970).** Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35, 293-302.
- Stavrev, P. Y. (1997).** Euler deconvolution using differential similarity transformation of gravity or magnetic anomalies. *Geophysical Prospecting*, 45, 207-246.
- Stuart, G. W., Fairhead, J. D., Dorbath, L. and Dorbath, C. (1985).** A seismic refraction study of the crustal structure associated with the Adamawa plateau and Garoua rift, Cameroon, West Africa. *Geophysical Journal of Royal Astronomy Society*, 81, 1-12.
- 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. (2004).** Apport de la gravimétrie à l'investigation géophysique de la bordure septentrionale du craton du Congo (Sud Cameroun). *Thèse de Doctorat/Ph.D Université de Yaoundé I*. 178p.
- Tapley, B. Ries, J., Bettadpur, S., Chambers, D., Cheng, M. Condi, F., Gunter, B., Kang, Z., Nagel, P., Pastor, R., Pekker, T., Poole, S. and Wang, F. (2005).** GGM02- an improved earth gravity field from GRACE, *Journal of Geodesy*, 11p.
- Tchoua, F. M. (1974).** Contribution à l'étude géologique et pétrologique de quelques volcans de la Ligne du Cameroun (monts Manengouba et Bamboutos). *Thèse de Doctorat d'État, Université Clermont-Ferrand*, 347p + bibliographie + 75 figures.
- Telford, W. M., Geldart, L. P. and Keys, D. A. (1976).** Applied Geophysics. *Cambridge University Press, 4th edition*, 860p.

- Temdjim, R. (1986).** Le volcanisme de la région de Ngaoundéré (Adamaoua-Cameroun). Étude volcanologique et pétrographique. *Thèse de Doctorat 3e cycle, Université Clermont Ferrand*, 185p.
- Temdjim, R. (2006).** Contribution à la connaissance du manteau supérieur du Cameroun au travers de l'étude des enclaves ultrabasiques et basiques remontées par les volcans de Youkou (Adamaoua) et de Nyos (Ligne du Cameroun). *Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Yaoundé 1*, 423p + 18p.
- Temdjim, R. et Tchoua, F. M. (1999).** Etude de l'altération palagonitique dans les hyaloclastites du district volcanique de Ngaoundéré (Nord-Cameroun). In: *Géologie et environnements au Cameroun, Vicat et Bilong, édition et Collection GEOCAM, 2*, 285-292.
- Thomson, D. T. (1982).** EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47, 31-37.
- Thordarson, S. (1990).** Wavenumber techniques applied to gravimetry data of four uplifts in Africa. *Master Sciences thesis, University of Leeds, United Kingdom*.
- Thurston, J. B. and Brown, R. J. (1992).** The filtering Characteristics of least-squares polynomial approximation for regional/residual separation. *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, 28, 71-80.
- Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Penaye, J. and Michard, A. (2001).** New U-Pb and Sn-Nd data from North-Central Cameroon and its bearing on the pre-pan-african history of Central. *Precambrian Research*, 108, 45-73.
- Vanicek, P., and Christou, N.P. (1994).** Geoid and its Geophysical Interpretations. *CRC Press, Boca Raton*, 343p.
- Vanié, L. T. A., Khattach, D. et Houari, M. R. (2005).** Apport des filtrages des anomalies gravimétriques à l'étude des structures profondes du Maroc oriental. *Bulletin de l'Institut des Sciences de Rabat, section Sciences de la Terre*, 27, 29-40.
- Vanié, L. T. A., Khattach, D., Houari, M. R., Chourack, M. et Corchette, V. (2006).** Apport des filtrages des anomalies gravimétriques dans la détermination des accidents tectoniques majeurs de l'Anti-Atlas (Maroc). In: *Actes du 3e Colloque Maghrébin de Géophysique appliquée*, 7p.

- Vincent, P. M. (1968).** Attribution au Crétacé de conglomérats métamorphiques de l'Adamaoua (Cameroun). *Annuaire de la Faculté des Sciences Yaoundé, Cameroun*, 1, 69-76.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1995).** New version of GMT released, *Transactions of the American Geophysical Union*, 446p.
- Zeng, H. (1989).** Estimation of the degree of polynomial fitted to gravity anomalies and its applications. *Geophysical Prospecting*, 37, 959-973.
- Zeng, H., Xu, D. and Tan, H. (2007).** A model study for estimating optimum upward continuation height for gravity separation with application to a Bouguer gravity anomaly over a mineral deposit, Jilin province, northeast china. *Geophysics*, 72, 145-150.

ANNEXES

ARTICLES SCIENTIFIQUES PUBLIES

Crustal Structures of the Adamawa Plateau (Cameroon) from Combined Terrestrial Gravity Measurements and GRACE Model

Bouba Apollinaire

*Corresponding Author, Department of Physics
Higher Teachers' Training College
University of Maroua, Cameroon
E-mails: boubaapollinaire@yahoo.fr*

Kamguia Joseph

*Department of Physics, Faculty of Science, University of Yaounde I, Cameroon
National Institute of Cartography, Yaounde, Cameroon
E-mail: kjerryfr@yahoo.fr*

Nouayou Robert

*Department of Physics, Faculty of Science
University of Yaounde I, Cameroon
E-mail: rnouayou1@yahoo.fr*

Tabod Charles Tabod

*Department of Physics, Faculty of Science
University of Yaounde I, Cameroon
E-mail: charlestabod@yahoo.co.uk*

Njandjock Nouck Philippe

*Department of Physics, Faculty of Science
University of Yaounde I, Cameroon
E-mail: pnnouck@yahoo.com*

Abstract

The terrestrial gravity data of the Adamawa Plateau region (North-Cameroon) were combined with data computed from the GRACE gravity model, in order to analyze and better highlight the crustal geological structures. Computed data were compared to measured terrestrial gravity ones using standard deviation and some particular locations called checkpoints. This comparison showed that calculated and measured data have similar precision. These two data sets were therefore superimposed. To isolate the deep source anomalies from those due to less deep density contrasts the maximum level of the upward continuation was obtained using Zeng method. This method is permitted to establish new residual gravity anomaly map in the study area characterized by positive and negative anomalies. For the quantitative interpretation three profiles on this residual map is carried out using a gravity modeling program. The results show a basaltic intrusion under the granite-gneisses substratum.

Keywords: Adamawa plateau; GRACE; Standard deviation; Checkpoint; Residual anomaly

1. Introduction

In this area many geophysical studies have been done. Some are based on regional setting, highlighting deep structural contrasts. The significance attributed to its gravity anomalies does not take into account the effect of density contrasts. These include the works of (Collignon, 1970; Poudjom-Djomani et al., 1997). Some other works are based on gravity data obtained during terrestrial gravity surveys (Noutchogwe, 2004; Noutchogwe, 2010). These data are limited by inaccessibility and deprive a large number of interesting areas, including mountain ranges and virgin forests. It is therefore necessary to find an intermediate technique, which makes it possible to acquire gravity measurements in these unexplored regions. In this study, the main objective is to densify terrestrial measurements with data from the GRACE gravity model GGM02C then identify the geological structures among the crustal formations. Regional-residual separation of the gravity anomaly is performed here using the Zeng et al., 2007 method, in order to isolate the regional components, signatures of deep-seated geological structures from the higher frequency components which are characteristics of near-surface small extended structures. The new residual Bouguer anomaly map obtained is interpreted along three profiles.

2. Materials and Methods

2.1. Presentation of the Study Area

The study area extends between latitudes 5° and 8°N and longitudes 13° to 15°E (Figure 1). The recent geological studies undertaken in this area (Ngako et al., 1991; Kamgang et al., 2010) have permitted to regroup the geological formations into two groups: The basement and cover formations. The basement is formed by the Pan-African and Paleoproterozoic formations. The Pan-African formations are constituted by: granites very abundant in the region, gneisses present in the western part of the region and schist resting on the granite-gneisses basement. The Paleoproterozoic formations are constituted by: gneisses with high degrees of metamorphism which are outcropping on the pan-African formations. The cover formations are represented on the one hand by Cretaceous sedimentary series these are: sediments of Djerem basin and Mbere ditch made up respectively of red clays and marls (Marechal and Vincent, 1971) and the other one by basaltic formations. The terrestrial gravity data were obtained by "Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer" (ORSTOM), now called IRD (Institut de Recherche pour le Developpement). Over the study area 672 measured points has obtained (Figure 2) and corrected.

Figure 1: Location map of the study area

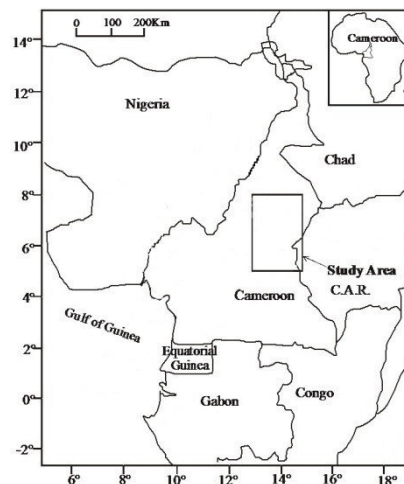
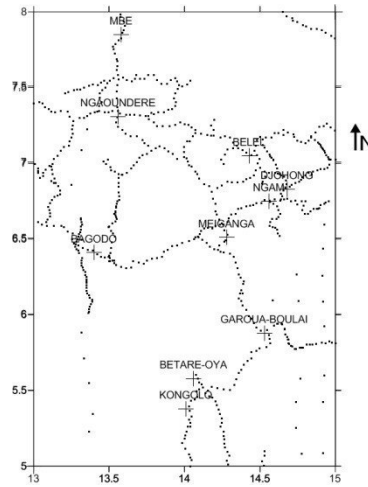


Figure 2: Map of Bouguer data distribution

2.2. Description of GRACE Gravity Data

In this study the densification of gravity data is done by using global geopotential models. These models are obtained from the mathematical decomposition of the gravitation field strength, into a series of spherical harmonic coefficients. The latest can be used to generate gravity anomaly Δg_G at any points with known coordinates on the earth surface, using the following equation (1):

$$\Delta g_G = \frac{GM}{r^2} \sum_{n=2}^{N_{\max}} \left(\frac{a}{r}\right)^n (n-1) \sum_{m=0}^n (\Delta \bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \Delta \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\sin \varphi) \quad (1)$$

where, G is the gravitational constant; M is the mass of the earth, (r, λ, φ) are the spherical coordinates of the computation point; a is the equatorial radius of the earth; $\bar{P}_{nm}(\sin \varphi)$ are the fully normalized associated Legendre functions for degree n and order m ; $\Delta \bar{C}_{nm}$ and $\Delta \bar{S}_{nm}$ are the normalized coefficients of the global model, reduced for even zonal harmonics for the reference ellipsoid. The above expression gives the order, degree and coefficients of the global model used. In this work, gravity data of Adamawa Plateau was densified using GGM02C of GRACE model (Merry, 2003, Tapley et al., 2005; Bouba et al., 2017). The recent geopotential model EGM2008 is of higher degree but is not yet fully tested in the study area.

To get the data from the field model, we proceed as follows: (1) Quadrature the study area by generating a grid based on the values of latitudes (Min and Max) and longitudes (Min and Max). The grids spacing of 5 kilometers (km) were considered. This interval was chosen in order to manage the initial data without losing recorded information. (2) After having generated the coordinates spaced at regular intervals, we interpolated each grid node value of the altitude, using the digital elevation model (DEM) GLOBE (Hastings and Dunbar, 1998). (3) Finally, based on the mathematical relationship program (relation1), which takes as input the parameters mentioned above and the treaty coefficients of GGM02C field model (at GGM.GEO format) file and in turn generates the values of free air gravity data outdoors at each node point. The terrestrial data have more detailed and accurate information and are often used to validate the satellite data. Then, we corrected free air data of the underlying topographic effects using an average rock density of 2.67gcm^{-3} . Due to the presence of relatively smooth topography, no terrain correction was added. Thus, calculated data and terrestrial data are compared by using standard deviation and measured points wisely choose called checkpoints. These data are then combined and adjusted to obtain usable gravity data.

3. Result and Discussion

3.1. Comparison of Calculated and Measured Data using Standard Deviation

The quantity that contains important and interpretable information is the standard deviation (SD). This is a test of quantification, which measures the dispersion deviation from the average size of the study. Table 1 shows that for the measured data, simple Bouguer anomaly varies less than the free air anomaly, whereas the standard deviation of simple Bouguer anomaly becomes greater than that of the free air anomalies for the data from field model. The difference between both values is close to 7 mGal, which is not negligible but does not bias the quality of the obtained data.

Table 1: Statistical comparison of measured and calculated free air and simple Bouguer anomalies

	Free air anomaly Measured (mGal)	Free air anomaly calculated (mGal)	Simple Bouguer anomaly measured (mGal)	Simple Bouguer anomaly calculated (mGal)
Min	-59.97	-10.62	-125.62	-153.9
Max	88.98	37.97	-45.76	-35.76
Average	26.00	15.99	-90.46	-85.74
SD	22.97	12.66	13.28	19.90

3.2. Comparison of Calculated and Measured Data using Checkpoints

The checkpoints are the points from some stations in the study area which will be used as a reference points for the comparison between the predicted values of the gravity anomaly and its actual values. These points and their values depend on the grid spacing considered. For a step of 0.05°, it was necessary to select around the node of a regular grid of size 0.05°×0.05° all points whose coordinates are less than or equal to 0.03°, which were already a value of the measured gravity anomaly. Table 2 illustrates nine control points and statistical comparisons.

Table 2: Statistical comparison of measured and calculated free air and simple Bouguer anomalies

Latitude (degree)	Longitude (degree)	Altitude (meter)	Simple Bouguer anomaly measured (mGal)	Simple Bouguer anomaly calculated (mGal)
5.50	14.30	928	-83.67	-76.41
5.55	14.10	847	-87.04	-97.75
6.35	13.75	973	-88.76	-97.16
6.40	14.30	1000	-114.85	-90.56
6.45	13.30	947	-72.64	-87.28
6.70	13.55	903	-95.29	-78.38
6.95	14.50	1219	-100.34	-108.37
7.10	14.00	1411	-105.60	-116.62
7.25	14.00	1325	-104.32	-107.70

From (table 2), measured and calculated simple Bouguer anomalies are very close. This result shows that the global geopotential model GGM02C represents accurately the gravity anomalies in the Adamawa plateau. The standard deviation of the measured and calculated simple Bouguer anomalies remains substantially the same. Averaging the difference of these anomalies is less than 1mGal (table 3). Through the standard deviation and checkpoints the measured data and calculated data have the same accuracy so they are stackable and can be densified.

Table 3: Average statistical study of simple Bouguer anomalies at checkpoints

	Simple Bouguer anomaly measured (mGal)	Simple Bouguer anomaly calculated (mGal)	Differences between simple Bouguer anomaly measured and calculated (mGal)
Min	- 114.83	- 116.62	1.79
Max	- 72.64	- 76.41	3.77
Average	- 94.72	- 95.58	0.86
SD	12.99	13.77	0.78

3.3. Separation of Gravity Anomalies

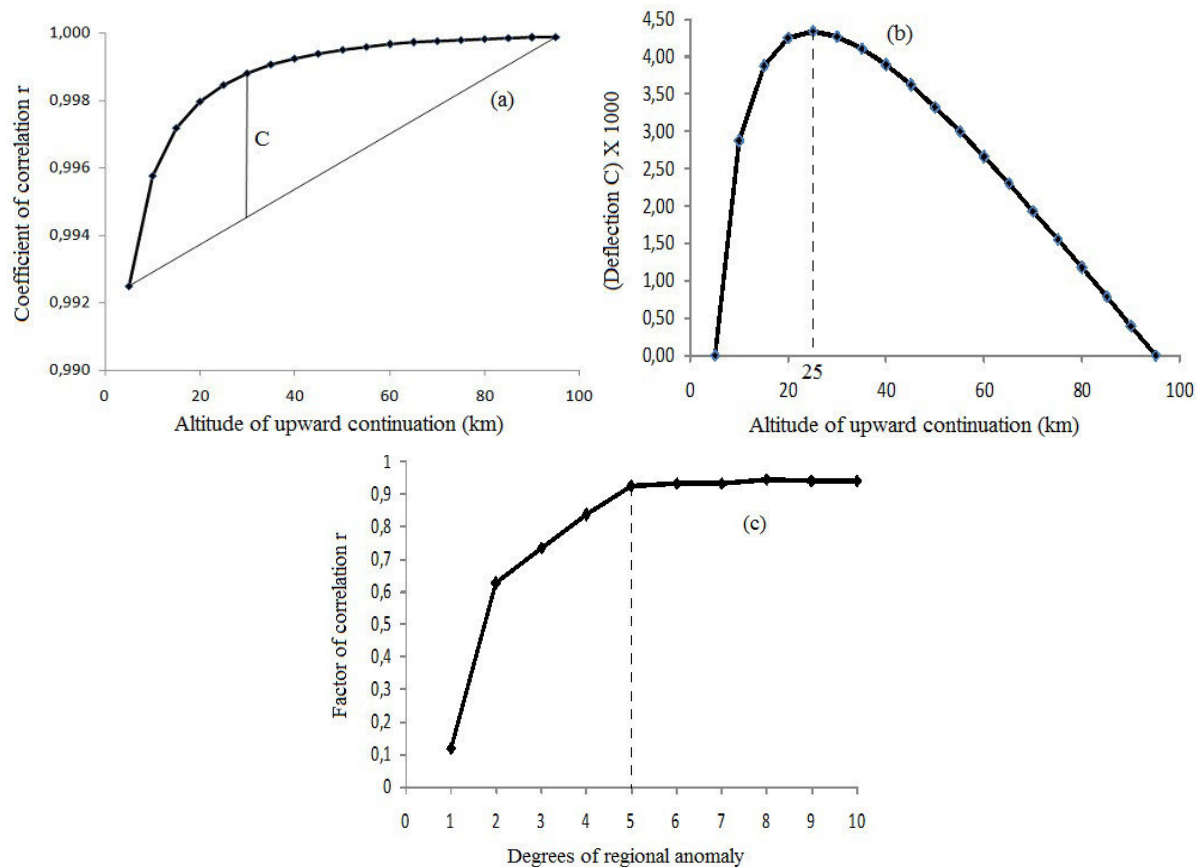
To extract the regional anomaly due to the Moho, we used the empirical method of Zeng et al.,2007 which is a compromise between the upward continuation and polynomial smoothing. This method allows to determine the optimal degree of the polynomial surface, which gives the best estimation of the regional trend from the Bouguer anomaly map. It consists of calculating correlation factor r between upward continued fields at two successive heights. The correlation factor between two gravity fields g_1 and g_2 is calculated by the formula proposed by Abdelrahman et al., 1989.

$$r_{g_1, g_2} = \frac{\sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N g_1(x_i, y_j) g_2(x_i, y_j)}{\sqrt{\sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N g_1^2(x_i, y_j) \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N g_2^2(x_i, y_j)}} \quad (2)$$

where M and N are the number of sampling data along x -direction and y -direction respectively. The correlation factor is plotted as a function of increasing continuation height. The height increases from zero to a level where the change in correlation values has clearly passed the point giving rise to a maximum deflection (Figure 3a). This deflection denoted by C is given by the gap between the curve of the correlation factor and the line joining the two ends of the curve.

For each prolonged map, the number of extrema (points where the gradient is zero) is counted. The retaining high (H_m) is such that, the extrema number of prolonged maps at heights greater than H_m remains approximately constant (Figure 3b). In our case, it corresponds to 25 km (H_{25}). A polynomial smoothing by surfaces of degree d ranging from 1 to 10 is then applied to the anomalies resulting from the upward continuation of the Bouguer at 25 km. The appropriate degree of regional polynomial is estimated from the point of discontinuity on the graphical factor of correlation versus the polynomial degree (Figure 3c). The optimum degree of polynom representing the anomalies due upward continuation at 25 km is 5. The polynomial of degree 5 will be used to extract the regional trend linked to the undulations of the Moho discontinuity. I this study the residual of order 5 is therefore the new map used to highlight density contrasts within the crust.

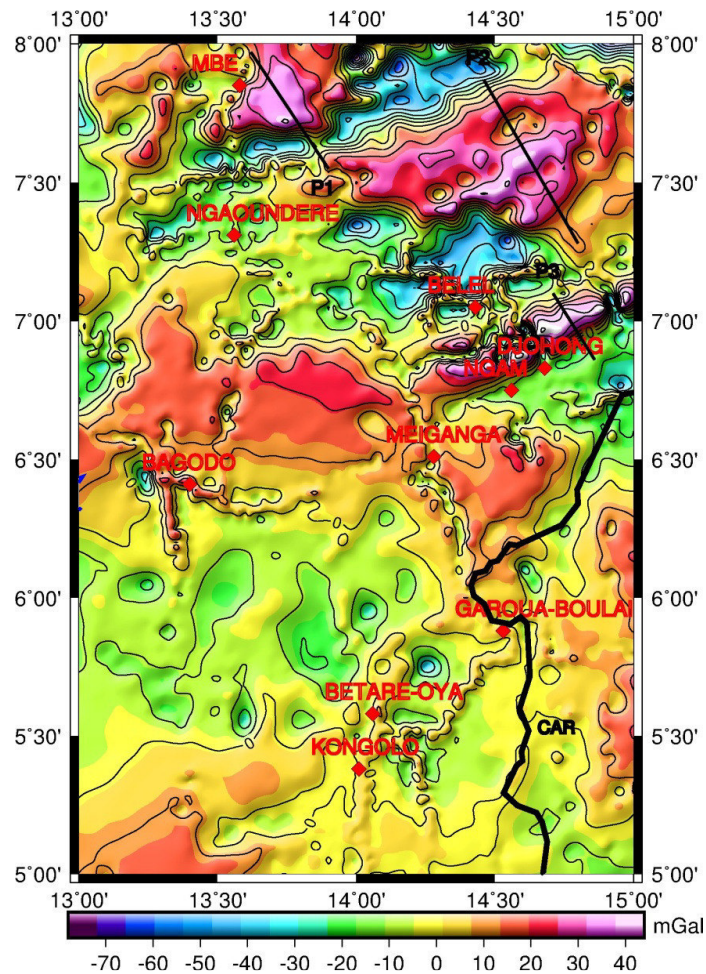
Figure 3: Optimum upward-continuation height by the method of Zeng et al., 2007. (a) Cross-correlation between two successive upward continued as a function of the continuation height, (b) the deflection C of the cross-correlation curve and (c) the factor of correlation according to the degrees of regional anomaly



3.4. Presentation of Residual Gravity Anomalies

The new residual Bouguer anomaly map (Figure 4) obtained after densification of the terrestrial gravity data shows positive and negative anomalies which amplitudes range between +40 mGal and -70 mGal.

Positive anomalies are found at Bagodo, Meiganga, Djohong, south-west of Kongolo, Mbe and north-east of Ngaoundere. On the basis of geological considerations, the positives anomalies in south-west of Kongolo can be interpreted by gravimetric effect at schist of Lom series. At Bagodo, Meiganga and between the localities of Ngam and Belel, the positive residual anomalies observed are assigned to the thinning down of the crust on the one hand and on the other hand to the existence of invisible basaltic rocks under the granite-gneisses basement. At Djohong, a significant lateral gradient of the anomalies is observed with positive maxima and negative minima. This gradient is characteristic of fractured layers. In the northern part of the region, the positive values of residual Bouguer anomalies (+40 mGal) appear in west of Mbe and north-east of Ngaoundere show an uplift of dense rocks in the substratum.

Figure 4: Residual gravity anomaly map of 5th order showing profiles P1, P2 and P3

The negative residual anomalies are found at east of Ngaoundere, north of Belel, south of Bagodo, south and east of Mbe. A close look of this map, the negative Bouguer anomalies at Bagodo indicated the effect of granites which corresponds to the socle. In Ngaoundere these anomalies embodying a low density of the underlying rock. In east and south of Mbe, the negative value of anomalie (-30 mGal) compared to the values obtained in the slopes of the massif ($+40$ mGal), suggest the variable thickness of the structures in this zone. In north of Belel, negative anomalies would indicate the presence of low density rock and associated with granites, conglomerates and formations belonging to the Mbere sedimentary basin. In order to show the capacity of densified data to identify the geological structures revealed by the new residual gravity anomaly map, 2D modeling program (Cooper, 2003) was used along three profiles (P1, P2, P3).

3.5. 2D Modeling of Residual Gravity Anomalies

The 2D modeling is based on the Talwani algorithm to calculate the gravity contribution of each body to the observed anomaly in an interactive way, so a change of a body does not require the recalculation of the whole model. Before construction of 2D models, regional background fields were removed from gravity anomaly profiles to obtain residual fields. The distances are measured in kilometers; the densities are gcm^{-3} and the anomalies in mGal. Similar methodology was successfully used to constructs 2D models of the gravity data (Poudjom-Djomani et al., 1997; Noutchogwe, 2004).

3.5.1. Choice of the Profiles and Constraints of the Model

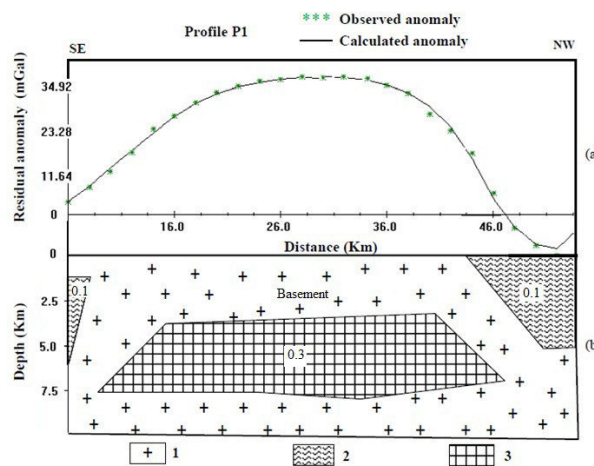
In order to better highlight the crustal geological structures in the Adamawa plateau, we chose three profiles (P1, P2, and P3) on the new residual Bouguer anomalies map in SE-NW direction. These profiles are executed perpendicular to the principal direction of the geological structures to be studied. In this study for the reasons of validation of our results, we decided to compare the results of profile P3 to those obtained by the previous studies. This profile crosses the sector where the previous gravimetric works were carried out.

The modeling consisted in fitting the observed anomalies and computed curves, based on bodies representing the possible geological units present in the subsurface. The mean density of granites, gneisses, basaltic rocks and sedimentary formations (Sandstones and marl) presents in the study area has been taken respectively as 2.65; 2.80; 3; 2.45 gcm^{-3} (Telford et al., 1990). According to (Noutchogwe, 2004) density contrast is the most important parameter for construction of the models. This density contrast is calculated by $C_i = d_0 - d_i$ where d_i is the average density of the *i*th formation and d_0 is the average density of granite, $d_0 = 2.65 \text{ gcm}^{-3}$. A contrast of 0gcm^{-3} was given to the granite which constitutes the basement; 0.1gcm^{-3} to the gneisses and migmatites; 0.3gcm^{-3} to the basaltic rocks and -0.2gcm^{-3} was given to the sediments of the cretaceous Mbere ditch and the Djerem valleys essentially made up of sandstone and marl. The interpretation of profiles (P1, P2, and P3) shows the structural model of the crust.

3.5.2. Interpretations of the Profiles

Profile P1 runs across gneisses granites and then gneisses in succession. The corresponding structural model (Figure 5) shows two granite-gneisses contact along fault planes. This model agrees with the surface geology, which shows that the profile crosses two mylonites bands corresponding to fracture zones affecting the basement in the region. It shows an intrusion of dense rocks with a density contrast of 0.3gcm^{-3} at the base of the granite-gneisses basement which is responsible for the positive residual Bouguer anomaly observed in this area. This dense mass has been identified with the basaltic uplift which probably cooled down and could not reach the earth's surfaces. The model deduced density contrast indicates the presence of igneous intrusion that originated at great depth.

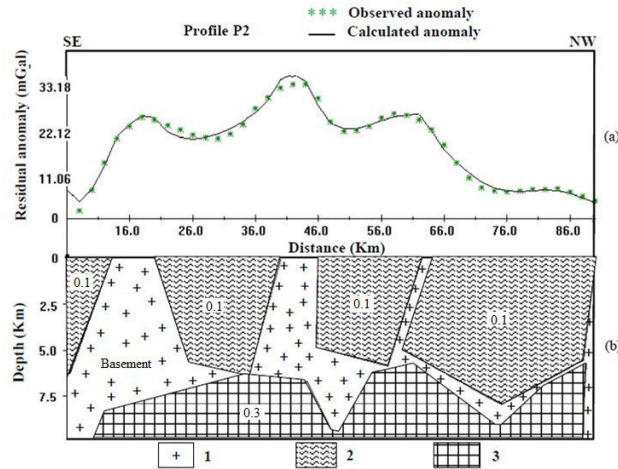
Figure 5: Gravity profile P1. (a) observed and calculated anomaly; (b) structural model of the crust



Profile P2 same as P1 successively crosses granites and gneisses. The corresponding structural model (Figure 6) shows four bodies with contrast density of 0.1gcm^{-3} and might correspond to the gneisses with variable thickness separated each other with few distance. The model also shows an intrusion of dense material at the base of granite-gneisses, which is composed of basaltic rocks. These basaltic intrusions with a density contrast of 0.3gcm^{-3} are seen through the whole profile and are

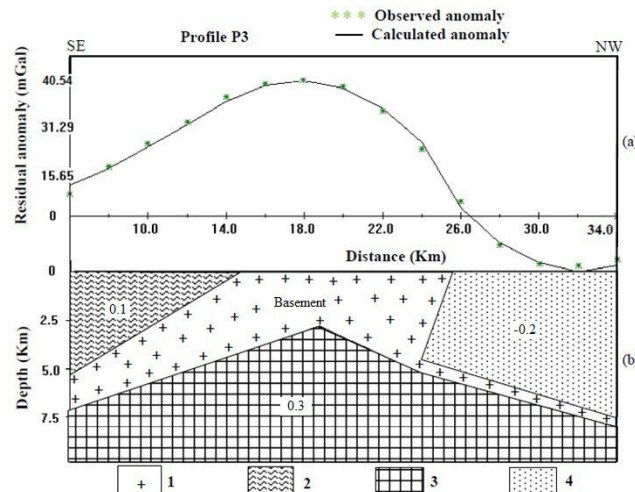
responsible to the positive residual gravity anomaly observed in this zone. The depths to the top of the dense formations vary between 5 km and 8 km.

Figure 6: Gravity profile P2. (a) observed and calculated anomaly; (b) structural model of the crust



Profil P3 runs across gneisses, granites and sedimentary formations. The corresponding model (Figure 7) comprises four bodies. The body1 has a density of 2.65gcm^{-3} and represents the basement of the study area. The body 2 has density of 2.70gcm^{-3} with a density contrast of 0.1gcm^{-3} corresponds to gneisses, which is deeper and has a thickness that decreases and becomes flush about 14 km from the origin of the profile. The body3 has a density of 3gcm^{-3} with a density contrast of 0.3gcm^{-3} represents the basaltic intrusion. This intrusion is particularly marked by a spectacular rise of magma that shows a peak whose roof rises to a depth of 2.53 km and decreases northwards under the sedimentary formations of Mberé ditch. The body4 has a mean density of about 2.45gcm^{-3} with a density contrast of -0.2gcm^{-3} represent sedimentary formations. We noted that the thickness of the sedimentary series increases northward. The sediments are separated of granite by corresponding fault at the northern edge of the Mberé ditch. These sediments are responsible for the negative residual Bouguer anomaly in border of the profile.

Figure 7: Gravity profile P3. (a) observed and calculated anomaly; (b) structural model of the crust



3.5.3. Validation of the Results

To validate our 2D modeling, we decided to compare the profile P3 results to those obtained by others authors. This profile crosses the sector where the previous gravimetric works were carried out and strengthens some hypotheses already supported by the previous geophysical and geological studies carried out in this zone. Significant similarities are underlined through results deduced from present and previous works according to number of bodies, shape, orientation, and density contrast. In the present work, the structural model associated with the profile P3 consists of the gneisses, granites, basalts and sedimentary series with density contrast respectively $+0.1\text{gcm}^{-3}$, 0gcm^{-3} , $+0.3\text{gcm}^{-3}$ and -0.2gcm^{-3} . The body with density contrast $+0.3\text{gcm}^{-3}$ corresponds to the basaltic intrusion under the granite basement. This body is responsible to the positive residual gravity anomaly observed in this sector. The origin of this body is found at great depth; it has cooled down and could not reach the earth's surface. These results are compatible with the findings of (Noutchogwe, 2004) and the scheme proposed by (Temdjim, 1986) to explain the mechanism of magmatologic establishment of lavas in the Adamawa plateau. According to (Noutchogwe, 2004), the body with density contrast -0.2gcm^{-3} is essentially outcrop and has no gravimetric signature; it is constituted to a simple overlap on the granitic socle. In this work we noted that the thickness of this body increases northward and reached a depth of about 8km. These sediments are responsible to the negative residual Bouguer anomaly observed in nord border of the profile contrary to the previous works results. However, it is interesting to note that the density contrast $+0.05\text{gcm}^{-3}$ associated to the gneisses formations as reported by the works of (Noutchogwe, 2004) is slightly lower than the density contrast $+0.1\text{gcm}^{-3}$ attributed to the gneisses formations in the present work. This difference between the results of our work and the previous ones would probably due to the lack of gravity data in this area. The better coverage of gravity data has undoubtedly permitted us to obtain a better 2D modeling of geological structures in the Adamawa plateau.

4. Conclusion

In this study, global geopotential model is used to fill the gaps in the gravity net of the Adamawa plateau. The findings demonstrated that the calculated gravity anomalies using the GGM02C field model are capable of providing gravity data which can be superimposed on the measured terrestrial data for better accuracy and reliability in the gravity anomaly interpretation. The standard deviation and checkpoints were used to prove the accuracy of the data. We found that calculated data had nearly the same accuracy as the measured data in the field, so they are stackable. Using Zeng method, we found that the new residual Bouguer anomaly map of order 5 is the main one for the interpretation of the crustal gravity source. From this map 2D modeling has shown the bodies and density contrast sources of the observed gravity anomalies. The various models show the intrusion of heavy rocks at the basement of the socle with density contrast of about $+0.3\text{gcm}^{-3}$. We interpreted as a rise of intrusive heavy rocks, probably basaltic in the granite-gneisses environment.

Bibliographical References List

- [1] Collignon, F., 1970. "Rapport sur quelques profils gravimétriques et magnétiques dans la vallée de la Mbéré", Centre ORSTOM de Bangui.
- [2] Poudjom-Djomani, Y.H., Diament, M., Wilson, M., 1997. "Lithospheric structures across the Adamawa plateau (Cameroon) from gravity studies", *Tectonophysics* 273, 317-327.
- [3] Noutchogwe, T.C. 2004. "Apport de la gravimétrie à l'étude de la bordure méridionale du plateau de l'Adamaoua ", Thèse de Doctorat 3^e Cycle, Université de Yaoundé I, 127 p.

- [4] Noutchogwe, T.C., 2010. “Investigation Géophysique dans la Région de l'Adamaoua par les Méthodes Gravimétriques et Magnétiques: Implications Structurales et Hydrogéologiques”, Thèse Doctorat/PhD, Université de Yaoundé I, 146 p.
- [5] Zeng, H., Xu, D., Tan, H., 2007. “A model study for estimating optimum upward continuation height for gravity separation with application to a Bouguer gravity anomaly over a mineral deposit, Jilin province, northeast China”, *Geophysics* 72, 145-150.
- [6] Ngako, V., Jegouzo, P., Nzenti, J.P., 1991. “Le Cisaillement Centre Camerounais, rôle structural et géodynamique dans l’orogénèse panafricaine”, *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences de Paris II*(313), 457-463.
- [7] Kamgang, P., Njonfang, E., Nono, A., Dedzo, M. G., Tchoua, F., 2010. “Petrogenesis of a silicic magma system: Geochemical evidence from Bamenda Mountains, NW Cameroon, Cameroun Volcanic Line”, *Journal of Africa Earth Sciences* 58, 285-304.
- [8] Marechal, A., Vincent, P.R., 1971. “Le fossé crétaé du Sud Adamaoua (Cameroun)”, *Cahier d’ORSTROM, Série Géologique* 3(1), 67-83.
- [9] Merry, C.L., 2003. “The African Geoid Project and its relevance to the unification of African Vertical Reference Frames”, 2nd FIG Regional Conference Morocco, December 2-5, 2003.
- [10] Tapley, B., Ries, J., Bettadpur, S., Chambers, D., Cheng, M., Condi, F., Gunter, B., Kang, Z., Nagel, P., Pastor, R., Pekker, T., Poole, S., Wang, F., 2005. “GGM02- an improved earth gravity field from GRACE”, *Journal of Geodesy*, 11 p.
- [11] Bouba, A., Kamguia, J., Tabod, C.T., Yap, L., Nouayou, R., Kande, H.L., Oyoa, V., 2017. “Subsurface Structural Mapping Using Combined Terrestrial and Grace Gravity Data of the Adamawa Plateau (North-Cameroon)”, *International Journal of Geosciences* 8, 869-887.
- [12] Hastings, D. A., Dunbar, P. K., 1998. “Development and assessment of the Global Land One-kilometer Base Elevation digital elevation model (GLOBE)”, *ISPRS Archives* 218-221.
- [13] Abdelrahman, E.M., Bayoumi, A.I., Abdelhady, Y.E., Gobashi, M.M., El-Araby, H.M., 1989. “Gravity interpretation using correlation factors between successive least-squares residual anomalies”, *Geophysics* 54, 1614-1621.
- [14] Cooper, G.R.J., 2003. “Interactive gravity modeling program for Microsoft Windows, School of Geosciences”, University of the Witwatersrand (South Africa).
- [15] Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., Keys, D.A., 1990. “Applied Geophysics, 4th edition of National Conference on geophysics, Cambridge University Press”, Cambridge United Kingdom, 860 p.
- [16] Temdjim, R. 1986. “Le volcanisme de la région de Ngaoundéré (Adamaoua-Cameroun) : Étude volcanologique et pétrographique”, Thèse de Doctorat 3^e cycle, Université Clermont-Ferrand, 185 p.

Subsurface Structural Mapping Using Combined Terrestrial and Grace Gravity Data of the Adamawa Plateau (North-Cameroon)

Bouba Apollinaire^{1,2*}, Kamguia Joseph^{2,3}, Tabod Charles Tabod², Yap Loudi², Nouayou Robert², Kande Houetchak Ludovic³, Oyoa Valentin¹

¹Department of Physics, Higher Teachers' Training College, University of Maroua, Maroua, Cameroon

²Department of Physics, Faculty of Science, University of Yaounde I, Yaounde, Cameroon

³National Institute of Cartography, Yaounde, Cameroon

Email: *boubaapollinaire@yahoo.fr

How to cite this paper: Apollinaire, B., Joseph, K., Tabod, T.C., Loudi, Y., Robert, N., Ludovic, K.H. and Valentin, O. (2017) Subsurface Structural Mapping Using Combined Terrestrial and Grace Gravity Data of the Adamawa Plateau (North-Cameroon). *International Journal of Geosciences*, 8, 869-887.

<https://doi.org/10.4236/ijg.2017.87050>

Received: May 27, 2017

Accepted: July 14, 2017

Published: July 17, 2017

Copyright © 2017 by authors and Scientific Research Publishing Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

Abstract

In order to analyze and determine the geological structures of the Adamawa plateau, the terrestrial gravity data were combined to data computed from GGM02C gravity model. The dense gravity net obtained were further introduced into qualitative and quantitative interpretations. The resulting Bouguer anomaly map obtained from combined data shows NE-SW direction which nearly coincides with the main direction of the fractures affecting the basement in the region and indicates strong gradients marking the presence of discontinuities between heavy and negative gravity anomaly. In order to conduct the quantitative interpretation of the combined gravity data, three profiles were drawn on the residual Bouguer anomaly map and therefore were interpreted using spectral analysis method and 3D density inversion. The knowledge of the depth and density of the geological structures show an uplift of dense rocks under the granite-gneiss substratum. This dense material found in the ENE-WSW direction of the Adamawa Plateau is interpreted as basaltic intrusion probably resulting from tectonic processes. According to this study, the depths of 3.83 km and 9.62 km are the new values of depths obtained for futures investigations in the Adamawa plateau.

Keywords

GGM02C, Adamawa Plateau, Bouguer Anomaly, 3D Density Model, Spectral Analysis

1. Introduction

The study area lies over the Adamawa Plateau (northern Cameroon) between

latitudes 5° and 8°N, and longitudes 13° to 15°E. Previous geophysical and geological studies have been conducted in this area. These include the works of [1] [2] [3] [4] [5]. Some of the above mentioned studies are based on the geophysical signatures of geological units deduced from gravity analyses and their quantitative interpretation. However, a closer look to the terrestrial gravity net of the study area shows that there are many gaps. This might lead to many approximations in geophysical gravity anomaly analyses and interpretations in the region. Hence, the analyses and interpretations should be based on maps showing the real signatures of the geological features. To achieve this goal, a dense gravity net is needed. New gravity campaigns are indicated to fill the gaps. A global geopotential model can also be a solution. Merry [6] showed that GRACE models are more representative of geoid undulations and gravity anomalies in Africa. From statistical studies, [7] [8] showed that gravity data from GGM02C and terrestrial ones have the same precision. In this work, GGM02C gravity data combined to terrestrial ones will be exploited to reinforce the precision of the previous works.

The main objective in this work is to interpret a new Bouguer anomaly map obtained from combined terrestrial and GRACE gravity model GGM02C, then determine the depth and density of the geological structure associated with the crustal formation from a dense gravity net in the study area. On residual Bouguer anomaly map, spectral analysis technic and 3D density inversion were obtained. This method has already been successfully used by [9] [10] to determine the major subsurface structure in the northern edge of the Congo-Craton. With these approaches, we complete the previous geophysical works which used only the terrestrial gravity data.

2. Geological Setting

Previous geological and geophysical studies conducted in the Adamawa plateau (**Figure 1**) indicated that this area is predominantly composed by Precambrian rocks such as migmatic, gneisses and granites that were granitized during the Pan-African tectonic event [12] [13]. It is covered by a sequence of tertiary basaltic lavas [14] (**Figure 2**). These lavas are alkaline, indicating affinity with continental rifts [15]. Sedimentary formations consist mainly of conglomerates, arkosic sandstone and limestone from the Cretaceous Djerem basin and Mbere ditch [14]. These formations have undergone intense volcanic activity leading to the establishment of the basin structure, covered by volcanic materials which reach the surface through deep fractures. These fractures have a location at the base of major crustal lineaments [16]. Three major tectonic structures are associated with the Adamawa Plateau: the Cameroon Volcanic Line (CVL), the Fouban Shear Zone (FSZ) and the South Adamawa Trough (SAT). The CVL is a chain of intra-plate volcano shaped Y which extends from the island of Pagalu in the Atlantic Ocean west of Africa until about 2000 km [17]. The first branch (north) corresponds to the Benue trough and the second branch (east) the Adamawa plateau. Volcanic rocks on this line are composed of alkali basalt, trachyte

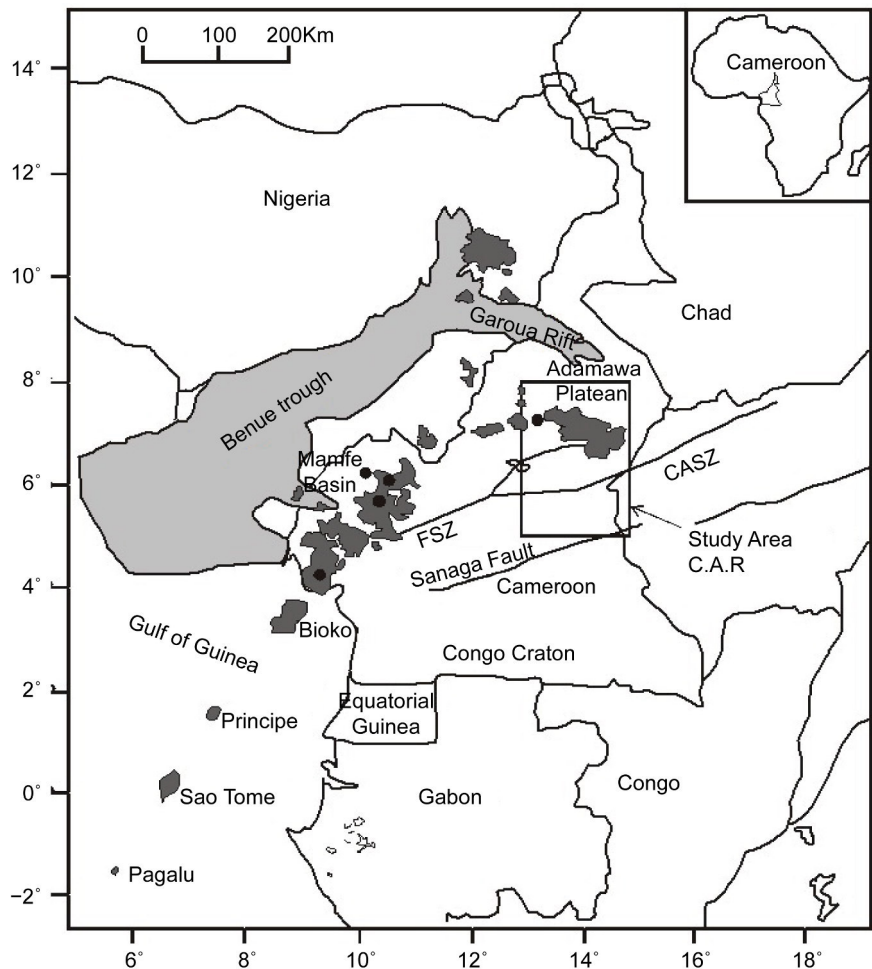


Figure 1. Location map of the Adamawa region-Cameroon modified after [11].

lavas and tuffs. The Foumban Shear Zone is a succession of major accident covered by a series of tertiary volcanoes that one follows from Sudan, through the Central African Republic and Chad up to Foumban in Cameroon [18]. To the west, it is an extension of the pernambuco fault in the north-east of Brazil [19]. The FSZ in Cameroon center displays a dextral sense of displacement [13] [18]. The South Adamawa Trough includes the Cretaceous Mbere ditch and Djerem basin. It is a deep scarps bounded by two faults up to 600 m high command [14]. This gap is due to the movement of the south Atlantic to the Upper Cretaceous [16] [20].

3. Gravity Data and Methods

In this study terrestrial gravity data and data from the global geopotential model GGM02C are available.

3.1. Terrestrial Gravity Data

In this study, terrestrial gravity data were obtained by the “Office de la Recherche Scientifique et Technique d’Outre-Mer” (ORSTOM) [12] [21]. This

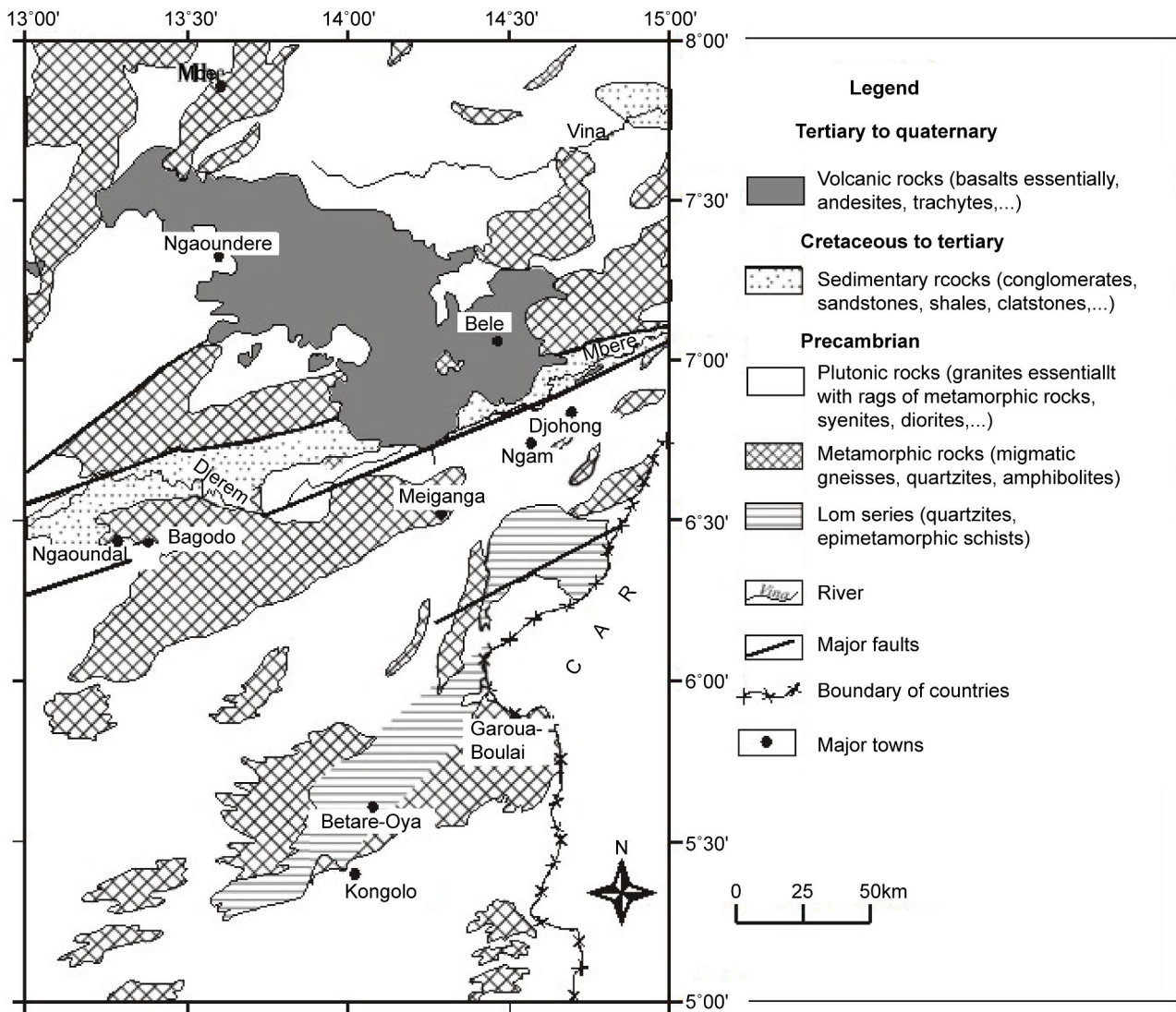


Figure 2. Geological map of the Adamawa region-Cameroon modified from [14].

organization has a very large database and excellent quality recognized internationally. These data were acquired with the Worden and Lacoste Romberg gravimeters. All gravity measurements are tied to the International Gravity Standardization Network 1971 (IGSN71) datum after correction of luni-solar effect and instrumental drift. To determine the free air anomaly, the linear vertical gradient of 0.3086 mGal/m was used to approximate free air correction. Coordinates stations were determined from topographic maps. Elevation values were obtained with Wallace and Tiernan altimeters. An average rock density of 2.67 g/m³ was introduced for simple Bouguer reduction. Due to the presence of relatively smooth topography, no terrain correction was added. The resulting Bouguer anomaly contour map in the study area **Figure 3** constructed using the Generic Mapping Tools (GMT) [22] shows three gravity sectors.

The first sector, located in the central part of the study area consists of a vast negative anomaly that goes from Garoua-Boulai to Djohong passing through

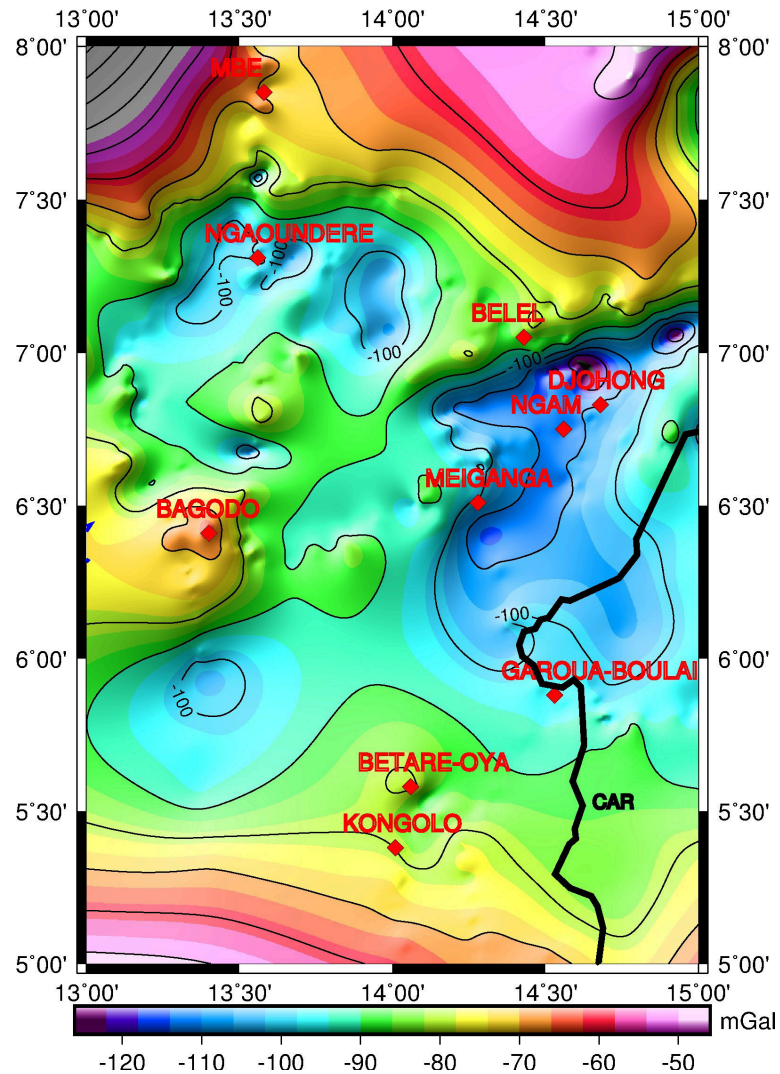


Figure 3. Bouguer anomaly map of the region obtained by using terrestrial gravity data.

Meiganga, covers the entire city of Ngaoundere. An overview of the configuration of anomalies shows a dominant direction NE-SW, which corresponds to the large fault that extends from Fouban to the Mberé Ditch. The magnitude of these anomalies is approximately -100 mGal with minimums reaching -120 mGal. They can be interpreted as the effect of low density formations. The second sector, situated in the southern part of the study area consists of heavy gravity anomaly. This anomaly with amplitude of about -50 mGal can be link to the presence of dense rocks in this sector. The third sector, situated in the northern part of the region, between parallels 7.30° to 8° N, which covers the Ngaoundere mountain zone is characterized by negative anomaly (-75 mGal) with dominant EW trend. This anomaly does not indicate any geological formation, because the zone is composed of basaltic rocks inside the basement. It is due probably either to the lack of gravity data in the region, or the effect of neighboring formations. The orientation of iso-lines of anomalies in this zone does not objectively identify the direction of the Ngaoundere mountain. The

Bouguer anomaly map shows some limitations making a difficult to do the proper gravity investigations. The structure of Adamawa plateau remains poorly known. To solve this problem, terrestrial gravity data must undergo using data from the global geopotential model GGM02C [7] [23].

3.2. Global Geopotential Model: GGM02C

In this part of study data from the Global Geopotential Model were used [23] [24]. The GGM02C model has been publicly released by Deutsches Zentrum für Luft und Raumfahrt (DLR). This model has several advantages: (1) It provides good information in areas previously inaccessible or having terrestrial data gaps and extends across natural and artificial boundary; (2) it incorporates data from different sources including satellite altimetry over oceans, satellite gravity and the terrestrial gravity [20]. In addition, this model represents better the gravity anomalies in the Adamawa plateau. The GGM02C model is complete to spherical harmonic degree and order 200 [7] [8] [25]. The data are first obtained as free-air gravity anomalies and then corrected to underline topographic effects using a Digital Elevation Model (DEM) GLOBE [24]. A reduction density of 2.67 g/m^3 was used for the Simple Bouguer correction. According to [7] [8], the GGM02C gravity data and terrestrial ones have the same precision; so they are stackable and can be superimposed. The better coverage of gravity data has undoubtedly permitted us to draw a better simple Bouguer anomaly map of the region. This map has strengthened some hypotheses already supported by the geological data but not addressed by previous geophysical studies carried out in the study area so far. The orientation of the anomalies agrees well with the overall direction of the tectonic and geological structures. Same as the previous map, the Bouguer anomaly map obtained by combination of terrestrial and GGM02C gravity data (Figure 4) reveals three gravity sectors.

The first sector, located in the middle part of the study area is constituted by negative anomaly with NE-SE direction that goes from Betare-Oya to Djohong passing through Graoua-Boulai and covers the entire city of Ngaoundere and Belel. This anomaly with amplitude of -120 mGal can be considered as the effect of the low densities formations. In this sector heavy anomalies (-20 to -30 mGal) appear in the Mbere basin area. The shape of these anomalies indicates that they would have been affected by folding which occurred during different tectonic phases that have affected the region [26]. The presence of heavy anomalies with NE-SO direction is due to the presence of dense formations under the sedimentary environment. These results are in agreement with geological observations which show that the entire sedimentary series is swung northward [13] [14]. The second sector that covers the south-west of Kongolo is characterized by heavy anomalies (-40 mGal) indicating the presence of dense formations. It is composed mainly of migmatic rocks. The third sector, which situated in the south of Mbe and covers the Volcanic mountain zone, consists of heavy anomalies (-20 mGal) and weak anomalies (-140 mGal) with NE-SO direction. This

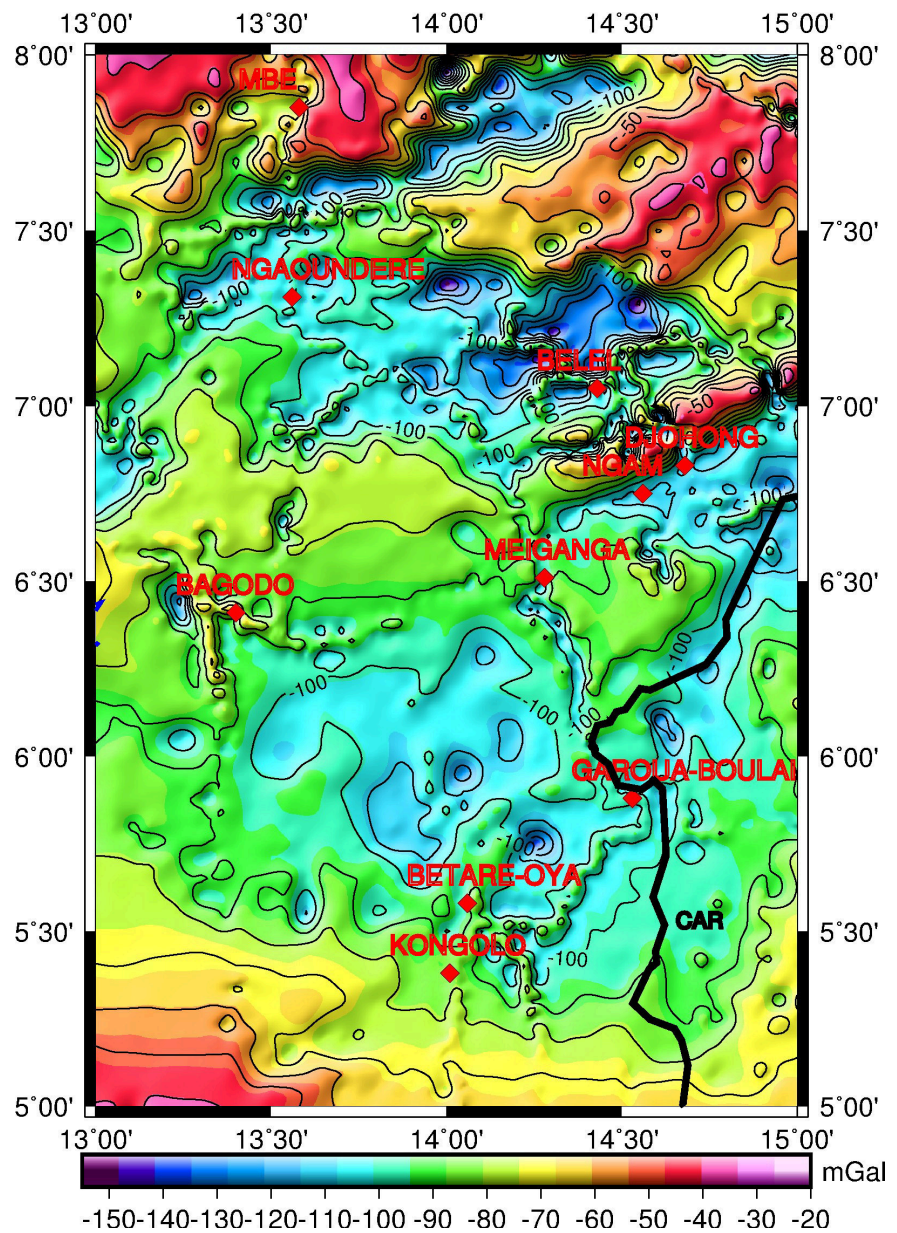


Figure 4. Bouguer anomaly map of the region obtained after densification of gravity data.

map shows that weak anomalies appear in the central part of the massif. These anomalies are due to the collapsing of the crust or are due to the presence of granitic rocks constituting the socle. Heavy anomalies appear in the northern and southern slope of the mountain corresponds to the basaltic intrusion in this area. The direction of anomalies in this map is visibly more developed than that before densification. This direction coincides perfectly with ENE-WSW direction of the Adamawa Plateau and suggests that the intrusion could have been controlled by the tectonic processes.

In gravity method, the Bouguer anomaly map generally overshadow the effects of density contrasts, deep and shallow, wide and local. Regional-residual separation allows to isolate the anomaly due to deep sources and extended than

those from density contrast reduced and shallower extension. This separation was made in our previous works and the residual of order 5 was the best amenable for the geological structures near surface in the Adamawa plateau [7]. In the present work the residual of order 5 will be exploited.

The regional anomaly map (Figure 5) is characterized by a negative gravity anomaly in the center bounded by gradients increasing towards the north. These observations show that the basement is deepening towards the south of the region. Indeed, using geophysical analysis of gravity data, the crustal thickness beneath the northern edge of the Adamawa plateau is about 23 km and 33 km in the north and south respectively [5] [27]. We noticed that, the regional Bouguer

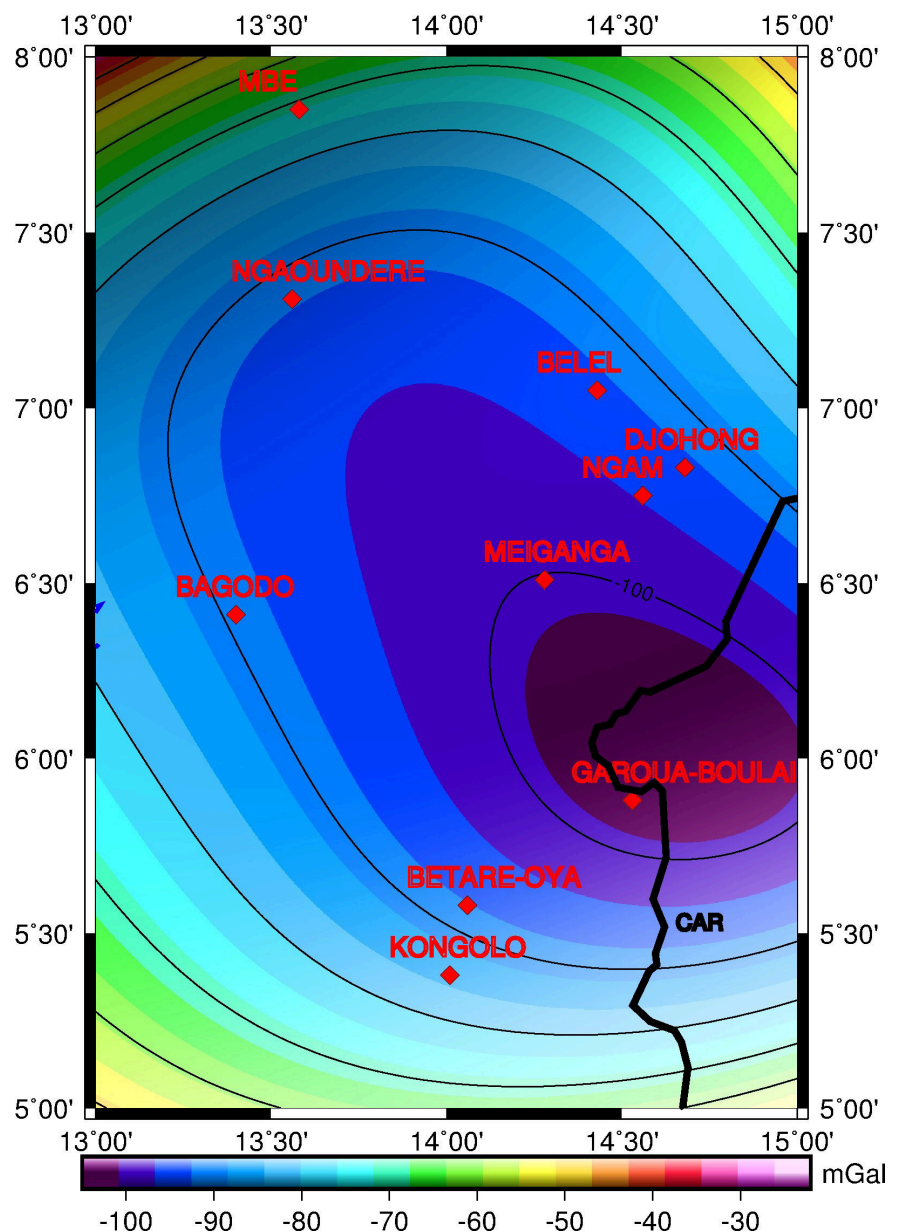


Figure 5. Fifth-order of regional Bouguer anomaly map of the region obtained after densification of the gravity data.

anomaly is dominated by the effect of structures located beyond the Moho. At the level of Mbe the iso-lines of anomalies were NE-SW direction then passed EW to ESE-WNW in the center of study area. This multiple direction of iso-lines indicates that the basement has found at great depth [13] [16]. To the east of meridian 6°N, the region is constituted by the -100 mGal contour line within which is Garoua-Boulai and Meiganga. This contour line is close and represents the thinning of the lithosphere due to asthenospheric uplift under the Adamawa [2] [27].

Residual Bouguer anomaly map of the study area (Figure 6) shows two different sectors: positive sector and negative sector which amplitudes are respectively (+40 and -70 mGal). The positive sector is founded between Ngaoundere

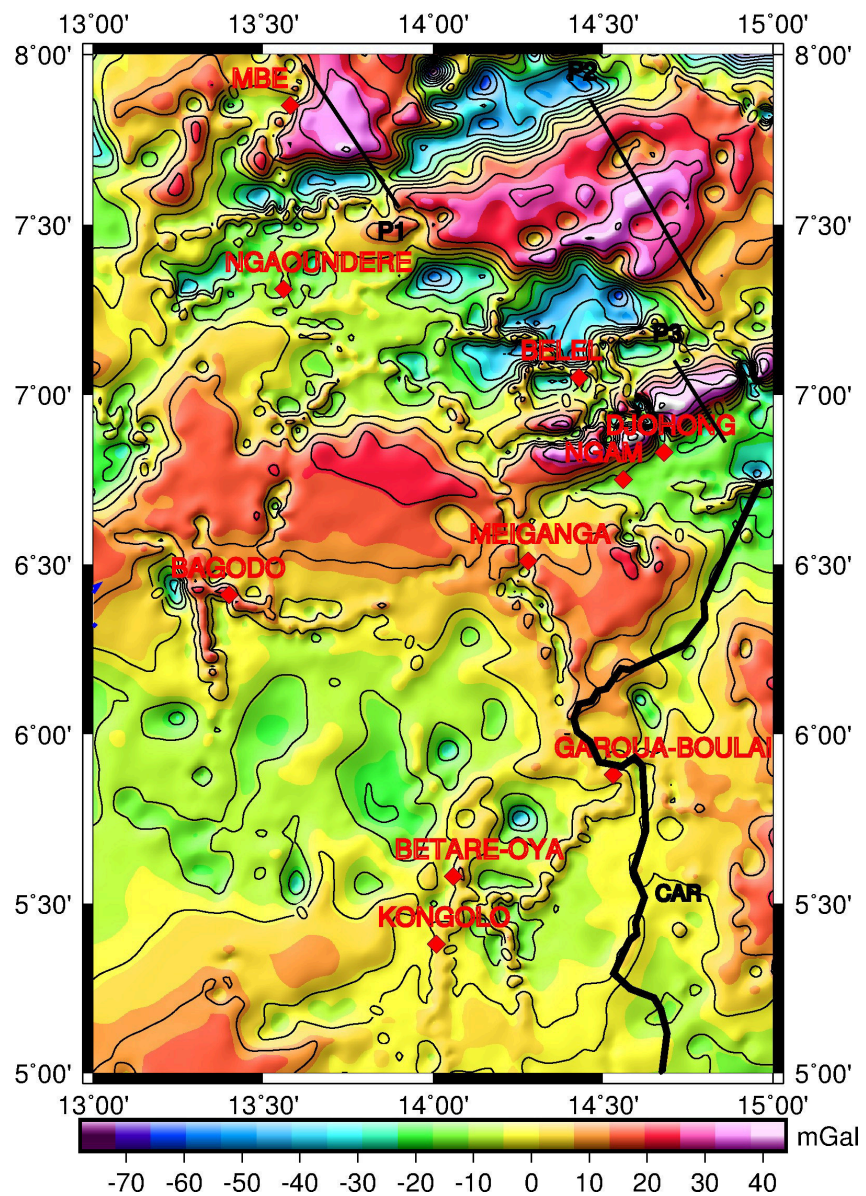


Figure 6. Fifth-order of residual Bouguer anomaly map of the region obtained after densification of gravity data.

and Mbe (P1), north-east of Ngaoundere (P2) and north-east of Djohong (P3) localities indicates uplift basement and lateral high dense rocks. In geological considerations, at level of Djohong the positive residual Bouguer anomaly is assigned to the thinning down of the crust on the one hand and on the other hand to the existence of invisible basaltic rocks under the granite-gneisses basement. Between Ngaoundere and Mbe and north-east of Ngaoundere, the positive anomaly corresponds to the intrusion of dense rock of high density under the low density formation. The negative sector observed around Ngaoundere and north of Belel trending NE-SW. A comparison of this negative anomaly with the geological map shows that, this anomaly is due to the collapsing of the crust and the effect of low density formation. In south and east of Mbe, three peaks of negative anomalies appear in the central part of the massif, the average value of these Bouguer anomalies is -30 mGal. In general Bouguer anomalies are usually negative in the massif and mountains because of the isostasy. The rock density of their root is lower than that of the surrounding earth's mantle. The presence of these peaks of anomalies indicates that, the massif has a variable thickness and is more rooted in these areas than elsewhere. The setting of this massif is linked to a general collapse of the socle in the region. The positive and negative sector is separated by a steep gradient, which corresponds to the effect of discontinuity between two different structures. In order to provide more information in the study area and to show the capability of densified data to detect unknown geological structures, spectral analysis and 3D density inversion based on the geological map were used along three profiles drawn on the residual Bouguer anomaly map.

4. Method

4.1. Power Spectrum Analysis

Spectral analysis as described by [28] is a technical method based on the property of the energy spectrum of the gravity data. It estimates the depths of perturbing bodies. Generally extended anomaly with amplitude which decreases rapidly is characterized by high frequency. However, large anomaly which amplitude decreases slightly is characterized by low frequency spectrum [29] [30]. The estimation of the depths is controlled by the choice of the line defining the slopes. When the energy spectrum logarithm is plotted versus wavenumber, we choose the straight-line segments whose slopes are proportional to the depth of the perturbing body according to the following relation [31] [32]:

$$h = \Delta \text{Log}E / 2\pi \Delta k \quad (1)$$

where $\Delta \text{Log}E$ is the variation of the logarithm of the energy spectrum Δk a wavenumber and h (km) is the depth of perturbing bodies. In this case, h_1 corresponds to the deep density contrast plane and h_2 : shallow density contrast plane. According to [33] the errors value on each profile is 5% of the mean depth value.

4.2. 3D Density Inversion

For 3D density inversion of the structures in the Adamawa plateau we used GRABLOX2 (version 2.1) by [34]. This program calculates the gravity field for 3D block model. A block model is a block divided into cubes. For each cube we note constant density. The program uses two methods: Occam inversion and Singular Value Decomposition (SVD) [35]. For each method there are three options for setting the model (density, height and density + height) [9] [10]. Occam inversion needs to solve much larger matrix system than the SVD. The SVD inversion creates a smooth and continuous model if the gravity data are dense. In such situations the Occam inversion gets unstable and generates very rugged structures. In this study, the Singular Value Decomposition will be used for 3D density inversion. The coefficients of the base of anomaly can be optimized separately for the gravity and gradient data. Spectral analysis is used to constrain depths of bodies responsible for positives anomalies which correlated to the surface geology. The residual and regional anomalies were read with separated format. The inversion will resolve residual density where the mean density of the modeled volume should be added to give geologically realistic density values. For our study densities of the blocks fixed by recent works [9] are used to define the initial model. In this case, the background value should be set to the mean of the density value used in Bouguer corrections (2.67 g/m^3). We used Grablox2 program to optimize densities of the minor blocks model then compare it with the observed Bouguer anomaly. When the observed and calculated Bouguer anomaly is realized, the inversion is obtained. After inversion the distribution of the densities inside the resulting blocks models can be used in geological interpretations.

5. Results and Discussions

5.1. Power Spectrum Analysis

To estimate the average depths of perturbing bodies responsible for gravity data, we used spectral analysis of three profiles (P1, P2, P3) drawn on the residual Bouguer anomaly map. These profiles are executed perpendicular to the main direction of the structure under study and crossed largely the zone where the structure is suspected [29]. For the three previous profiles **Figure 7** presented the power spectrum curves. Two major discontinuities of densities have been identified, the first h1 represents the low frequency associated to deep-seated bodies and h2 represents the high frequency causes by bodies near surface. The deepest discontinuity result of profile P1, P2 and P3 are 8.64 km, 14.41 and 5.80 km respectively for a mean of 9.62 km. These depths could be correspond to the Moho depth in the study area. These results agree with those obtained by [33]. According to this author, the discontinuity of structure in the Adamawa uplift is between 7 and 13 km (with a mean of 11 km). Our result and those obtained by [33] have few differences.

The depths obtained by [33] are based on only terrestrial gravity data while

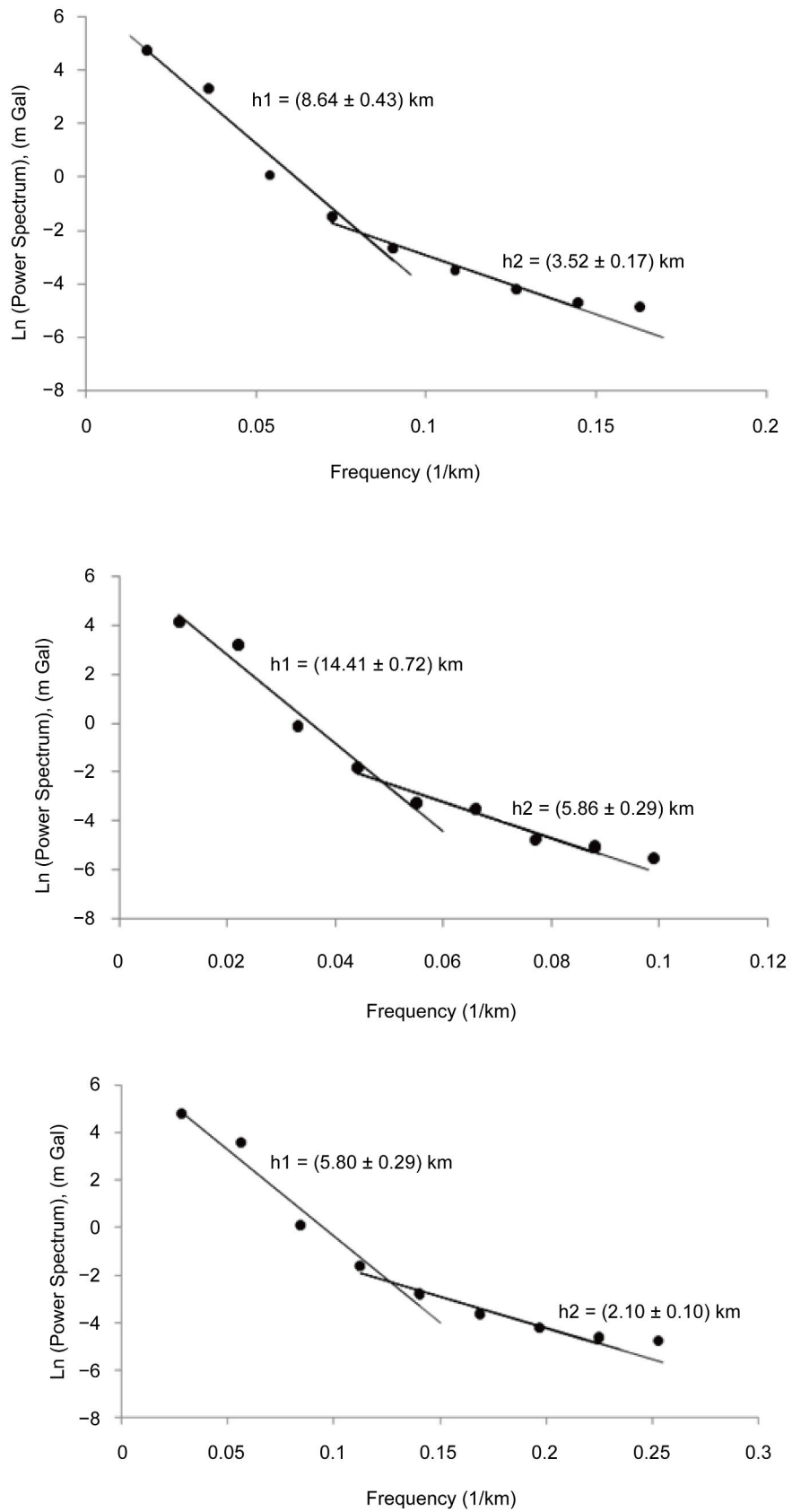


Figure 7. Power spectrum of profiles P1, P2 and P3 from spectral analysis program.

our results are integrating new gravity data in the existing. The second discontinuity associated with the shallowest depths for profiles P1, P2 and P3 is respectively 3.52 km, 5.86 and 2.10 km for a mean of 3.83 km. This value indicates that the sources of anomalies are not deep in the sedimentary basin. These depths are probably due to the base of Mbere sedimentary basin which could be associated with volcanic intrusions due to the positive gravity anomaly. These bodies may be due to the intrusions of dense materials in the basement and could be the boundary between the lower crust and the upper crust. The depths of 3.83 km and 9.62 km are the new values of depths obtained for futures investigations in the Adamawa plateau.

5.2. 3D Density Inversion

The 3D density inversion was obtained using three profiles P1, P2 and P3 trending NE-SE. This inversion informs us to the structure of the Adamawa Plateau.

The structural model associated with profile (P1) (**Figure 8**) consists of three

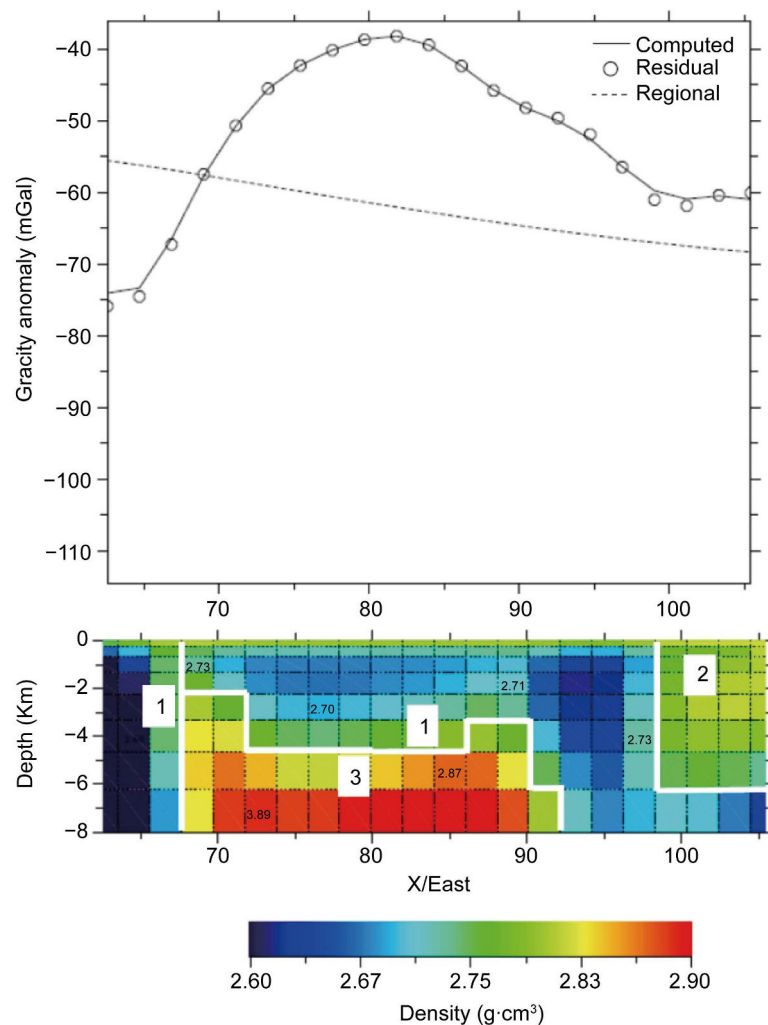


Figure 8. Interpreted 3D density model of profile (P1) from Grablox2 program showing different formations: **1:** Granites; **2:** Gneisses; **3:** Basaltic rocks.

bodies with different compositions. The first body (1) with lower densities between 2.60 g/m^3 and 2.73 g/m^3 is situated at 5 km in the middle and 8 km in the north and south of the model. This formation corresponds to the granitic rock under the crust which the signature is due to the negative Bouguer anomalies observed in this zone. The second body (2) located at the end of the model has a lateral extension and roof that can reach 4 km. This formation with densities ranging from 2.75 g/m^3 to 2.78 g/m^3 can be associated to the gneisses formations. The third body (3) extended laterally beneath the granites in the study area has high density between 2.8 g/m^3 and 2.8 g/m^3 . This body corresponds to the basaltic intrusion which the signature is due to positive gravity anomaly observed on the Bouguer anomaly map.

The structural model of the second profile (P2) (**Figure 9**) consists of three bodies with different shapes, positions and thicknesses. The body (1) starts and

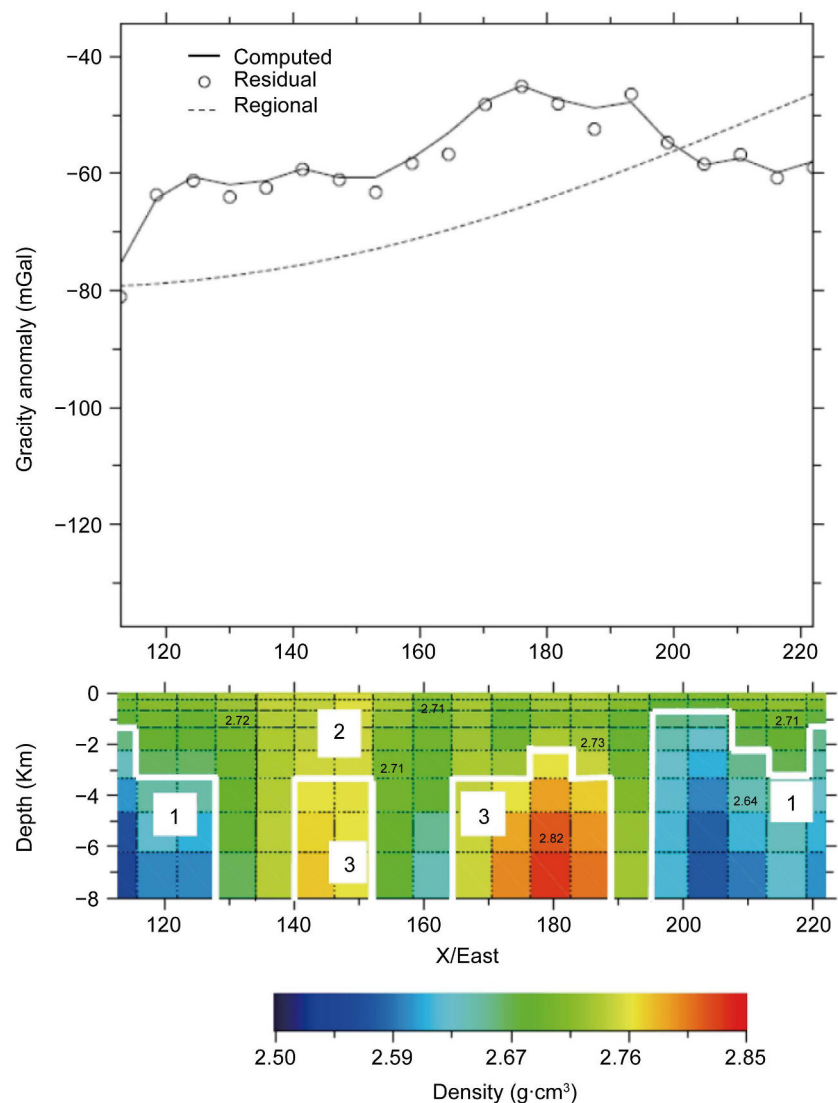


Figure 9. Interpreted 3D density model of profile (P2) from GRABLOX showing different formations: **1:** Granites; **2:** Gneisses; **3:** Basaltic rocks.

ends of the model, is constituted with lower density ranging from 2.60 g/m^3 to 2.73 g/m^3 . This body corresponds to the granitic intrusion at great deep with an extension of about 40 km. The second body (2) with density ranging from 2.75 g/m^3 to 2.78 g/m^3 designed gneisses formations in the basement of the study area. This body begins from surface area and reaches at 8 km in the middle of the model. A layer with density between 2.80 g/m^3 and 2.90 g/m^3 corresponds to the high basement structure body (3) located in the middle of the model. This body constitutes the main pluton of the complex, extends laterally at depth beyond the gneisses and corresponds to the basaltic formations. These formations have been put in place with the aid of the asthenospheric rise which leads to a lithospheric bulge. They are responsible for the positive Bouguer anomaly observed in this area.

Like the other profiles, the general features of profile (P3) (Figure 10) have three principal bodies. The first body (1) with lower density ranging from 2.20 to

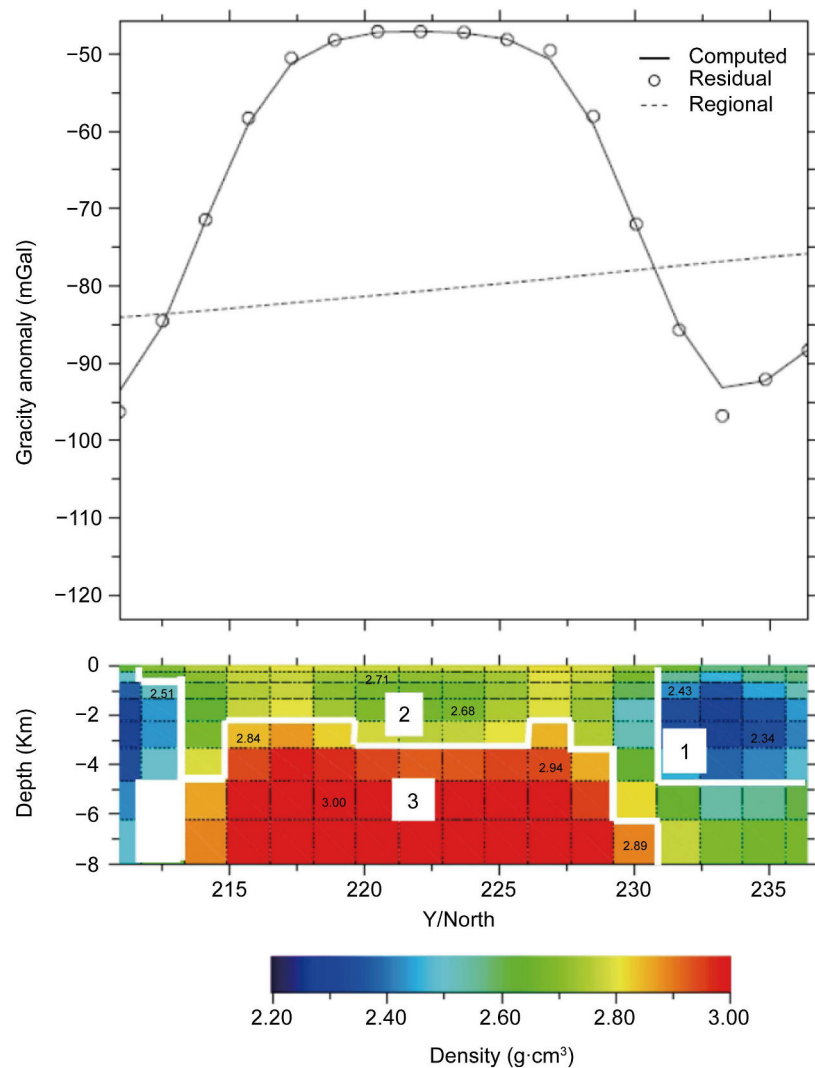


Figure 10. Interpreted 3D density model of profile (P3) from GRABLOX showing different formations: **1:** Sedimentary formations; **2:** Granites; **3:** Basaltic rocks.

2.45 g/m³ is located in the north and south extremity of the model. This body begins at 6 km and 4 km respectively at the start and at the end of model. The negative Bouguer anomaly observed in the northern and southern border of the profile can be attributed to the sedimentary deposit with low density in the study area. The second body (2) with density ranging from 2.68 to 2.78 g/m³ in the middle of the model can be associated with gneiss formation. This formation is at the origins of the positive Bouguer anomaly observed in this zone and related the crustal thickening of the region followed by the fracturing which must have lead to the collapse of large blocks of crust with dimensions of several kilometers. The third body (3) with density between 2.84 g/m³ and 3.00 g/m³, corresponds to the main pluton of the complex and extends laterally at depth beyond granites. This body with high density has a depth beyond 6 km and an extension of about 18 km under the basement. This body is interpreted as a rise of the basaltic rocks in the socle. It generates a positive Bouguer anomaly observed in this area and its installation is carried out in the following way: During a volcanic eruption, the magma crystallizes in deep into magmatic pockets without completely crossing the crust. In this study we observed a spectacular ascent of magmatic rocks, whose roof is about 2.5 km. The topographic expression of this process is the formation of the Adamawa plateau which is accompanied by brittle tectonics characterized by cracks and fractures.

6. Conclusion

In this work, the main objective is to analyze the new Bouguer anomaly map and to determine the depth and density of subsurface structure of the Adamawa plateau by using combined gravity data. The resulting residual Bouguer anomaly map shows positive and negative anomaly. Positive residual anomalies are due to the basaltic structures under granite-gneisses basement while negative gravity anomalies are due to the granite formations or the sedimentary basin. Spectral analysis and 3D density inversion show the depths and densities of geological structures associated with the positive residual Bouguer anomaly. The depths of 3.83 km and 9.62 km are the new values of depths obtained for future investigations in the study area. This area is composed by granitic formation with density ranging from 2.60 to 2.73 g/m³, sedimentary formation with density ranging from 2.20 to 2.45 g/m³, gneisses and basaltic rocks with density between 2.75 to 2.78 g/m³ and 2.84 to 3.0 g/m³ respectively. Our results contain more additional information than those obtained from terrestrial gravity data. Some recent models such as GOCE are also available, but have not yet been fully tested in the study area. For future investigation we will compare several field models from GOCE to choose the one that represents the best gravity data in order to improve the gravity analysis in the Adamawa plateau.

Acknowledgements

The authors would like to thank Markku Pirttijärvi (University of Oulu Finland)

for helpful the 3D density inversion and Late Henry Duquenne (LAREG, France) for putting at our disposal the GGM program. The authors also acknowledge all the reviewers for their constructive comments.

References

- [1] Poudjom-Djomani, Y.H., Diament, M. and Albouy, Y. (1992) Mechanical Behaviour of the Lithosphere beneath the Adamawa Uplift (Cameroon, West Africa) Based on Gravity Data. *Journal of Africa Earth Sciences*, **15**, 81-90.
[https://doi.org/10.1016/0899-5362\(92\)90009-2](https://doi.org/10.1016/0899-5362(92)90009-2)
- [2] Poudjom-Djomani, Y.H. (1993) Apport de la Gravimétrie à l'Etude de la Lithosphère Continentale et Implications Géodynamiques. Etude d'un Bombement Intraplaque: Le Massif de l'Adamaoua (Cameroun). Thèse Doctorat/PhD, Université de Paris-Sud, 229 p.
- [3] 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*, **100**, 22.047-22.070.
- [4] Noutchogwe, T.C. (2010) Investigation Géophysique dans la Région de l'Adamaoua par les Méthodes Gravimétriques et Magnétiques: Implications Structurales et Hydrogéologiques. Thèse Doctorat/PhD, Université de Yaoundé I, 146 p.
- [5] Poudjom-Djomani, Y.H., Diament, M. and Wilson, M. (1997). Lithospheric Structures across the Adamawa Plateau (Cameroon) from Gravity Studies. *Tectonophysics*, **273**, 317-327. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00280-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00280-6)
- [6] Merry, C.L. (2003) The African Geoid Project and its Relevance to the Unification of African Vertical Reference Frames. *2nd FIG Regional Conference*, Marrakech, Morocco, 2-5 December 2003.
- [7] Bouba, A., Kamguia, J., Nouayou, R. and Tabod, C.T. (2016) Relation between Geological Features and Geophysical Signatures of the Adamawa Plateau (Cameroon) from Combined Terrestrial Gravity Measurements and GRACE Model. *Earth Sciences Research Journal* 'unpublished'.
- [8] Kamguia, J., Tabod, C.T., Nouayou, R., Tadjou, J. M., Manguelle-Dicoum, E. and Kande, H.L. (2007) The Local Geoid Model of Cameroon CGM05. *Nordic Journal of Surveying and Real Estate Research*, **4**, 7-23.
- [9] Shandini, N.Y., 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 does Instituto de Geociências*, **33**, 73-82.
- [10] Basseka, C.A., Shandini, Y. and Tadjou, J.M. (2011) Subsurface Structural Mapping using Gravity data of the Northern Edge of the Congo Craton, South Cameroon. *Geofísica*, **28**, 229-245.
- [11] Deruelle, B., Ngounouno, I. and Demaiffe, D. (2007) The Cameroon Hot Line (CHL): a Unique Example of Active Alkaline Intraplate Structure in Both Oceanic and Continental Lithospheres. *Comptes Rendus de Geosciences*, **339**, 589-600.
<https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.07.007>
- [12] Colligon, F. (1968) Gravimétrie de Reconnaissance de la République Fédérale du Cameroun, Orstom Paris, 35 p.
- [13] Dumont, J.F. (1987) Etude Structurale des Bordures Nord et Sud du Plateau de l'Adamaoua: Influence du Contexte Atlantique. *Géodynamique*, **1**, 9-13.
- [14] Marechal, A. and Vincent, P.R. (1971) Le Fossé Crétacé du Sud Adamaoua

- (Cameroun). *Cahier d'ORSTOM Série Géologique*, **3**, 67-83.
- [15] Kampunzu, A.B., Caron, J.H. and Lubala, R.T. (1986) The East African Rift Magma Genesis and Astheno-lithospheric Dynamism. *Episodes*, **9**, 211-216.
- [16] Noutchogwe, T.C., Tabod, C.T. and Manguelle-Dicoum, E. (2006) A Gravity Study of the Crust Beneath the Adamawa Fault Zone, West Central Africa. *Journal of geophysics and Engineering*, **3**, 82-89. <https://doi.org/10.1088/1742-2132/3/1/009>
- [17] Gèze, B. (1941) Sur les Massifs Volcaniques du Cameroun Occidental. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **212**, 498-500.
- [18] Ngako, V., Jegouzo, P. and Nzenti, J.P. (1991) Le Cisaillement Centre Camerounais Rôle Structural et Géodynamique dans l'Orogénèse Panafricaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **313**, 457-463.
- [19] De Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito, N.B.B. and Fuck, R. (1991) Brasiliano Structural Provinces: An Introduction. *Earth Science Reviews*, **17**, 1-29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)
- [20] Benkhelil, J. and Guiraud, R. (1980) La Bénoué (Nigéria): Une chaîne Intracontinentale de Style Atlasique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **290**, 1517-1520.
- [21] Louis, P. (1970) Contribution Géophysique à la Connaissance Géologique du Bassin du Lac Chad, Mémoire ORSTOM, Paris, France, 311 p.
- [22] Wessel, P. and Smith, W.H.F. (1995) New Version of GMT Released. *Transactions of the American Geophysical Union*, **76**, 7 p.
- [23] Tapley, B., Ries, J., Bettadpur, S., Chambers, D., Cheng, M., Condi, F., Gunter, B., Kang, Z., Nagel, P., Pastor, R., Pekker, T., Poole, S. and Wang, F. (2005) GGM02 An Improved Earth Gravity Field from GRACE. *Journal of Geodesy*, **79**, 11 p.
- [24] Hastings, D.A. and Dunbar, P.K. (1998) Development and Assessment of the Global Land One-Kilometer Base Elevation Digital Elevation Model (GLOBE). *International Society of Photogrammetry and Remote Sensing*, **4** p.
- [25] Kamguia, J., Nouayou, R., Tabod, C.T., Tadjou, J.M., Manguelle-Dicoum, E. and Kande, H.L. (2008) Geophysical Signature of Geological Units Inferred from the Analysis of Geoid Maps in Cameroon and Its Surroundings. *Journal of African Earth Sciences*, **52**, 1-8. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2008.02.002>
- [26] Njanko, T. (1999) Les Granitoïdes Calco-alcalins Syn-cisaillement de la Région de Tibati (Domaine Central de la Chaîne Panafricaine): Signification Géodynamique par Rapport à la Tectonique Panafricaine (Cameroun). Thèse de Doctorat 3ème cycle, Université de Yaoundé I.
- [27] Dorbath, L., Dorbath, C., Fairhead, J.D. and Stuart, G.W. (1986) A Teleseismic Delay Time Study across the Central African Shear Zone in the Adamawa Region of Cameroon, West Africa. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, **86**, 751-766. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1986.tb00658.x>
- [28] Spector, A. and Grant, F. S. (1970) Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data. *Geophysics*, **35**, 293-302. <https://doi.org/10.1190/1.1440092>
- [29] Tadjou, J.M., Nouayou, R., Kamguia, J., Kande, H.L. and Manguelle Dicoum, E. (2009) Gravity Analysis of the Boundary between the Congo Craton and the Pan-African belt of Cameroon. *Austrian Journal of Earth Sciences*, **102**, 71-79.
- [30] Zanga-Amougou, A., Ndougsa-Mbarga, T., Meying, A., Layu, D.Y., Bikoro-Bi-Alou M. and Manguelle-Dicoum, E. (2013) 2.5D Modeling of Crustal Structures along the Eastern Cameroon and Western Central African Republic Derived from Finite Element and Spectral Analysis Methods. *Geophysica*, **49**, 75-97.

- [31] Gerard, A. and Debeglia, N. (1975) Automatic Three-Dimensional Modeling for Interpretation of Gravity or Magnetic Anomalies. *Geophysics*, **40**, 1014-1034. <https://doi.org/10.1190/1.1440578>
- [32] Inoue, H. (1986) A Least-Squares Smooth Fitting for Irregularity Spaced Data: Finite Element Approach Using the Cubic B-Spline Basics. *Geophysics*, **51**, 2051-2060. <https://doi.org/10.1190/1.1442060>
- [33] Nnange, J.M., Ngako, V., Fairhead, D. and Ebinger, C.J. (2000) Depths to Density Discontinuities Beneath the Adamawa Plateau Region, Central Africa, from Spectral Analysis of Terrestrial Gravity Data. *Journal of African Earth Science*, **40**, 887-901. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(00\)00058-0](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(00)00058-0)
- [34] Markku, P. (2014) Gravity Interpretation and Modeling Software Based on 3D Block Models. University of Oulu, 63 p.
- [35] Hjelt, S.E. (1992) Pragmatic Inversion of Geophysical Data. Springer-Verlag, Germany, 262 p. <https://doi.org/10.1007/BFb0011079>



Submit or recommend next manuscript to SCIRP and we will provide best service for you:

Accepting pre-submission inquiries through Email, Facebook, LinkedIn, Twitter, etc.

A wide selection of journals (inclusive of 9 subjects, more than 200 journals)

Providing 24-hour high-quality service

User-friendly online submission system

Fair and swift peer-review system

Efficient typesetting and proofreading procedure

Display of the result of downloads and visits, as well as the number of cited articles

Maximum dissemination of your research work

Submit your manuscript at: <http://papersubmission.scirp.org/>

Or contact ijg@scirp.org

Evidence for the Upwelling of Mafic Bodies into the Upper Crust beneath the N40-50°E Branch of the Pan-African Central Cameroon Shear Zone from Gravity Studies

Loudi Yap^{1,2*}, Robert Nouayou¹, Depesquidoux Tchaptchet Tchato³, Joseph Kamguia^{1,2}, Apollinaire Bouba^{1,4}

¹Department of Physics, Faculty of Sciences, University of Yaoundé 1, Yaoundé, Cameroon

²Research Laboratory in Geodesy, National Institute of Cartography, Yaoundé, Cameroon

³Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Yaoundé 1, Yaoundé, Cameroon

⁴Department of Physics, Advanced Teacher's Training College, University of Maroua, Maroua, Cameroon

Email: *loudiyap@yahoo.fr

How to cite this paper: Yap, L., Nouayou, R., Tchaptchet Tchato, D., Kamguia, J. and Bouba, A. (2018) Evidence for the Upwelling of Mafic Bodies into the Upper Crust beneath the N40-50°E Branch of the Pan-African Central Cameroon Shear Zone from Gravity Studies. *Open Journal of Geology*, 8, 278-297.

<https://doi.org/10.4236/ojg.2018.83018>

Received: May 31, 2017

Accepted: March 24, 2018

Published: March 27, 2018

Copyright © 2018 by authors and Scientific Research Publishing Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

Abstract

The existence of mafic bodies at mid crustal level beneath the Pan-African Central Cameroon Shear Zone is still a matter of debate. To provide additional constrains on this issue, the crust of the west region of Cameroon has been investigated using gravity data. Analyses of these data show N40-50°E oriented iso-anomal contours in the Bafoussam area, interpreted as the N40-50°E branch of the Central Cameroon Shear Zone. In addition, spectral analysis and 2.5D gravity modeling reveal intrusions of mafic bodies at depth between 3.2 and 14.2 km under N40-50°E aligned volcanic centers, namely Mt Bambouto and Mt Mbapit. The above observations suggest a structurally controlled emplacement of the mafic bodies. In the light of the recent geophysical data, the interaction between the NE-ward channel flow operating at the bottom of the lithosphere or the asthenosphere upwelling and the Cameroon Shear Zone could better explain the magma upwelling in the upper crust. This result is the novelty of the present work.

Keywords

West Region, Mafic Bodies, Central Cameroon Shear Zone, Gravity, 2.5D Modelling

1. Introduction

The crust at the northern margin of the Congo Craton overprinted by a network

of Pan-African shear zone (Figure 1(a)) has benefited from many geophysical studies [1]-[10] which have improved our knowledge about the crustal structure and even mantle beneath the Cameroon territory.

However, there is no consensus on the upper crustal structure, especially about the existence of intrusions at mid-crustal level. Some authors [5] [6] [7] [8] [9] [11] forwarded that there is heterogeneity at mid crustal levels made by upwelling of magmatic body beneath the central Cameroon domain. Others [4] [13] [14] [15], rather stated that there is no mafic intrusion because the crustal was not significantly modified. In order to provide constrain on this issue, the west Region of Cameroon which contains not only the N40-50°E branch of Central

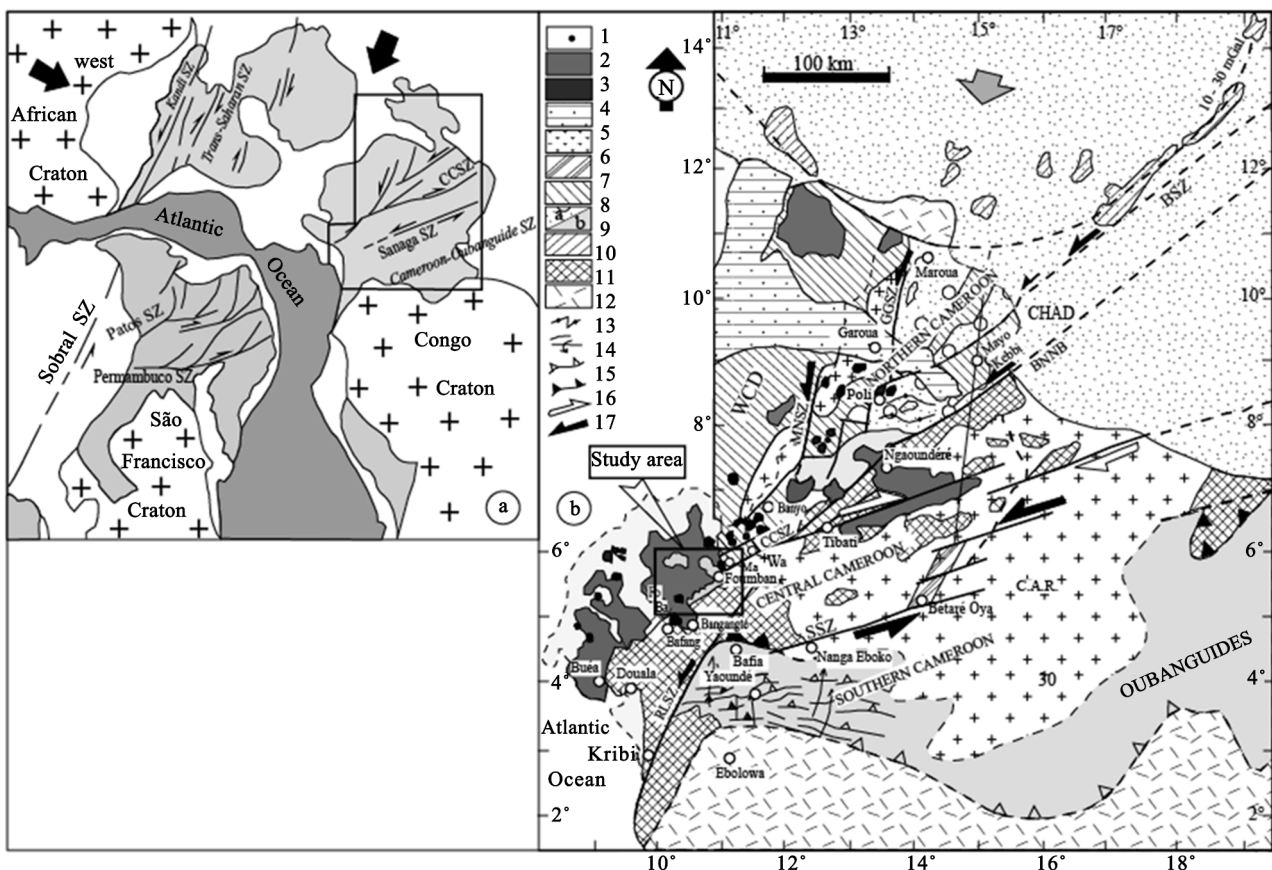


Figure 1. (a) Pan-African shear zone network in pre-Mesozoic reconstruction (after Caby 1989, modified). SZ = Shear Zone: C = Cameroon area; (b) Pan-African structural map of Cameroon and localization of the study area (modified from [12]). 1: Quaternary sediments; 2: Cameroon Line Volcanism; 3: Cameroon Line plutonism; 4: Mesozoic sediments (Benue through); 5: Late syntectonic subalkaline granitoids; 6: Lom syntectonic basin (meta-sediments, conglomerates, volcanic ashes and lavas); 7: Western Cameroon Domain (WCD: early syntectonic basic to intermediate calc-alkaline intrusions, 660 - 600 Ma); 8a: Poli Group (active margin Neoproterozoic supracrustal and juvenile intrusions) 8b: Yaounde Group (intracratonic deposits); 9: Massena-Ounianga gravity highs (10 - 30 mGal); 10: Adamawa-Yadé and Nyong Paleoproterozoic remnants; 11: Craton and inferred craton; 12: S₂ foliation and L₂ lineation trends; 13: F₂ upright and overturned antiforms; 14: syn-D₂ main frontal thrust zone; 15: syn-D₁ thrust zone (separates the LP to MP zone in the North from the HP zone in South); 16: Syn-D₃ sense of shear movement; 17: Syn-D₂ sense of shear movement. Large grey arrow represents Syn-D₁₋₃ regional main stress direction. Thick lines = shear zones (SZ): BSZ = Balché SZ; BNMB = Buffle Noir-Mayo Baléo SZ; CCSZ = Cameroon Central SZ; GGSZ = Godé-Gormaya SZ; MNSZ = Mayo Nolti SZ; RLSZ = Rocher du Loup SZ; SSZ = Sanaga SZ; Ma = Magha; Wa = Wakaa. Small squares: Ba = Bandja complex; Fo = Fomopéa complex.

Cameroon Shear Zone (CCSZ) but also flood basalts, volcanic centers and volcanic lakes, whose alignment coincides with the orientation of that branch, makes it a key area to be investigated. Moreover, no detailed geophysical studies were done in the area and constitute an excellent area to assess the relationship between the upwelling of mafic intrusion and the Pan-African CCSZ. To improve our knowledge about the aforementioned issue, the geophysical study using gravity data aims to 1) identify the major density discontinuities in the upper crust from spectral analysis; 2) constrain the 2.5D gravity modelling of the upper crustal structure in the area; 3) correlate the results obtained, to those reported in N60-70°E branch exposed in the Adamawa plateau. These will be used to identify the implication of CCSZ in the upwelling of mafic body into the upper crust.

2. Geological Setting

The study area belongs to the Adamawa-Yadé domain [12] of the Central African Fold Belt in Cameroon (Figure 1(b)). It is made up of (Figure 2) an assemblage of high grade gneiss 1) 2100 Ma old Paleoproterozoic granulites-facies rocks occurring in Kekem [12], Tonga [16] and the area of Bafia [17], 2) Neoproterozoic metasedimentary rocks [18] [19] which contains amphibolites xenoliths. These gneisses are affected by NE striking ductile transcurrent/transpression shear zone known as Foumban-Foutoni shear zone [20] [21] [22] [23] which has controlled the emplacement of 610 to 570 Ma post-collision granitoids (leucogranites, granites, syenites) of high-K calc-alkaline, peraluminous and shoshonitic affinities [21] [24] [25].

These basement rocks are cross cut by 420 Ma Paleozoic sub-alkaline tholeiites basalt dyke swarms [27] [28] in the area of Dschang, Baham and Bafoussam. They are considered as within-plate magmatism developed in rift setting in relation with the opening of the South Atlantic Ocean [28]. The above mentioned rocks are associated with Cenozoic to Recent magmatic rocks. The latter consists of anorogenic complexes (e.g.: Nda Ali massif; Nkogam massif) and centers such as Mt Bambouto, Mt Mbapit [29], Mt Bana [30], Mt Bangou [31] and flood basalts. This displays a various chemical affinities which include alkaline [32]; transitional [31] and tholeiitic [30].

3. Data Sources and Methods

3.1. The Origin of Gravity Data

The gravity data used in this study were collected during several surveys carried out in Cameroon by IRD (Institut de Recherche pour le Développement, France) between 1963 and 1968 [33] and released by the Bureau Gravimétrique International (BGI). The data was collected at 4 km mean intervals at all gravity stations including base stations, on all available roads and tracks in the area, using Worden and Lacoste & Romberg gravimeters with a mean resolution of 0.01 mGal [34]. The estimated accuracy for the gravity measurement is about 0.2 mGal

dual one, this method which is the most flexible and efficient analytical technique [39] [40] is combined with optimum upward continuation method [38] to determine the best surface representing regional field. The selection criterion of the regional field is the more objective, as it is based on the correlation between the regional analytical and the regional spectral. This correlation also determines the depth of investigation and takes into account the variations of Bouguer anomalies in all the directions [41] [42]. Indeed, to derive an optimum upward continuation height h_0 for gravity separation, the empirical method of [41] was used.

The upward continuation is a method used to separate a regional gravity anomaly resulting from deep sources from the observed gravity [41]. The optimum upward continuation height is obtained by the maximum cross correlation between the upward continued fields at the successive heights which presents a maximum deflection. More details concerning the steps of data treatment are found in [41] [42] [43] and references therein.

3.3. Estimation Method of the Investigation Depth

The investigation depth is the maximum depth of the sources whose anomalies constitute the residual field. This depth is fixed by optimum upward continuation height h_0 . Indeed, on the basis of a model of basement made up of an assembly of thin layers, [44] showed that the power spectrum of regional and residual fields can be expressed in the form of:

$$P_{reg}(k) = c \cdot \frac{s(k)}{2k\Delta z} e^{-2kz_0} \quad (1)$$

$$P_{res}(k) = c \cdot \frac{s(k)}{2k\Delta z} (1 - e^{-2kz_0}) \quad (2)$$

where $s(k)$ is the power spectrum of a density distribution of a thin layer; k is the radial wave number ($k = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$); Δz is the vertical space between the thin layers.

The residual field is caused by the thin layer situated above the depth h_0 and the regional field is caused by the thin layers situated below the depth h_0 . The power spectrum of the total field is given by:

$$P(k) = P_{reg}(k) + P_{res}(k) = C \cdot \frac{s(k)}{2k\Delta z} \quad (3)$$

when $P(k)$ is multiplied by the filter $F(k) = e^{-2kz_0}$ we obtain $P_{reg}(k)$. In the Fourier domain, $F(k) = e^{-2kz_0}$ is the operator which, applied to the Bouguer anomaly, permits the extraction of the regional anomaly. Its expression shows that it also corresponds to the filter of the upward continuation at the height $2Z_0$. Thus, the upward continuation at the height Z_0 eliminates the effect of the sources situated above the depth $\frac{Z_0}{2}$.

3.4. Method of Source-Depth Estimation Using Spectral Analysis

The spectral analysis is an interpretation technique based on the study of power

spectrum properties. This method, applying on profiles as well as on data grids, was carried out through 2-D Fast Fourier Transform (FFT), to estimate depths for the major structures which cause the measured anomaly.

According to this method, as described by [45], the depth of a perturbing body source is obtained from the negative slope of the linear relationship between the logarithmic power spectrum and the wave number of the gravity field. This method is well established and proved its usefulness in schemes of interpretation in gravity [35] [46] [47] [48].

3.5. 2.5D Forward Modelling

The 2.5D gravity modelling was carried out using the interactive computer program GRAV2DC [49] based on the Talwani algorithm, to calculate the anomaly due to various subsurface structures along a profile [50] [51]. This program requires the strike length, investigation depth, density contrasts and a number of points along a profile. In the program, a calculated anomaly is constructed as generated by a model of subsurface represented by polygons. The best model is obtained when the theoretical anomaly matches closely the observed data. In order to constrain the gravity modeling process, all the available independent information have been taken into account, namely the geological knowledge, results of spectral analysis and previous estimation of investigation depth.

4. Results

4.1. Analysis of Bouguer Anomaly

The Bouguer gravity anomaly map of the study area displays negative value from -48 to -110 mGal (**Figure 3**).

The relatively positive and negative anomalies are symmetrically opposed, with respect to NE-SW direction that constitutes the transition zone. The relatively negative anomalies (-80 to -110 mGal) cover the localities of Mbouda and Fokoué with the minima (-110 mGal) centered at the extreme NW of the area. This feature could be related to the caldera of Mt Bambouto which is made up of low density felsic lavas such as trachyte, ignimbrite and phonolite [52]. The relatively positive anomalies (-68 to -50 mGal) are restricted in the extreme SE and SW of the study area. These values are probably due to Precambrian high grade gneiss outcropping at the SE and the association of norite and Precambrian-high grade gneiss in the area of Kekem, respectively. Both areas mentioned above are separated by a NE-SW striking corridor which is delineated in its northern border by NE-SW highly tight anomaly gradient in the area of Bafoussam. This gradient may be the geophysical signature of the N40-50°E branch of the Pan-African Central Cameroon Shear Zone in the area. Contrarily, in its southern border, an arc shaped iso-anomaly counter, matches the geometry of Bazou granitic massif. In addition, negative anomalies are observed at Bangou with nearly circular shaped contours. This is probably due to the intrusion of Bangou granitic massif.

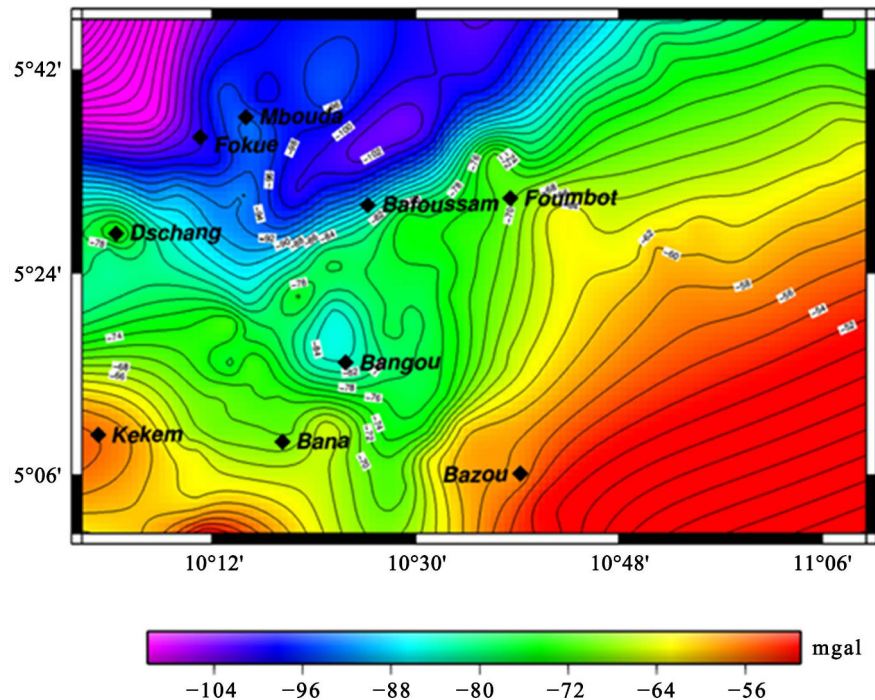


Figure 3. Bouguer gravity anomaly map of the study area (intervals: 2 mGals; color-scale unit: mGal; projection: Mercator).

4.2. Estimation of the Optimum Upward-Continuation Height for Gravity Separation and Investigation Depth

In order to derive an optimum upward continuation height H_0 for regional-residual gravity separation, the correlation factor is plotted as a function of increasing continuation height (**Figure 4(a)**). This is done in such a way that, each correlation factor corresponds to the lower of the two successive heights. The deflection (denoted C on **Figure 4(a)**) at each height is given by the gap between the correlation factor curve and the line joining the two ends of the curve.

The curve showing the deflection at each height (**Figure 4(b)**) attains a maximum at the height $H_0 = 35$ km, corresponding to the optimum upward continuation height.

To choose the order of the regional field which fixes the residual one, we calculate the coefficients of correlation between the upward continued Bouguer field at $H_0 = 35$ km and the regional anomaly field for various orders. We have used the Fourpot program to calculate the upward continuation [53]. The results are presented in the graph of **Figure 4(c)**. It is noted that the upward continued Bouguer field at optimum height has a maximum correlation with the regional anomaly field of order 1. The correlation coefficient factor which imposes the polynomial order selection is very high and equals to 0.99119. This polynomial degree is particular interesting as we have a better chance of locating the roof of intrusive igneous rocks situated in the upper crust.

As far as the investigation depth in this region is concerned, it is situated at

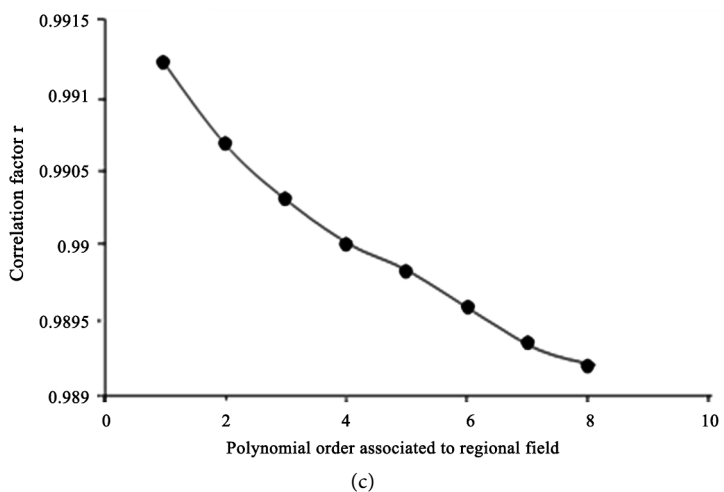
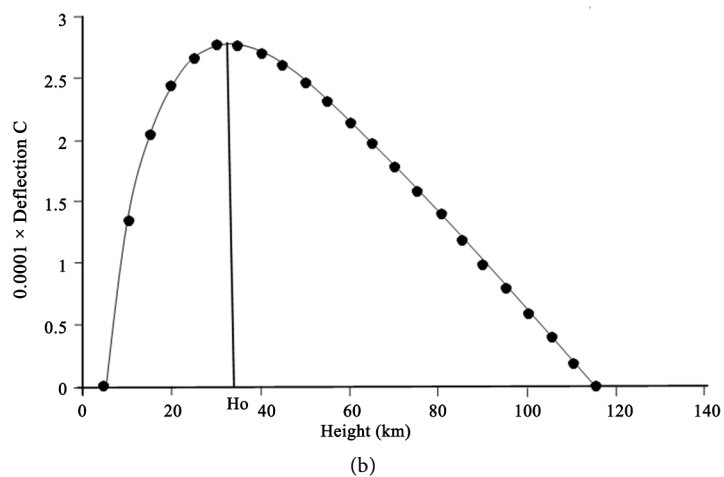
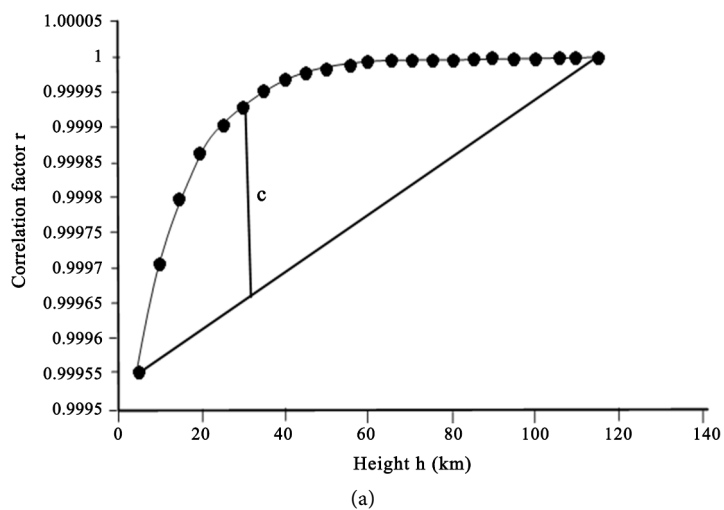


Figure 4. (a) Cross-correlation between two successive upward continued gravity field as a function of the continuation height; C is the deflection; (b) Deflection C as a function of the continuation height. H_0 is optimum upward continuation height; (c) Cross-correlation between upward continued gravity field at $H_0 = 35$ km and regional gravity anomaly as function of the polynomial order associated to the regional gravity field (c).

the height $h = 17.5$ km (Section 3.3: Estimation method of the investigation depth). Consequently, the residual gravity anomaly in the region will highlight essentially the structures which do not exceed the height $h = 17.5$ km.

The curve showing the deflection at each height (**Figure 4(b)**) attains a maximum at the height $H_0 = 35$ km, corresponding to the optimum upward continuation height.

To choose the order of the regional field which fixes the residual one, we calculate the coefficients of correlation between the upward continued Bouguer field at $H_0 = 35$ km and the regional anomaly field for various orders. We have used the Fourpot program to calculate the upward continuation [53]. The results are presented in the graph of **Figure 4(c)**. It is noted that the upward continued Bouguer field at optimum height has a maximum correlation with the regional anomaly field of order 1. The correlation coefficient factor which imposes the polynomial order selection is very high and equals to 0.99119. This polynomial degree is particularly interesting as we have a better chance of locating the roof of intrusive igneous rocks situated in the upper crust.

4.3. Analysis of Residual Gravity Anomaly

The first order residual anomaly map (**Figure 5**) shows relatively positive anomaly ranging from -16 to 28 mGal with sub-circular shapes whose maxima are located in the localities of Dschang, Kekem and around Foubot.

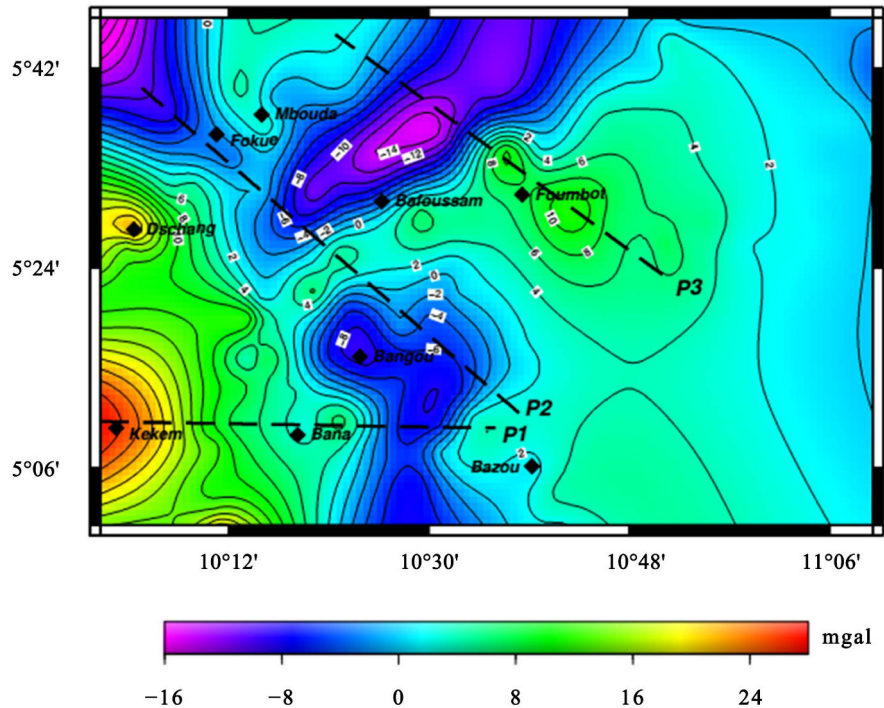


Figure 5. Residual anomaly map of the study area (Contour interval: 2 mGals; color-scale unit: mGal; projection: Mercator). Black squares represent locations of some towns in the studied area and the dashed lines represent the profiles used for the gravity models shown on **Figure 8**.

These maxima are likely related to the intrusion of mafic dense rocks. Three low gravity anomaly domains are observed on the map. The first area with minima values were observed at the extreme NW of the map, where the contours are slightly elongated towards the SE. This could be related to the emplacement of Babadjou volcanic plug associated to low density materials such as trachytes, rhyolites and phonolites that form the caldera.

The second area (-14 mGal) is sandwiched between Mbouda and Bafoussam with NE-SW oriented iso-anomal contours, are bordered by high gradient anomaly. These gradients are the signature of the SW prolongation of the N40-50°E branch of the Pan-African Central Cameroon Shear Zone in the Area [54]. The low anomaly observed may be due to the emplacement of the sheet-like granitoids reported in the area [22] [25] and volcanic low density products (pyroclastic materials) emitted through the Baleng Lake exposed in the area. The third low gravity anomaly area in Bangou, displays a NW-SE oriented which then curves into N20°E and comes back to the NW-SE trend. This feature is probably related to post-tectonic emplacement of low density materials (Bangou granite).

4.4. Spectral Analysis Results

In order to determine the depth of the major density discontinuities in the upper crust, three plots of the logarithm function of the average power spectrum versus the wave number for the gravity residual anomaly were derived (Figure 6). The high wave number position is due to the shallow bodies while the deep seated bodies cause the low wave number. From the deepest to the shallowest, three depths assumed to correlate with the upper crustal density discontinuities have been interpreted.

The mean depth estimates for the deepest discontinuity in the upper crust, along the NW-SE oriented P2 gravity residual profile is $H1 = 18 \pm 1$ km.

The depth $H1 = 18 \pm 1$ km may probably correspond to an interface between the upper and the lower crust in the region. This result ties very closely with the investigation depth of 17.5 km, determined through the upward continuation method and is consistent with that mentioned by [9].

Along the profile P3 crossing the Mbapit Massif, the depth of 14 ± 1 km may probably indicate the ascent of the volcanic rocks. This result is consistent with that obtained by [9], interpreted to be related to the Cameroon Volcanic Line (CVL). Depth estimates of 10.5 ± 0.5 km, 10.3 ± 0.5 km respectively for NW-SE oriented P2 profile and E-W oriented P1 profile may also explain the uplift of the volcanic materials along those profiles. Moreover, the depth $H = 3.2 \pm 0.2$ km shallowest one, obtained along the NW-SE oriented P2 and P3 profiles, may be associated to the recovery depth of the trachyte in the Mbouda area while those for P3 profile, crossing the Mbapit Massif may correspond to the base of rhyolitic tuff observed around this massif. Again, we observed that this ascent is very important around the Bana Complex, Mbapit Massif, and volcanic plug of Babadjou and in the FongoTongo area. All those areas are dominated by the

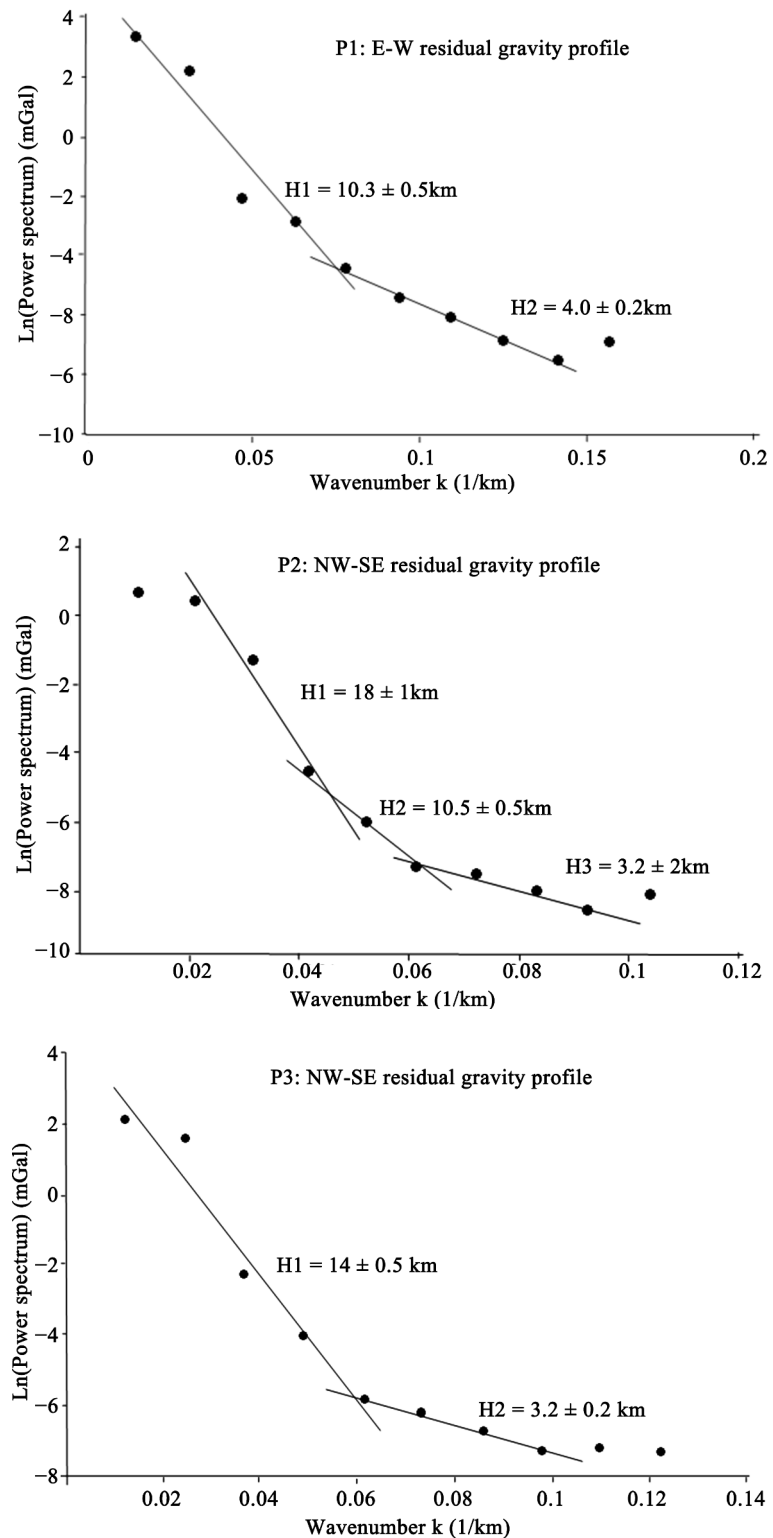


Figure 6. Power spectral analysis of gravity data. Plots of logarithm averaged power spectrum of the residual gravity anomaly over the West area versus the wavenumber (frequency) for profiles P1 oriented along E-W and P2 and P3 oriented along NW-SE. H1: deep density contrast plane corresponding to high wavenumber; H2: shallow density contrast plane low wavenumber are estimated from the negative slope of the corresponding segments.

Cenozoic to Tertiary volcanic rocks. The depth estimate of 4.0 ± 0.2 km along E-W oriented P1 profile may be ascribed to the emplacement of norite in the area of Kekem.

4.5. 2.5D Gravity Forward Results

For a more detail study of the structure of the upper crust and to have a proper understanding of the emplacement of mafic body into the upper crust in the area, three profiles are selected. To constrain the gravity models, all the available independent information (geological knowledge, results of spectral analysis, previous estimation of investigation depth) have been taken into account. The density contrasts used in this section are determined from the density values published in [6] [55], which vary in the following ranges (in $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$): 2.50 - 2.81 for granite; 2.50 - 2.80 for trachyte; 2.35 - 2.70 for rhyolite; 2.59 - 3.0 for gneiss; 2.4 - 3.1 for migmatites; 2.70 - 3.30 for basalts. The density contrasts are calculated relative to gneiss which is considered as the host rock. In all of the model profiles, the observed residual anomaly is plotted as black solid dots and the gravity response of the model is a thin black curve.

The E-W P1 profile (Figure 7) shows a high anomaly, decreasing towards the west and displays a graben-horst like outline with steep slopes.

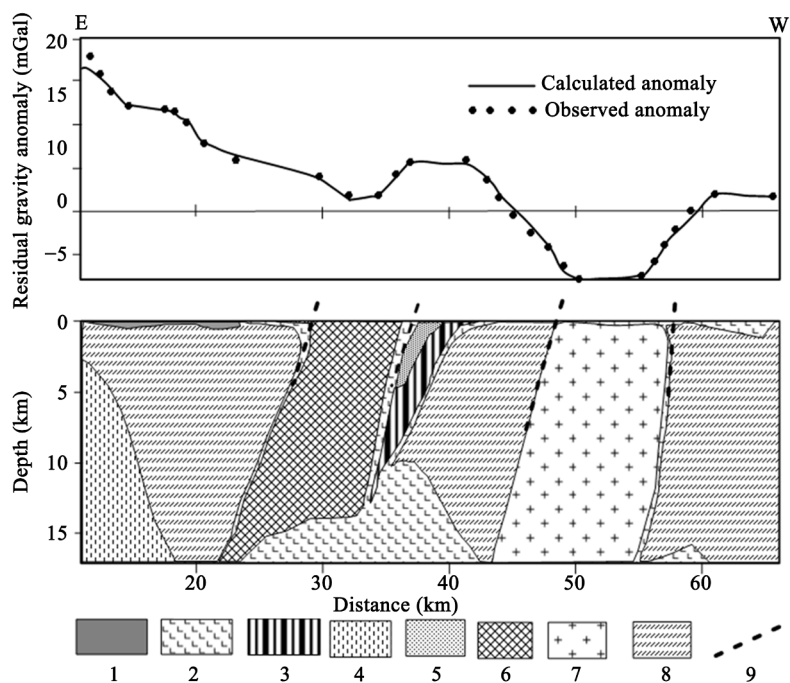


Figure 7. 2.5D residual gravity model of E-WP1 profile of Figure 5. The upper panel shows calculated and observed residual gravity anomaly and lower section shows the adopted model distributions. Black dots show observed anomaly and solid curve shows calculated anomaly. 1: Alluvial deposit $\rho = 2.4 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 2: Mafic body $\rho = 2.85 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 3: Anorogenic complex of Bana: $\rho = 2.65 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 4: Norite $\rho = 2.92 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 5: Trachyte $\rho = 2.6 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 6: Syntectonic granite (delimited) $\rho = 2.65 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 7: Syntectonic granite (undelimited) $\rho = 2.65 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 8: Gneiss $\rho = 2.7 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 9: Proposed fault.

The high anomaly is likely due to the ascension of dense basic rocks; probably norite with density of $\rho = 2.92 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, whose roof is emplaced at depth of about 3.8 km outcropping at Kekem. The horst-shaped section of the profile is related to the upwelling of the mafic body whose roof is located at a depth of about 10 km. This is consistent with the spectral analysis results which reveal contrast density at 10 km of depth. At the end of the profile, the large graben like shape is related to the emplacement of a dipping 14 km width tabular Bazou granite.

The NW-SE oriented P2 profile displays a successive graben and horst-like curve (Figure 8). This feature is likely due to multiple intrusion of granite sheet of various dimensions in the area.

The graben-like curve corresponds to Fomopéa, Batié and Bazou granites with density of $\rho = 2.65 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, respectively from NW to SE along the profile.

However, the upwelling of the dense basic materials with density of $\rho = 2.85 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ whose roof is located between 13.5 km and 16.5 km can be observed. The steep gradient which separates the graben and horst-like shape of gravity anomaly may correspond to the granite gneiss discontinuity. The latter are interpreted to be a weakness zone which constitutes the pathway for magma ascent. This shear zone coincides with the N40-50°E branch of CCSZ [21] [22] [23].

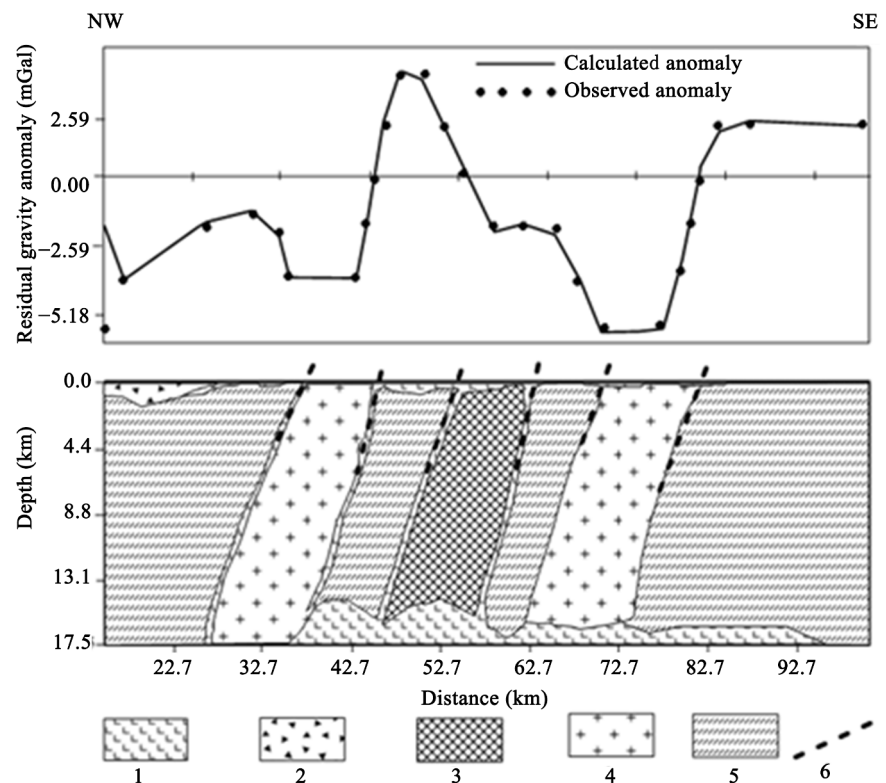


Figure 8. 2.5D residual gravity model of NW-SEP2 profile of Figure 5. The upper panel shows calculated and observed residual gravity anomaly and lower section shows the adopted model distributions. Black dots show observed anomaly and solid curve shows calculated anomaly. 1: Mafic body $\rho = 2.85 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 2: Trachyte $\rho = 2.6 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 3: Syntectonic granite (delimited) $\rho = 2.65 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 4: Syntectonic granite (undelimited) $\rho = 2.65 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 5: Gneiss $\rho = 2.7 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 6: Proposed fault.

At the beginning of the NW-SE oriented P3 profile (Figure 9), the low gravity anomaly with amplitude not greater than 4 mGal are observed. This anomaly may be associated to the internal influence of large granitic rocks occurring in the area.

The high but increasing anomaly value following the latter observed, is likely due to the intrusion of the basic mafic rocks whose roof is located at 3.2 km under the Mbapit Massif. This uppermost ascension could be explained by the intense volcanic activity occurring in the area. The steep gradient of the gravity anomaly observed in the area may correspond to a lateral granite-gneiss discontinuity. The progressive lateral discontinuities constitute the pathway for magmatic materials to reach to earth's surface.

5. Discussion

5.1. Intrusion of the Mafic Bodies beneath the N40-50°E Striking Shear Zone

The Bouguer and residual gravity anomaly maps reveal a N40-50°E-directed highly tight gradient anomaly in the Bafoussam area. Tight gradient anomaly is commonly interpreted as fault [6] [48]. Therefore, the same interpretation can be

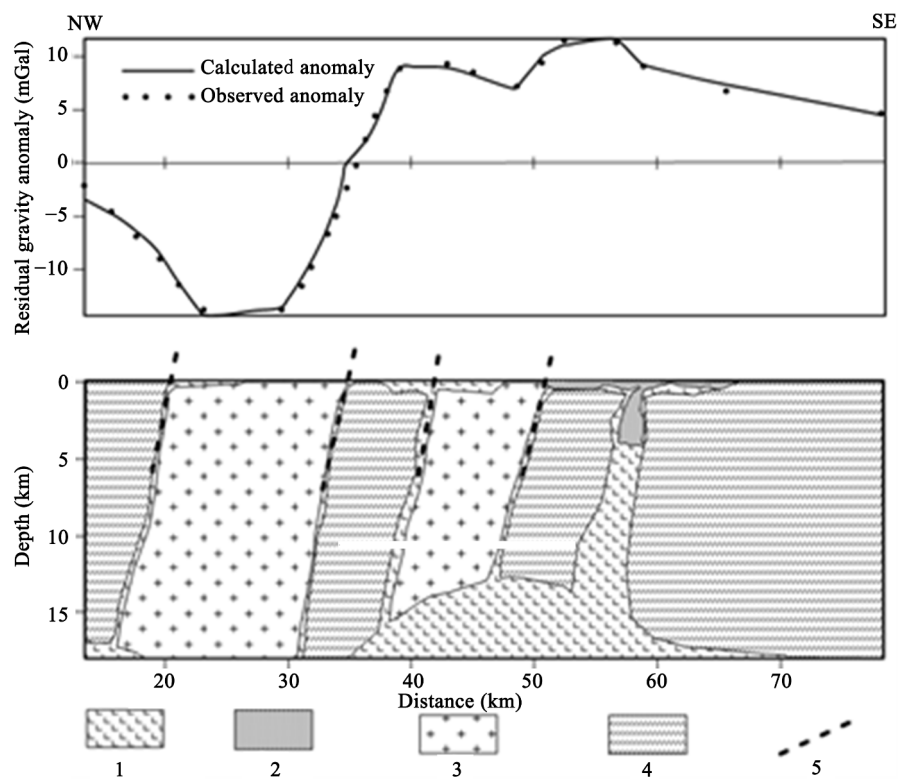


Figure 9. 2.5D residual gravity model of NW-SEP3 profile of Figure 5. The upper panel shows calculated and observed residual gravity anomaly and lower section shows the adopted model distributions. Black dots show observed anomaly and solid curve shows calculated anomaly. 1: Mafic body $\rho = 2.85 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 2: Rhyolitic tuff $\rho = 2.53 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 3: Syntectonic granite (undelimited) $\rho = 2.65 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 4: Gneiss $\rho = 2.7 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; 5: Proposed fault.

envisaged for the Bafoussam area. Further, this feature is consistent with the sub-vertical N40°-50°E striking mylonitic band known as the N40-50°E branch of the Cameroon Central Shear Zone [20] [21] [22] [23]. Moreover, 2.5D gravity modeling shows that the mafic denser bodies are elongated under the N40-50°E strike lineament which corresponds to the Fouban-Foutoni shear zone [23] and also indicates that magma ascent into the surface is closely associated with that shear zone. In addition, the spectral analysis and 2.5D gravity modeling reveal the emplacement of mafic denser body at depth comprised between 3 and 14 km with the highest roof of mafic intrusion under volcanic centers (e.g. 3.2 ± 0.2 km under Mt Bamboubo and Mt Mbapit volcanic massifs). These NE aligned volcanic centers under which the highest roofs are observed matches well with the NE striking CCSZ, which suggest a possible relation between the shear zone and the emplacement of the mafic bodies. Similarly, denser mafic bodies were also reported beneath the Adamawa from gravity studies [6] [9] [11], which constitutes the N60-70°E branch of the CCSZ. Beneath the N60-N70°E-directed strike slip shear zone known as the Adamawa Shear Zone (ASZ) which has been proven to result from transcurrent tectonic [20] [55], are closely run by dense materials at depths varying between 5 and 10 km. This is interpreted as an igneous intrusion probably of basaltic composition emplaced in relation to the magmatic activities in the area [6] [9] [11]. The close relationship between the Adamawa Shear Zone and the magma ascent into the surface or the intrusion of mafic materials into the upper crust, suggested that their emplacement was facilitated by the reactivation of the Adamawa Shear Zone [6] [7]. However, there is no consensus from the interpretation from seismic studies. A low velocity zone at 10 km with V_p/V_s bracketed between 1.88 and 1.6 was revealed by [5]. This intermediate value are probably originated from low mafic intrusions restricted under CVL as evidence gravity studies [6] [7] [8] [9] [11] and VP speed recorded in many seismic stations [5]. However, the low velocity comprised between 1.6 and 1.88 characterizes granitic and mafic materials respectively. This intermediate value is likely related to the upwelling of the denser mafic body as seismic stations are away from volcanic centers (more than 65 km) under which the magma upwelling is recorded.

5.2. Mechanism of the Mafic Body Intrusion in the Upper Crust

The study area is part of the central domain of the Pan-African fold belt, which is characterized by a network of Pan-African transcurrent/transpressional shear zone. It strikes N60-N70°E in the area of the Adamawa region [6] [11] [20] [34] [55] [56] which turn into N40°E in the Fouban-Fotouni area [20] [21] [22] [23]. This feature is a part of the central Africa shear zone which runs to Dafur in Sudan and presumed to trace into Pernambuco in north east Brazil. Gravity studies carried out either in the N70°E striking shear zone in the area of Adamawa [6] [7] [11] or in the N40-50°E in west region (this study) reveal the existence of mafic bodies at depth between 3 and 14 km with the highest roof of the

mafic intrusion (this study) under the Cenozoic volcanic centers. Furthermore, in CCSZ the lithosphere is thinned following asthenospheric upwelling [11] or basal erosion [1] [2]. As CCSZ is deep-seated lithospheric-scale structure [9] [11] [22], it might have served as pathways for magma upwelling and crystallization into the upper crust.

6. Conclusion

The Bouguer and the residual gravity anomaly maps reveal N40-50°E oriented iso-anomal contours associated to negative anomaly, related to low density materials corresponding to sheeted-like granite and felsic lavas (trachyte and rhyolite). This feature corresponds to geophysical signature of N40-50°E branch of the Pan-African CCSZ in the west region. Moreover, the spectral analysis and 2.5D gravity modelling evidence the upwelling of mafic bodies at depth situated between 3.2 km to 14.2 km beneath the N40-50°E branch of the Pan-African CCSZ. The magma ascent in the upper crust beneath the N40-50°E branch is similar to that reported in the Adamawa plateau. The emplacement of these bodies into the upper crust could be related to the interaction between the NE-ward channel flow operating at the bottom of the lithosphere or the asthenosphere upwelling and the deep seated CCSZ. Further geophysical studies from combined more recent ground gravity data and GOCE satellite data will help to constrain the deeper seated features necessary to improve knowledge about the upwelling of mafic bodies beneath the Pan-African Central Cameroon Shear Zone.

Acknowledgements

We express our gratitude to IRD (Institut de Recherche pour le Développement, France) for providing the gravity data used in this study. We also appreciate the anonymous reviewers for their comments and suggestions which helped them improve the paper.

Avoid the stilted expression, “One of us (R. B. G.) thanks ...” Instead, try “R. B. G. thanks”. Do NOT put sponsor acknowledgements in the unnumbered footnote on the first page, but at here.

References

- [1] Adams, A.N., Wiens, D.A., Nyblade, A.A., Euler, G.G., Shore, P.J. and Tibi, R. (2015) Lithospheric Instability and the Source of the Cameroon Volcanic Line: Evidence from Rayleigh Wave Phase Velocity Tomography. *Journal of Geophysical Research*, **120**, 1708-1727. <https://doi.org/10.1002/2014JB011580>
- [2] De Plaen, R.S.M., Bastow, I.D., Chambers, E.L., Keir, D., Gallacher, R.J. and Keane, J. (2014) The Development of Magmatism along the Cameroon Volcanic Line: Evidence from Seismicity and Seismic Anisotropy. *Journal of Geophysical Research*, **119**, 4233-4252. <https://doi.org/10.1002/2013JB010583>
- [3] Elsheikh, A.A., Gao, S.S. and Liu, K.H. (2014) Formation of the Cameroon Volcanic Line by Lithospheric Basal Erosion: Insight from Mantle Seismic Anisotropy. *Jour-*

- nal of African Earth Sciences*, **100**, 96-108.
<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.06.011>
- [4] Gallacher, R.J. and Bastow, I.D. (2012) The Development of Magmatism along the Cameroon Volcanic Line: Evidence from Teleseismic Receiver Functions. *Tectonics*, **31**, TC3018. <https://doi.org/10.1029/2011TC003028>
- [5] Tokam, K.A.P., Tabod, C.T., Nyblade, A.A., Julia, J., Wiens, D.A. and Pasyanos, M. (2010) Structure of the Crust beneath Cameroon, West Africa, from the Joint Inversion of Rayleigh Wave Group Velocities and Receiver Functions. *Geophysical Journal International*, **183**, 1061-1076.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04776.x>
- [6] Noutchogwe, T.C., Tabod, C.T. and Manguelle-Dicoum, E. (2006) A Gravity Study of the Crust beneath the Adamawa Fault Zone, West Central Africa. *Journal of Geophysics and Engineering*, **3**, 82-89. <https://doi.org/10.1088/1742-2132/3/1/009>
- [7] Noutchogwe, T.C., Koumetio, F. and Manguelle-Dicoum, E. (2010) Structural Features of South-Adamawa (Cameroon) Inferred from Magnetic Anomalies: Hydrogeological Implications C.R. *Geoscience*, **342**, 467-474.
<https://doi.org/10.1016/j.crte.2010.03.004>
- [8] Jean, M., Abate, E.J.M., Nouck, P.N., Ngatchou, H.E., Oyoa, V., Tabod, C.T. and Manguelle-Dicoum, E. (2016) Structure of the Crust beneath the South Western Cameroon, from Gravity Data Analysis. *International Journal of Geosciences*, **7**, 991-1008. <https://doi.org/10.4236/ijg.2016.78075>
- [9] Nnange, J.M., Ngako, V., Fairhead, J.D. and Ebinger, C.J. (2000) Depths to Density Discontinuities beneath the Adamawa Plateau Region, Central Africa, from Spectral Analysis of New and Existing Gravity Data. *Journal of African Earth Sciences*, **30**, 887-901. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(00\)00058-0](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(00)00058-0)
- [10] Poudjom-Djomani, Y.H., Diamant, M. and Albouy, Y. (1992) Mechanical Behaviour of the Lithosphere beneath the Adamaoua Uplift (Cameroon, West Africa) Based on Gravity Data. *Journal of African Earth Sciences*, **15**, 81-90.
[https://doi.org/10.1016/0899-5362\(92\)90009-2](https://doi.org/10.1016/0899-5362(92)90009-2)
- [11] Poudjom-Djomani, Y.H., Diamant, M. and Wilson, M. (1997) Lithospheric Structure across the Adamawa Plateau (Cameroon) from Gravity Studies. *Tectonophysics*, **273**, 317-327. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00280-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00280-6)
- [12] Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J. and Michard, A. (2001) New U-Pb and Sm-Nd Data from North-Central Cameroon and Its Bearing on the Pre-Pan African History of Central Africa. *Precambrian Research*, **108**, 45-73.
[https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00149-2](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00149-2)
- [13] Deruelle, B., Ngounouno, I. and Demaiffe, D. (2007) The Cameroon Hot Line (CHL): A Unique Example of Active Alkaline Intraplate Structure in Both Oceanic and Continental Lithospheres. *Comptes Rendus Geoscience*, **339**, 589-600.
<https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.07.007>
- [14] Suh, C., Sparks, R., Fitton, J., Ayonghe, S., Annen, C., Nana, R. and Luckman, A. (2003) The 1999 and 2000 Eruptions of Mount Cameroon: Eruption Behaviour and Petrochemistry of Lava. *Bulletin of Volcanology*, **65**, 267-281.
<https://doi.org/10.1007/s00445-002-0257-7>
- [15] Fairhead, J.D. and Binks, R.M. (1991) Differential Opening of the Central and South-Atlantic Oceans and the Opening of the West African Rift System. *Tectonophysics*, **187**, 191-203. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90419-S](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90419-S)
- [16] TankoNjiosseu, E.L., Nzenti, J.P., Njanko, T., Kapajika, B. and Nédélec, A. (2005) New U-Pb Zircon Ages from Tonga (Cameroon): Coexisting Eburnean Transama-

- zonian (2.1 Ga) and Pan-African (0.6 Ga) Imprints. *Comptes Rendus Geoscience*, **337**, 551-562. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.02.005>
- [17] Tchakounté, J.N., Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., MvondoOndoua, J., Deloule, E., BouyoHouketchang, M., Ganwa, A.A. and White, W.M. (2007) Evidence of CA 1.6 Ga Detrital Zircon in the Bafia Group (Cameroon): Implication for the Chronostratigraphy of the Pan-African Belt North of the Congo Craton. *Comptes Rendus Geoscience*, **339**, 132-142. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.01.004>
- [18] Toteu, S.F., Penaye, J. and Poudjom-Djomani, Y. (2004) Geodynamic Evolution of the Pan-African Belt in Central Africa with Special Reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **41**, 73-85. <https://doi.org/10.1139/e03-079>
- [19] TchaptchetTchato, D., Schulz, B. and Nzenti, J.P. (2009) Electron Microprobe Dating and Thermobarometry of Neoproterozoic Metamorphic Events in the Kekem Area, Central African Fold Belt of Cameroon. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, **186**, 95-109. <https://doi.org/10.1127/0077-7757/2009/0140>
- [20] Ngako, V., Affaton, P., Nnange, J.M. and Njanko, T. (2003) Panafrican Tectonic Evolution in Central and Southern Cameroon: Transpression and Transtention during Sinistral Shear Movements. *Journal of African Earth Sciences*, **36**, 207-214. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(03\)00023-X](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(03)00023-X)
- [21] Njiekak, G., Dörr, W., Tchouankoue, J.P. and Zulauf, G. (2008) U-Pb Zircon and Microfabric Data of (Meta) Granitoids of Western Cameroon: Constraints on the Timing of Pluton Emplacement and Deformation in the Pan-African Belt of Central Africa. *Lithos*, **102**, 460-477. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.07.020>
- [22] Njonfang, E., Ngako, V., Moreau, C., Affaton, P. and Diot, H. (2008) Restraining Bends in High Temperature Shear Zone: The Central Cameroon Shear Zone, Central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, **52**, 9-20. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2008.03.002>
- [23] TcheumenakKouémo, J., Njanko, T., Kwékam, M., Naba, S., Bella Nké, B.E., YakeuSandjo, A.F., Fozing, E.M. and Njonfang, E. (2014) Kinematic Evolution of the Fodjomekwet-Fotouni Shear Zone (West-Cameroon): Implications for Emplacement of the Fomopéa and Bandja Plutons. *Journal of African Earth Sciences*, **99**, 261-275. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.07.018>
- [24] Djouka-Fonkwé, M.L., Schulz, B., Schüssler, U., Tchouankoué, J.P. and Nzolang, C. (2008) Geochemistry of the Bafoussam Pan-African I- and S-Type Granitoids in Western Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, **50**, 148-167. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2007.09.015>
- [25] KouankapNono, G.D., Nzenti, J.P., Suh, C.E. and Ganno, S. (2010) Geochemistry of Ferriferous, High-K Calc-Alkaline Granitoids from the Banefo-Mvoutsaha Massif (NE Bafoussam), Central Domain of the PanAfrican Fold Belt, Cameroon. *The Open Geology Journal*, **4**, 15-28. <https://doi.org/10.2174/1874262901004010015>
- [26] Dumort, J.C. (1968) Notice explicative de la carte géologique de reconnaissance du Cameroun au 1/500 000. Feuille Douala Ouest. Direction des Mines et Géologie du Cameroun. *Earth Science*, **13**, 549-559.
- [27] Tchouankoue, J.P., SimeniWambo, N.A., KagouDongmo, A. and Wörner, G. (2012) Petrology, Geochemistry, and Geodynamic Implications of Basaltic Dyke Swarms from the Southern Continental Part of the Cameroon Volcanic Line, Central Africa. *Open Geology Journal*, **6**, 72-84. <https://doi.org/10.2174/1874262901206010072>
- [28] Tchouankoue, J.P., SimeniWambo, N.A., KagouDongmo, A. and Li, X.H. (2014)

- 40Ar/39Ar Dating of Basaltic Dykes Swarm in Western Cameroon: Evidence of Late Paleozoic and Mesozoic Magmatism in the Corridor of the Cameroon Line. *Journal of African Earth Sciences*, **93**, 14-22. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.01.006>
- [29] Wandji, P., TchokonaSeuwi, D., Bardintzeff, J.M., Bellon, H. and Platevoet, B. (2008) Rhyolites of the Mbépit Massif in the Cameroon Volcanic Line: An Early Extrusive Volcanic Episode of Eocene Age. *Mineralogy and Petrology*, **94**, 271-286. <https://doi.org/10.1007/s00710-008-0013-6>
- [30] Kuepouo, G., Tchouankoue, J.P., Nagao, T. and Sato, H. (2006) Transitional Tholeiitic Basalts in the Tertiary Bana Volcanoplutonic Complex, Cameroon Line. *Journal of African Earth Sciences*, **45**, 318-332. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2006.03.005>
- [31] Fosso, J., Ménard, J.J., Bardintzeff, J.M., Wandji, P., Tchoua, F.M. and Bellon, H. (2005) Les laves du mont Bangou: Une première manifestation volcanique éocène à affinité transitionnelle de la Ligne du Cameroun. *Comptes Rendus Geoscience*, **337**, 315-325. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.10.014>
- [32] TchoumeignieNgongang, N.B., Kamgang, P., Chazot, G., Agranier, A., Bellon, H. and Nonnotte, P. (2015) Age, Geochemical Characteristics and Petrogenesis of Cenozoic Intraplate Alkaline Volcanic Rocks in the Bafang Region, West Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, **102**, 218-232. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.10.011>
- [33] Collignon, F. (1968) Gravimétrie de reconnaissance de la République Fédérale du Cameroun. O.R.S.T.O.M., Paris, 35 p.
- [34] Nnange, J.M. (1991) The Crustal Structure of the Cameroon Volcanic Line and the FoubanShear Zone Based on Gravity and Aeromagnetic Data. PhD Thesis, University of Leeds, Leeds, 242 p.
- [35] Poudjom-Djomani, Y.H., Nnange, J.M., Diament, M., Ebinger, C.J. and Fairhead, J.D. (1995) Effective Elastic Thickness and Crustal Thickness Variation in West Central Africa Inferred from Gravity Data. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 22047-22070. <https://doi.org/10.1029/95JB01149>
- [36] Boukeke, D.B. (1994) Structures crustales d'Afrique Centrale déduites des anomalies gravimétriques et magnétiques: Le domaine précambrien de la République Centrafricaine et du Sud Cameroun. PhD Thesis, Univ. Paris XI, Orsay.
- [37] Wessel, P. and Smith, W.H.F. (1995) New Version of GMT Released. *Transactions of the American Geophysical Union*, **72**, 445-446.
- [38] Azad, M.R., Koneshloo, M., Kamakarrouhani, A. and Aghajani, H. (2015) Comparison of Factorial Kriging Analysis Method and Upward Continuation Filter to Recognize Subsurface Structures—A Case Study: Gravity Data from a Hydrocarbon Field in the Southeast Sedimentary Basins of the East Vietnam Sea. *Acta Geophysica*, **64**, 398-416. <https://doi.org/10.1515/acgeo-2015-0068>
- [39] Skeels, D.C. (1967) What Is Residual Gravity? *Geophysics*, **32**, 872-876. <https://doi.org/10.1190/1.1439896>
- [40] Kamguia, J., Manguelle-Dicoum, E., Tabod, C.T. and Tadjou, J.M. (2005) Geological Models Deduced from Gravity Data in the Garoua Basin, Cameroon. *Journal of Geophysics and Engineering*, **2**, 147-152. <https://doi.org/10.1088/1742-2132/2/2/009>
- [41] Zeng, H., Xu, D. and Tan, H. (2007) A Model Study for Estimating Optimum Upward Continuation Height for Gravity Separation with Application to a Bouguer Gravity Anomaly over a Mineral Deposit, Jilin Province, Northeast China. *Geophysics*, **72**, 145-150. <https://doi.org/10.1190/1.2719497>
- [42] Koumetio, F., Njomo, D., Tabod, C.T., Noutchogwe, T.C. and Manguelle-Dicoum,

- E. (2012) Structural Interpretation of Gravity Anomalies from the Kribi-Edea Zone, South Cameroon: A Case Study. *Journal of Environmental & Engineering*, **9**, 664-673. <https://doi.org/10.1088/1742-2132/9/6/664>
- [43] Guo, L., Meng, X., Chen, Z., Li, S. and Zheng, Y. (2013) Preferential Filtering for Gravity Anomaly Separation. *Computers & Geosciences*, **51**, 247-254. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.09.012>
- [44] Jacobsen, B.H. (1987) A Case for Upward Continuation as a Standard Separation Filter for Potential-Field Maps. *Geophysics*, **52**, 390-398. <https://doi.org/10.1190/1.1442378>
- [45] Spector, A. and Grant, F.S. (1970) Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data. *Geophysics*, **35**, 293-302. <https://doi.org/10.1190/1.1440092>
- [46] Erbek, E. and Dolmaz, M.N. (2013) Geophysical Researches (Gravity and Magnetic) of the Eratosthenes Seamount in the Eastern Mediterranean Sea. *Acta Geophysica*, **62**, 762-784. <https://doi.org/10.2478/s11600-013-0185-2>
- [47] Saibi, H., Aboud, E. and Ehara, S. (2011) Analysis and Interpretation of Gravity Data from the Aluto-Langano Geothermal Field of Ethiopia. *Acta Geophysica*, **60**, 318-336. <https://doi.org/10.2478/s11600-011-0061-x>
- [48] Tadjou, J.M., Nouayou, R., Kamguia, J., Kande, H.L. and Manguelle-Dicoum, E. (2009) Gravity Analysis of the Boundary between the Congo Craton and the Pan-African Belt of Cameroon. *Austrian Journal of Earth Sciences*, **102**, 71-79.
- [49] Cooper, G.R.J. (2003) GRAV2DC for Windows User's Manual (Version 2.10). Geophysics Department, University of the Witwatersrand, Johannesburg.
- [50] Talwani, M., Worzel, J.L. and Landisman, M. (1959) Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendicino Submarine Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research*, **64**, 49-59. <https://doi.org/10.1029/JZ064i001p00049>
- [51] Pamukçu, O., Gönenç, T., Uyanik, O., Sözbilir, H. and Çakmak, O. (2014) A Microgravity Model for the City of İzmir (Western Anatolia) and Its Tectonic Implementations. *Acta Geophysica*, **62**, 849-871. <https://doi.org/10.2478/s11600-014-0203-z>
- [52] KagouDongmo, A., Nkouathio, D., Pouclet, A., Bardintzeff, J.M., Wandji, P., Nono, A. and Guillou, H. (2010) The Discovery of Late Quaternary Basalt on Mount Bamboutos: Implications for Recent Widespread Volcanic Activity in the Southern Cameroon Line. *Journal of African Earth Sciences*, **57**, 96-108. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2009.07.015>
- [53] Pirttijärvi, M. (2009) FOURPOT. University of Oulu, Department of Physics, Geophysics, Oulu. <https://wiki oulu.fi/x/0oU7AQ>
- [54] Noutchogwe, T.C., Tabod, C.T., Koumetio, F. and Manguelle-Dicoum, E. (2011) A Gravity Model Study for Differentiating Vertical and Dipping Geological Contacts with Application to a Bouguer Gravity Anomaly over the Fouban Shear Zone, Cameroon. *Geophysica*, **47**, 43-55.
- [55] Njanko, T., Nedélec, A. and Affaton, P. (2006) Synkinematic High-K Calc-Alkaline Plutons Associated to the Pan-African Central Cameroon Shear Zone (West-Tibati Area: Petrology and Geodynamic Significance. *Journal of African Earth Sciences*, **44**, 494-510. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.11.016>
- [56] Ngako, V., Affaton, P. and Njonfang, E. (2008) Pan-African Tectonics in Northern Cameroon: Implication for the History of Western Gondwana. *Gondwana Research*, **14**, 509-522. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.02.002>