

REPUBLIQUE DU CAMEROUN
Paix-Travail-Patrie

UNIVERSITE DE YAOUNDE I

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

UNITE DE RECHERCHE ET DE
FORMATION DOCTORALE PHYSIQUE ET
APPLICATIONS



REPUBLIC OF CAMEROON
Peace-Work-Fatherland
THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I

POSTGRADUATE SCHOOL OF
SCIENCE, TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCE

RESEACH AND POSTGRADUATE
TRAINING UNIT FOR PHYSICS AND
APPLICATIONS

LABORATOIRE DE PHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT TERRESTRE
LABORATORY OF PHYSICS OF THE TERRESTRIAL ENVIRONMENT

INVESTIGATIONS GEOPHYSIQUES DANS LA REGION DE LOUM-MINTA PAR LA METHODE AEROMAGNETIQUE : IMPLICATIONS STRUCTURALES ET GEOtherMIQUES

Thèse présentée et soutenue en vue de l'obtention du
DOCTORAT/Ph.D en Physique

Spécialité : Physique de l'Environnement Terrestre
Option : Géophysique et Géoexploration

Par

MONO Jean Aimé
DEA en Physique
Matricule : 03W197

Sous la co-direction de

NDOUGSA MBARGA Théophile et
Professeur

KOFANE Timoléon Crépin
Professeur

Année académique 2018-2019





DÉPARTEMENT DE PHYSIQUE
DEPARTMENT OF PHYSICS

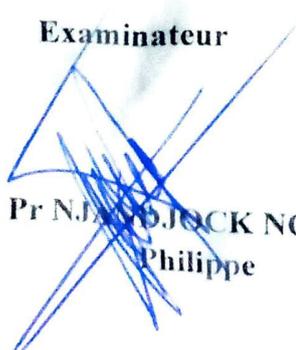
ATTESTATION DE CORRECTION DE LA THÈSE DE
DOCTORAT/Ph.D

Nous, Professeur **NJANDJOCK NOUCK Philippe** et Professeur **NDJAKA Jean-Marie Bienvenu**, respectivement Examineur et Président du jury de la Thèse de Doctorat/Ph.D de Monsieur **MONO Jean Aimé**, Matricule **03W197**, préparée sous la supervision des Professeurs Pr **NDOUGSA MBARGA Théophile** et **KOFANE Timoléon Crépin**, intitulée : « **INVESTIGATIONS GEOPHYSIQUES DANS LA REGION DE LOUM-MINTA PAR LA METHODE AEROMAGNETIQUE : IMPLICATIONS STRUCTURALES ET GEOTHERMIQUES** », soutenue le **Mercredi, 25 Juillet 2019**, en vue de l'obtention du grade de Docteur/Ph.D en Physique, Option **Géophysique et Géoexploration**, attestons que toutes les corrections demandées par le jury de soutenance ont été effectuées.

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

Fait à Yaoundé le **30 SEP 2021**

Examineur


Pr **NJANDJOCK NOUCK**
Philippe

Le Président du jury


Pr **NDJAKA Jean-Marie**
Bienvenu



Le Chef de Département de Physique


Le Chef de
Département

Pr **NDJAKA Jean-Marie**
Bienvenu

DEDICACE

A

La mémoire de mon père, ELOUNDOU Jean Marie

Ma mère, ANANGA Albertine

Tous mes enfants :

« Que ceci soit pour vous un modèle à imiter et surtout une base sur laquelle vous devez bâtir »

REMERCIEMENTS

L'occasion m'est offerte pour dire merci au Professeur NDOUGSA MBARGA Théophile l'initiateur et le directeur de ce travail au sein du Laboratoire de Physique de l'Environnement Terrestre l'Université de Yaoundé I. Vous avez cru en moi, vous m'avez encadré comme un parent. Votre rigueur scientifique, vos critiques et votre soutien multiforme constituent la clé de succès de ce travail. Que le Dieu de justice et de bonté couronne d'avantage votre générosité académique.

J'exprime toute ma gratitude au Professeur KOFANE Timoléon Crépin qui a bien voulu accepter de co-diriger ce travail. Vous avez posé votre pierre d'édifice pour ma formation de base en physique. Pour cela, je vous dis merci.

Je remercie tous les Enseignants du Département de Physique de la Faculté des Sciences de l'Université de Yaoundé I pour la formation reçue.

J'exprime toute ma reconnaissance aux membres du jury pour avoir accepté d'examiner ce travail.

Je remercie tous les amis qui m'ont soutenu dans toutes les étapes de la réalisation de ce projet.

Je remercie mes filles NKINDA MONO Maryline Lucesse, SAOUNDE MONO Paul Timara et tous les membres de ma famille pour la contribution de chacun dans l'accomplissement de ce travail.

Ma profonde gratitude va naturellement à l'endroit de NGALI ENYEGUE Félicitia qui n'a jamais cessé de m'encourager et toujours supporté les mauvaises humeurs qui provenaient indirectement des difficultés liées à ce travail.

TABLE DES MATIERES

DEDICACE	i
REMERCIEMENTS	ii
TABLE DES MATIERES	iii
LISTE DES SYMBOLES ET ABREVIATIONS	vii
LISTE DES TABLEAUX ET DES FIGURES	x
LISTE DES TABLEAUX	xi
LISTE DES FIGURES	xii
RESUME ET ABSTRACT	xv
RESUME	xvi
ABSTRACT	xviii
INTRODUCTION GENERALE	1
CHAPITRE I : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE ET PROBLEMATIQUE	1
Introduction	2
I.1. Contexte géologique et tectonique.....	2
I.1.1. Généralités sur la tectonique africaine.....	2
I.1.2. Généralités sur la géologie et la tectonique du Cameroun	5
I.2. Présentation de la zone d'étude.....	12
I.2.1. Localisation géographique	12
I.2.2. Cadre géologique	13
I.2.3. Cadre tectonique	17
I.3. Travaux antérieurs.....	19
I.3.1. Etudes géologiques	19
I.3.2. Etudes géophysiques.....	20
I.4. Problématique	24

Conclusion.....	26
CHAPITRE II : METHODOLOGIE ET DONNEES	27
Introduction	28
II.1. Historique et objectif des méthodes magnétiques	28
II.2. Principe théorique de la méthode magnétique	30
II.2.1. Concept de base et fondamentaux	30
II.2.2. Interaction entre le champ magnétique et la matière.....	32
II.2.3. Les aimantations rémanentes.....	34
II.2.4. Les comportements magnétiques des roches.....	34
II.2.5. Champ magnétique terrestre.....	39
II.2.6. Modèle du champ magnétique terrestre	42
II.2.7. Variations du champ géomagnétique	43
II.2.8. Instruments de mesure du champ magnétique	44
II.2.9. Définition de l'anomalie magnétique	46
II.2.10. Prospection aéromagnétique.....	48
II.3. Les bases théoriques des méthodes de traitement et d'interprétation des données aéromagnétiques.....	50
II.3.1. Méthodes de transformations	51
II.3.2. Les méthodes analytiques.....	55
II.4. Profondeur des Points de Curie, Gradient géothermique et le flux de chaleur	63
II.4.1. Estimation de la profondeur du point de Curie à partir de la méthode centroïde	65
II.4.2. Gradient géothermique	66
II.4.3. La densité de flux de chaleur.....	67
II.5. Les données magnétiques	69
II.5.1. Origine des données.....	69
Conclusion.....	71
CHAPITRE III : RESULTATS ET DISCUSSION	73
Introduction	74

III.1. Description des anomalies magnétiques	74
III.1.1. Carte d'anomalie magnétique du champ total.....	75
III.2. Description des cartes magnétiques transformées	77
III.2.1. Carte d'anomalie magnétique du champ total réduit à l'équateur ..	77
III.2.2. Carte transformée par dérivation.....	79
III.2.3. Cartes transformées par prolongement.....	82
III.2.4. Carte du signal analytique (SA) du champ total	89
III.2.5. Carte transformée de l'angle d'inclinaison (tilt-angle) et son gradient horizontal.....	90
III.2.6. Carte du gradient horizontal d'anomalies du champ magnétique totale réduit à l'équateur.....	93
III.3. Analyse multi-échelle de la carte du gradient horizontal.....	94
III.3.1. Méthodologie d'analyse	95
III.4. Estimation de la profondeur des sources d'anomalies du champ total ..	97
III.4.1. Estimation de la profondeur des sources d'anomalies du champ total à partir du signal analytique (SA).	98
III.4.2. Carte du nombre d'onde local.....	101
III.4.3. Déconvolution d'Euler 3D	102
III.5. Etude structurale.....	104
III.5.1. Carte des linéaments magnétiques	104
III.5.2. Linéaments magnétiques superposés aux anomalies magnétiques	108
III.5.3. Linéaments magnétiques et géologie	109
III.6. Modélisation des anomalies magnétiques.....	112
III.6.1. Profil 1	113
III.6.2. Profil 2.....	114
III.7 Estimation du flux de chaleur dans la région de Minta-Loum à partir des profondeurs de curie et son implication sur la structure lithosphérique	117
III.7.1. Estimation des Profondeurs des Points de Curie (PPC).....	117
III.7.2. Profondeur du toit des sources des anomalies magnétiques	121
III.7.3. Carte des Profondeurs du Point de Curie	122

III.7.4. Carte du gradient géothermique	123
III.7.5. Carte du flux de chaleur	125
III.8. Discussion	128
III.8.1. Cartes magnétiques transformées.....	128
III.8.2. Etude structurale.....	129
III.8.3. Estimation de la profondeur des sources d'anomalies	131
III.8.4. Modélisation 2.75D	131
III.8.5. Corrélation entre la profondeur du point de Curie, gradient horizontal, flux de chaleur et la lithosphère de zone d'étude	132
III.9. Validité des résultats	134
Conclusion.....	136
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES	137
REFERERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	143
ANNEXES	162
LES PUBLICATIONS ISSUES DE LA THESE.....	163

LISTE DES SYMBOLES ET ABREVIATIONS

LISTE DES SYMBOLES ET ABREVIATIONS

Symboles physiques

θ : Angle d'inclinaison

\vec{F} : Champ magnétique total (tesla)

\vec{R} : Champ magnétique terrestre non perturbé (tesla)

M : Anomalie magnétique du champ total (nT en SI)

\vec{M} : Aimantation ($A.m^{-1}$)

\vec{m} : Moment dipolaire élémentaire ($A.m^2$ en SI)

\vec{H} : Champ magnétique inducteur ($A.m^{-1}$)

μ_0 : Perméabilité magnétique du vide ($\mu_0 = 4\pi.10^{-7}$ en SI).

k : Susceptibilité magnétique

K : Conductivité thermique de la roche

T_c : Température de Curie (degré Celcius)

I : Intensité de la magnétisation (nT)

ν : Fréquence (Hertz)

Abréviations

2D : Deux dimensions

2.5D : Deux dimensions et demie

2.75D : Deux dimensions trois quart

| *Liste des tableaux et des figures*

ACDI : Agence Canadienne de Développement International

AGH : Amplitude du Gradient Horizontal

IGRF: International Geomagnetic Reference Field

IAGA: International Association of Geomagnetism and Aeronomy

GH : Gradient Horizontal

GH_θ : Gradient Horizontal de l'angle d'inclinaison

ORSTM : Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer

PPC : Profondeur du Point de Curie (mètre)

SA : Signal Analytique

SA1: Signal Analytique du gradient vertical

SPI : Sources Parameter Imaging

ZMAC : Zone Mobile d'Afrique Centrale

LISTE DES TABLEAUX ET DES FIGURES

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I: Indices structuraux pour les sources magnétiques et gravimétriques (Thompson, 1982 ; Reid et al., 1990 ; Stavrev, 1997).	61
Tableau II: Directions et caractéristiques des principales failles identifiées. .	107
Tableau III : PPC estimé, gradients géothermiques et flux de chaleur en appliquant la méthode centroïde aux 5 blocs de la zone d'étude.	120

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Carte topographique de la présente étude.....	13
Figure 2: a) Carte géologique de l'Afrique centrale occidentale et du nord du Brésil avec des masses cratoniques et des provinces panafricaines et brésiliennes de la ceinture pan-gondwana dans une reconstruction de la Pangée ; modifié à partir de Castaing (1994). CCSZ : zone de cisaillement centre Camerounais ; KF : Faille de Kandi ; Pe: Faille de Pernambuco; SF: Faille de la Sanaga; TBF: Faille de Tibati-Banyo. Les lignes en pointillées marquent à peu près la frontière politique du Cameroun. (b) Carte géologique du Cameroun avec les deux principaux domaines de la ceinture orogénique panafricaine, modifiée d'après Nzenti et al. (2006): (1) domaine nord; (2) Domaine sud correspondant à la série de Yaoundé sur le craton du Congo. CCSZ: zone de cisaillement du centre Camerounais; DS: série du Dja; NS: série du Nyong; NT: complexe du Ntem; SF faille de la Sanaga; TBF: Faille de Tibati-Banyo.....	14
Figure 3: Carte géologique de la zone d'étude (Gazel, 1954).	17
Figure 4: Dipôle magnétique représenté par : a) une boucle infinitésimale de diamètre l parcourue par un courant d'intensité I , b) par deux pôles magnétiques de valeur $+P$ et $-P$ séparés par une distance l (Everette, 2013).	30
Figure 5: Champ magnétique dû à une barre aimantée.....	32
Figure 6: Illustration schématique de l'alignement de dipôles magnétiques dans des matériaux avec différents types de magnétisme (Dentith et Mudge, 2014). 36	
Figure 7: Synthèse des susceptibilités magnétiques typiques de certaines roches et minéraux communs (Dentith et Mudge, 2014 ; adapté de Clark ,1991).....	38
Figure 8: Composantes du champ géomagnétique (Telford et al., 1990).....	40
Figure 9: Champ magnétique terrestre représenté par des lignes de force issues d'une source située au centre de la Terre (noyau externe) (Portal, 2015).	41
Figure 10: Définition géométrique de l'anomalie magnétique (Portal, 2015)...	47
Figure 11 : Illustration schématique du modèle de vol utilisé dans les levés aéromagnétiques (Dentith, 2011)	49
Figure 12 : Principe de la transformation RTP sur les données magnétiques. L'interprétation d'une anomalie dipolaire (a) étant ambiguë, la transformation RTP lui confère un aspect monopolaire plus simple à étudier (b). (Modifiée d'après Blakely, 1996).	52
Figure 13 : Carte de l'anomalie de champ magnétique total de la région d'étude.	75

Figure 14 : Carte d'anomalies du champ magnétique total réduit à l'équateur sur laquelle sont représentés deux profils P ₁ et P ₂	78
Figure 15: Carte de l'anomalie du gradient vertical d'anomalies du champ magnétique totale réduit à l'équateur réduit.....	81
Figure 16: Carte d'anomalies du champ magnétique total réduit à l'équateur et prolongée vers le haut à 1 km.....	83
Figure 17: Carte d'anomalies du champ magnétique total réduit à l'équateur et prolongée vers le haut à 2 km.....	84
Figure 18: Carte d'anomalies du champ magnétique total réduit à l'équateur et prolongée vers le haut à 4 km.....	85
Figure 19: Carte prolongée vers le bas à 300 m.....	87
Figure 20: Carte prolongée vers le bas à 500 m.....	88
Figure 21: Carte du signal analytique d'anomalies du champ magnétique total.	89
Figure 22 : Carte du Tilt angle de l'anomalie du champ magnétique totale réduit à l'équateur.	91
Figure 23 : Carte du gradient horizontale du tilt-angle.	92
Figure 24 : Carte du gradient horizontal d'anomalies du champ magnétique total réduit à l'équateur.....	93
Figure 25 : Localisation des maxima du gradient horizontal couplée au prolongement vers le haut à différentes altitudes.....	97
Figure 26 : Carte du signal analytique de la première dérivée verticale du champ magnétique.	99
Figure 27 : Carte des profondeurs des sources d'anomalies magnétique de la zone d'étude déduite à partir du signal magnétique.	100
Figure 28 : Carte de la SPI de la zone d'étude.....	101
Figure 29 : Carte de la déconvolution d'Euler des anomalies magnétiques pour l'indice structural N=1, une tolérance de 15 % et une fenêtre de 10 km × 10 km.	103
Figure 30 : Carte des linéaments magnétiques de la zone d'étude.	105
Figure 31 : Rosace des directions de fracturation déduite des anomalies magnétiques.....	106
Figure 32 : Carte des linéaments magnétiques superposée aux anomalies magnétiques du champ total réduit à l'équateur.	109
Figure 33 : Carte géologique structurale interprétative de la région.....	110
Figure 34: Section transversale du modèle 2.75D du profil P ₁	114
Figure 35: Section transversale du modèle 2.75D du profil P ₂	115

Figure 36 : Carte montrant les cinq blocs superposés utilisés pour l'analyse spectrale 2D. Chaque bloc de 0,5° par 0,5° degré est désigné par un numéro en son centre..... 118

Figure 37: Spectre de puissance radial des 5 blocs..... 119

Figure 38: Carte des profondeurs du toit des sources de la zone d'étude..... 121

Figure 39 : Carte des profondeurs du point de Curie de la zone d'étude. 123

Figure 40 : Cartes du gradient géothermique de la zone d'étude calculées à partir des profondeurs du point de Curie. 124

Figure 41: Variation du gradient géothermique en fonction de la profondeur de Curie. 125

Figure 42: Carte du flux de chaleur de la zone d'étude. 126

Figure 43 : Variation du flux de chaleur en fonction de la profondeur Curie. 127

RESUME ET ABSTRACT

RESUME

Une étude géophysique, basée sur la méthode aéromagnétique est menée dans la région de Loum-Minta au Centre-Est du Cameroun, à la marge panafricaine de la zone de transition résultant de la collision Chaîne Panafricaine-Craton du Congo. La zone étudiée s'étend du Sud au Nord entre les latitudes 4°00' et 5°00'N et de l'Ouest à l'Est entre les longitudes 12°00' et 13°00'E. Les données provenant des levés aéromagnétiques réalisés en 1970 par la compagnie canadienne SURVAIR pour le compte de l'Agence Canadienne de Développement International (ACDI) ont été la clé de ces travaux.

Cette étude a été abordée selon deux aspects qui ont pour objectifs : d'une part, de déterminer les structures géologiques et tectoniques du sous-sol de la zone étudiée, et d'autre part, d'analyser son état thermique actuel et les implications géodynamiques éventuelles sur la structure lithosphérique.

L'approche méthodologique simple, basée sur la transformation des données aéromagnétique par le biais de plusieurs filtres mathématiques a permis de mettre en évidence des zones de contacts majeurs interprétés soit comme des failles, soit comme des structures intrusives. Une carte structurale interprétative issue de l'ensemble des résultats a été établie. L'analyse de cette carte souligne des linéaments connus et met en évidence de nouveaux accidents non encore cartographiés, organisés suivant les directions : E-W, ENE-WSW, NE-SW WNW-ESE et NW-SE. Les directions dominantes des linéaments ici sont E-W, ENE-WSW, NE-SW. Ces différentes directions structurales dérivent probablement de la collision entre la Chaîne Nord équatoriale et le Craton du Congo et confirment que la zone a été le théâtre de plusieurs tensions tectoniques.

L'étude sur l'état thermique actuel de Loum-Minta et les implications géodynamiques éventuelles sur la structure lithosphérique a été faite, à partir de

l'estimation des profondeurs du point de Curie issu de l'analyse spectrale 2D des données magnétiques.

Il ressort de cette analyse que la zone de Loum-Minta est caractérisée par de faibles profondeurs du point de Curie, dont la moyenne est de 9,09 km. On note également un gradient géothermique et un flux de chaleur de valeurs moyennes respectives 72,24 °C/km et 180,59 mW.m⁻² très au-dessus des valeurs moyennes observées au niveau de la lithosphère continentale. Ces valeurs anormales du flux de chaleur et du gradient géothermique dans la zone d'étude témoignent d'un régime thermique élevé de la lithosphère, probablement due à son rajeunissement lors de l'épisode panafricaine et à la collision continentale Chaîne Panafricaine-Craton du Congo. La zone d'étude présenterait ainsi de possibles ressources géothermiques. A cet effet les résultats issus de cette étude peuvent être très importants pour une exploration géothermique.

Mots clés : Anomalies magnétiques, filtrage, analyse multi-échelle, modélisation 2.75 D, profondeur du point de Curie, gradient thermique, flux de chaleur.

ABSTRACT

A geophysical study based on the aeromagnetic method is being carried out in the Loum-Minta region of central-eastern Cameroon, at the pan-African margin of the transition zone resulting from the pan-African chain -Craton of the Congo. The study area extends from South to North between latitudes 4 ° 00' and 5°00 'N and from West to East between longitudes 12°00' and 13°00' E. Data from the aeromagnetic surveys conducted in 1970 by the Canadian company SURVAIR on behalf of the Canadian International Development Agency (CIDA) were the key to this work.

The purpose of this study was to determine the geological and tectonic structures of the subsoil of the study area and to analyse its current thermal state and possible geodynamic implications for the lithospheric structure.

The simple methodological approach, based on the transformation of aeromagnetic data by means of several mathematical filters, has made it possible to identify zones of major contacts interpreted either as faults or as intrusive structures. An interpretive structural map based on the set of results has been constructed. The analysis of this map highlights known lineaments and highlights new as yet uncharted accidents, organized in the directions: E-W, ENE-WSW, NE-SW WNW-ESE and NW-SE. The dominant directions of the lineaments here are E-W, ENE-WSW, NE-SW. These different structural directions probably derive from the collision between the North-Equatorial chain and the Congo Craton and confirm that the area has been the scene of several tectonic tensions.

The study on the present thermal state of Loum-Minta and possible Geodynamic implications for the lithospheric structure have been studied based on the estimation of the depths of the Curie point from the 2D spectral analysis of the magnetic data.

The analysis shows that the Loum-Minta zone is characterized by shallow depths of the Curie point, averaging 9.09 km. There is also a geothermal gradient and a heat flow of average values of 72.24 °C/km and 180.59 mW respectively., well above average values observed in the continental lithosphere. These anomalous values of heat flow and geothermal gradient in the study area indicate a high thermal regime of the lithosphere, probably due to its rejuvenation during the Pan-African episode and the Pan-African craton continental collision of the Congo. The study area would thus present possible geothermal resources. To this end, the results obtained from this study can be very important for geothermal exploration.

Key words: magnetic anomalies, filtering, multi-scale analysis, 2.75 D modeling, Curie point depth, thermal gradient, heat flow.

INTRODUCTION GENERALE

L'évolution crustale précambrienne en Afrique centrale s'étend de l'Archéen au Néoprotérozoïque. A l'Archéen, les témoins de l'orogénèse Libérienne se rencontrent dans le craton du Congo, représenté au Cameroun par l'unité du Ntem. Au Paléoprotérozoïque, l'orogénèse Eburnéenne correspond à la Ceinture Ouest de l'Afrique Centrale (Feybesse et al., 1998) représentée au Cameroun par les unités du Nyong et de l'Ayna. Cette évolution crustale se termine au Néoprotérozoïque avec l'orogénèse Panafricaine qui est à l'origine de la Zone Mobile d'Afrique Centrale (ZMAC) ou Chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale qui s'étend de la bordure nord du craton du Congo jusqu'à l'Est du Nigéria, englobant le Cameroun. S'agissant tout particulièrement de la ZMAC, celle-ci fait l'objet de nombreuses études par le biais de différentes méthodes d'investigations géologiques et géophysiques. Les objectifs de ces différentes études sont d'une part, de déterminer les caractéristiques des structures géologiques, l'évolution tectonique des différentes unités géologiques et d'autre part de mettre en évidence des indices physiques et les traits structuraux favorables à la présence de gisements exploitables (minerais, hydrocarbure, nappes d'eau souterraine, etc.) (Parterson et al., 1976 ; Ndougsa et al., 2011 et 2014 ; Feumoe et al., 2012 ; Bikoro et al., 2014 ; Ngoh et al., 2017 ; Mono et al., 2018).

Malgré les résultats géologiques pour la plupart issus de ces différents travaux, la connaissance et la mise en place de ce socle demeurent un sujet d'actualité, la géologie ne pouvant qu'étudier les formations superficielles plus ou moins visibles sur le terrain. Des hypothèses sur la structure d'une région peuvent être formulées grâce aux études géologiques. Cependant, il subsiste des imperfections liées plus ou moins à l'absence d'une d'investigation en profondeur. Pour compléter les données géologiques, les études géophysiques s'avèrent donc indispensables.

Bien que très souvent méconnue, l'exploration géophysique est une partie intégrante de la prospection géologique dont la nature non-invasive est un avantage évident qui lui confère une efficacité et une efficacité tant en exploration peu profonde que profonde. La géophysique s'avère être une discipline unique, notamment dans l'analyse et la recherche de structures profondes, du cadre tectonique, mais elle peut être également très utile pour résoudre les problèmes de l'évolution géodynamique des zones des régions étudiées (Reynolds, 2011 ; Hinze et al., 2013).

La prospection géophysique met en œuvre un ensemble de méthodes indirectes s'appuyant sur une ou plusieurs propriétés physiques d'un échantillonnage spatial suffisamment dense pour que les variations latérales et verticales soient décrites aussi complètement possible que le permettent la propriété et la méthode de mesure utilisée. C'est ainsi que, les méthodes sismiques, électriques, électromagnétiques et de géo-radar consistent en l'étude de la réaction du milieu à un stimulus, respectivement : les ondes acoustiques, le courant continu, le courant alternatif de basse fréquence et le courant alternatif de haute fréquence. On parle alors de méthodes actives. La gravimétrie et le magnétisme sont au contraire qualifiés de passifs : ils reposent sur l'étude des variations d'un champ terrestre inhérentes au milieu, respectivement le champ de pesanteur, et le champ géomagnétique (Dobrin et Savit, 1988 ; Denith et Mudge, 2004 ; Hinze et al., 2013).

La présente étude a pour cadre le Centre-Est du Cameroun, situé dans la ZMAC, au nord du Craton du Congo. Elle s'intègre dans une série d'études menée afin de mieux comprendre la structuration et l'évolution géodynamique du sous-sol camerounais. La résolution de tels problèmes est rendue possible grâce à l'utilisation des méthodes potentielles telle que la méthode aéromagnétique. Cette méthode tire profit de la corrélation entre les variations latérales du champ magnétique et de la susceptibilité des roches du sous-sol. Elle peut être utilisée

pour identifier les structures crustales et l'état thermique de la lithosphère. En effet, les interprétations qualitatives et quantitatives des anomalies du champ magnétique permettent d'évaluer la distribution des structures géologiques et des structures thermiques de la croûte. Pour appréhender ces problèmes, nous nous sommes imprégnés de la géologie de la région, du traitement des données magnétiques, de la modélisation et de l'estimation des profondeurs du point de Curie à partir de l'analyse spectrale 2D.

Devant la complexité de la géologie et la tectonique caractérisant le sous-sol de la zone d'étude, nous allons essayer à l'aide de la méthode aéromagnétique d'apporter d'une part, notre contribution à la connaissance des différentes structures géologiques responsables des anomalies magnétiques observées ; et d'autre part, analyser l'état thermique actuel de la zone et les implications géodynamiques éventuelles sur la structure lithosphérique tout ceci à partir de l'estimation de la Profondeur du Point de Curie (PPC), du gradient géothermique et du flux de chaleur issus de l'analyse spectrale des données aéromagnétiques.

Ainsi, pour mener à bien la présente étude, notre travail s'articule autour de trois chapitres :

Dans le premier chapitre, après une présentation brève de la plaque africaine, les généralités sur la géologie et la tectonique du Cameroun, nous allons aborder de manière succincte l'environnement géologique, tectonique de la zone d'étude et poser la problématique.

Le deuxième chapitre pour sa part, est consacré à la présentation de la méthodologie utilisée pour atteindre nos objectifs ainsi que les données utilisées pour y parvenir. Dans un premier temps, les bases des méthodes magnétiques sont décrites suivies des différentes méthodes de traitement et d'interprétation des données aéromagnétiques. La deuxième partie portera sur la théorie de l'analyse spectrale 2D afin d'estimer les profondeurs des points de Curie.

Le troisième et dernier chapitre est consacré à l'analyse, l'interprétation, la discussion et la validité des résultats obtenus. Sa première partie portera sur l'interprétation des cartes magnétiques, l'objectif étant de mieux caractériser les sources magnétiques à l'origine des anomalies observées. La deuxième partie sera consacrée à l'analyse de l'état thermique actuel de la zone d'étude et les implications géodynamiques éventuelles sur la structure lithosphérique, à partir de l'estimation de la Profondeur du Point de Curie (PPC), du gradient thermique et du flux de chaleur issu de l'analyse spectrale 2D des données aéromagnétiques. La validité des résultats sera discutée dans la troisième partie. Le présent travail s'achève enfin par une conclusion générale et des perspectives.

**CHAPITRE I : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE ET
PROBLEMATIQUE**

CHAPITRE I : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE ET PROBLEMATIQUE

Introduction

Les buts spécifiques de ce chapitre sont : i) de constituer une synthèse des connaissances actuelles de la géologie régionale et locale de la zone qui fait l'objet de cette étude, ii) de situer le cadre géographique, géologique et tectonique de ladite zone, iii) de faire un résumé des différents résultats obtenus lors des travaux antérieurs, et décliner l'objectif principal de cette étude.

I.1. Contexte géologique et tectonique

I.1.1. Généralités sur la tectonique africaine

En Afrique, les principaux événements tectono-métamorphiques qui ont façonné le domaine précambrien, après la mise en place des nucleus archéennes vers 3,7 Ga (Clifford, 1970) sont les orogénèses Archéennes (3,0 et 2,5 Ga) éburnéenne ou burimienne (2,2 et 1,8 Ga), Kibarienne (~ 1,3 Ga) et Panafricaine (~ 600-500 Ma). Sur cet aspect, l'Afrique se distingue par deux domaines qui sont : les cratons et les zones mobiles (Eno Belinga, 1984).

I.1.1.1. Les cratons africains

Le craton est considéré comme une zone stable depuis au moins 2500 Ma (Regnault, 1986). En Afrique, on distingue le craton ouest-africain, le craton du Kalahari, le craton sud-africain, le craton nylotique et le craton du Congo. Les zones cratoniques sont formées par des roches d'âge ancien métamorphisées et migmatisées du continent, durant l'Archéen et le Protérozoïque récent, qui se sont assemblées plus tard au cours de plusieurs phases orogéniques avant 800Ma (Cahen et al., 1984).

I.1.1.2. Les zones mobiles africaines

Les zones mobiles sont des chaînes plissées et des zones rajeunies (Ndougsa, 2004). Après les orogénèses de l'Archéen et du Protérozoïque, les zones mobiles constituent les foyers où se joue l'essentiel de l'histoire géologique africaine (Eno Belinga, 1984), dans ce sens qu'elles ont connu des compressions tangentiels et des accidents longitudinaux plus ou moins verticaux.

Au cours des âges géologiques, les zones mobiles africaines ont été marquées principalement par :

- L'événement thermo-tectonique panafricain qui est à l'origine d'une réactivation d'anciennes structures du vieux socle et de certaines régions. Il a donné naissance à des nouvelles poussées et à des zones orogéniques complexes (Porada, 1984) pendant le Cambrien inférieur qui sont matérialisées par :
 - Des mouvements épirogéniques sporadiques provoquant des vastes ondulations sur la surface du continent et quelques zones périphériques d'orogénèse hercynienne suite à la collision des plaques africaine et nord-américaine durant le Primaire (Vauchez et al., 1987) ;
 - La formation des structures alpines en Afrique du Nord, de grabens ou des rifts et des bassins sédimentaires en Afrique Centrale et de l'Ouest (Giraud et al., 1987), comme suite à l'ouverture de l'Atlantique sud et la fermeture de la Téthys au Secondaire et au Tertiaire.
- Une activité volcanique, notamment des intrusions tholéitiques en Afrique de l'Ouest en relation avec la fragmentation de la Pangée (May, 1971), et des volcans alcalins en Afrique Centrale (Moreau et al., 1987).

I.1.1.3. Activité tectonique dans les zones mobiles africaines

D'après Cornachia et Dars (1983), cette activité comprend trois phases principales :

- la première phase s'étend jusqu'au Crétacé inférieur (Aptien) de l'ère secondaire. Au cours de cette phase, la dorsale médio-océanique développe une composante horizontale de direction Est sur le compartiment septentrional du continent. Il en résulte une distorsion importante de la partie médiane du continent qui devient une zone de cisaillement ou de décrochement potentiel dextre. Cette zone de cisaillement facilite notamment la réactivation au Cameroun et en République Centrafricaine ;
- la deuxième phase commence à l'Albien (Crétacé inférieur) ; elle se caractérise par la réduction du champ de tensions sur l'Afrique Centrale, suite à l'ouverture de l'Atlantique sud. On note néanmoins que la persistance des tensions est telle que le continent africain connaît une translation vers le Nord-Est, sous l'effet discordant des deux pôles eulériens contrôlant l'ouverture de l'Atlantique. Après l'ébauche d'océanisation de l'Atlantique sud, au cours duquel se sont formés les bassins sédimentaires côtiers (côte ouest-africaine, golfe de Guinée) et continentaux (bassins sédimentaires du Nigéria, de Mamfé, du Nord-Cameroun, du Bénin et du Tchad), le relâchement des contraintes a entraîné l'affaissement du couloir instable du Nord-Cameroun et du Tchad méridional ;
- la troisième phase commence au Cénozoïque. Elle est celle des accidents Est-Ouest affectant l'Afrique de l'Est avec une persistance des mouvements à décrochements dextres liés au rifting Est-africain, au contraire de ceux, ayant affecté l'Afrique Centrale, liés à l'évolution de l'Atlantique.

I.1.2. Généralités sur la géologie et la tectonique du Cameroun

Le Cameroun est entièrement couvert au 1/500 000 par des cartes géologiques levées entre 1952 et 1970.

La synthèse de ces cartes a donné la carte géologique au 1/1000 000, publiée en 1979, dont l'ouvrage de Regnault (1986) " Synthèse géologique du Cameroun " peut être considéré comme la notice. L'auteur distingue ainsi quatre grands domaines :

- une zone mobile, domaine réactivé au Panafricain vers 550 MA, qui couvre la plus grande partie du Cameroun,
- un craton au sud du pays, faisant partie du Craton du Congo, épargné par le rajeunissement panafricain et stabilisé depuis 2000 MA,
- des bassins sédimentaires essentiellement crétacés à l'Ouest (bassin de Douala) et au Nord (bassins de Garoua et de Maroua)
- et les formations volcaniques récentes de la Ligne du Cameroun, avec des complexes plutoniques anorogéniques associés (Younger granites du Nigéria), alignées N 30°E à l'ouest du pays et toujours actives (éruptions du Mont Cameroun en 1999 et 2000).

Cette synthèse a été handicapée par le faible nombre de datations. Depuis cette date, de nombreux travaux pétrographiques et structuraux, appuyés par des analyses géochronologiques et géochimiques ont permis de résoudre certains problèmes de datation.

Deux nouvelles cartes, toujours au 1/500 000, ont été levées dans la partie sud du pays au milieu des années 1980 :

- une carte de la partie ouest au sud du 4° parallèle par le BRGM (Maurizot et al., 1986) et publiée en 2001 ;
- une carte de la partie est au sud du 4° parallèle par le PNUD, inédite.

Tous ces travaux ont conduit Vicat (1998) à distinguer au Cameroun cinq grands ensembles géotectoniques : le Craton, la couverture du Craton, les bassins

sédimentaires, la couverture volcanique de la Ligne volcanique du Cameroun et la Chaîne panafricaine.

I.1.2.1 Le Craton

Situé à l'extrême sud du pays, il représente la terminaison septentrionale du craton du Congo.

Cet ensemble appelé ici groupe du Ntem est constitué de charnockites, de leptynites, de gneiss et divers granitoïdes (tonalites, trondjehmites, granodiorites, syénites, etc.), le tout recoupé par des dykes de roches vertes (amphibolites et dolérites). Ces formations ont des âges compris entre 2.8 et 3.6 Ga, c'est à dire Archéen (Tchameni, 1997).

On reconnaît dans ce groupe du Ntem trois unités tectoniques, d'Ouest en Est : l'unité du Nyong, du Ntem et de l'Ayina. Dans chacune de ces unités, des ceintures de roches vertes ont été identifiées.

L'unité du Ntem comprend un complexe plutonique intrusif (môles ou noyaux grenus, charnotitiques, datés vers 2.90 Ga, et granitoïdes intrusifs potassiques, datés vers 2.6 Ga) (Toteu et al., 1994 ; Tchameni, 1997), un ensemble gneissique catazonal ortho et paradérivé, composé essentiellement de gneiss charnokitiques, dont la déformation est attribuée à une phase ultime libérienne (2.6 Ga), responsable de la mise en place des granites potassiques, et des sillons ferrifères ou ceintures de roches vertes (Vicat, 1998).

Ces dernières contiennent des metabasites et des niveaux de quartzites ferrifères rubanées (B.I.F.). La mise en place de la ceinture de roches vertes de Lolodorf-Ngomezap a été datée à 3 Ga.

Les unités du Nyong et de l'Ayina sont constituées du même matériau archéen que l'unité du Ntem, mais sont profondément restructurées.

Dans l'unité du Nyong se superpose aux anciennes structures E-W libériennes (D1) une phase de déformation (D2) attribuée à l'orogénèse éburnéenne, datée vers 2 Ga (Feybesse et al., 1986 ; Toteu et al, 1994),

caractérisée par une foliation NE-SW associée à des cisaillements blastomylonitiques senestres subverticaux de direction N-S à N 40°E. Une tectonique tangentielle de vergence sud-est provoque le chevauchement de cette unité sur l'unité du Ntem. Si le matériel des ceintures de roches vertes de cette unité ne diffère guère de celui du Ntem, on note la présence de corps ultrabasiques dans la région d'Eséka.

L'unité de l'Ayina montre également la reprise de la foliation libérienne N 130°E par des plis d'axe Nord-Est et de grands couloirs blastomylonitiques senestres N 40°E attribués à l'orogénèse éburnéenne (Maurizot et al., 1986). Elle est remarquable par sa ceinture de roches vertes de Mbalam, qui encaisse le gisement de fer d'itabirites du même nom et des indices aurifères actuellement orpaillés.

I.1.2.2 La couverture du Craton

D'âge Protérozoïque, elle se localise à l'extrémité sud-est du Cameroun, aux frontières de la Centrafrique et du Congo. Elle est discordante à l'Ouest sur le Craton (ceinture de Mbalam) et disparaît au Nord sous la nappe de Yaoundé qui la recouvre partiellement. Cette couverture comprend quatre séries (Laplaine, 1971), de la plus jeune à la plus ancienne : la série carbonatée du Dja supérieur, le complexe tillitique de Béla-Libongo, Boulou et Moloundou, les grès, arkoses, conglomérats et pélites de la série du Dja inférieur et enfin la ride de la Lobéké. On y trouve de nombreux filons et sills de dolérites, des pillow lavas et aussi de rares plutons de syénite.

La série carbonatée du Dja supérieur, déposée au Néoprotérozoïque III (650-540 Ma) est discordante sur le craton et sur la série du Dja inférieur (Alvarez, 1995).

Le complexe tillitique de Béla-Libongo, Boulou et Moloundou est rattaché au Cryogénien (850-650 Ma) (Alvarez, 1995). Il est discordant sur la série du Dja inférieur.

La série du Dja inférieur est déposée au Paléoprotérozoïque, postérieurement à la phase majeure éburnéenne. Des filons et sills de dolérite, associés aux dépôts sont datés à 2 Ga (Vicat et al., 1997).

Enfin, la ride de la Lobéké, composée de quartzites massifs et de quartzophyllades est intrudée par des granodiorites éburnéennes (Vicat et al., 1997).

I.1.2.3 Les bassins sédimentaires

Deux types de bassins peuvent être distingués : les bassins paléozoïques et les bassins crétacés.

a. Les bassins paléozoïques

Au nord du Cameroun, on remarque la présence de dépôts volcano-détritiques azoïques à Hoyo près de Poli et à Mangbéi à la frontière Tchadienne, datés du Dévono-Ordovicien (370 à 490 Ma sur K/Ar) par Bessole et Lasserre (1977), discordants sur le socle panafricain. Ces formations débutant par un conglomérat de base et des assises arkosiques sont terminées par des assises andésitiques (Hoyo) et rhyolitiques (Mangbéi).

b. Les bassins crétacés

Leur histoire est liée à l'ouverture d'un système de rift en Afrique occidentale et centrale en liaison avec l'ouverture de l'Atlantique (Maurin et Giraud, 1990).

On peut distinguer :

- les dépôts fluvio-lacustres du Crétacé tels que les bassins de Logone Birni, de Babouré-Figuil, de Mayo Ouro-Léré, de Hama Kousou, etc. Ces dépôts grès-conglomératiques (Brunet et al., 1997) sont recoupés par des sills de roches basiques. A Figuil, on note un dépôt de calcaire à *Collenia*, actuellement exploité pour la production du ciment. Dans le même bassin existent en plusieurs endroits des schistes bitumineux fossilifères ;

- les grands bassins de la Bénoué et de Mamfé avec des dépôts gréseux aptiens à cénomano-turonien (Grès de Garoua) qui prolongent au Cameroun le rift de la Bénoué (Maurin et Giraud, 1990) qui s'étend au Nigéria. La puissance de ces dépôts, traversés d'intrusions de syénites, diorite et dolérite, serait de plusieurs milliers de mètres ;
- Les bassins côtiers de Rio del Rey, de Douala et de Kribi-Campo avec des dépôts marins s'étageant du Crétacé à l'Actuel (Vicat, 1998).

Ces derniers bassins, et particulièrement les formations datées de l'Eocène et du Miocène, encaissent les dépôts d'hydrocarbures liquides et gazeux, activement recherchés, en cours d'exploitation pour le pétrole dans les bassins de Kribi-Campo et du Rio del Rey.

Une autre zone de recherche a par ailleurs été délimitée à l'Extrême-Nord du Cameroun dans la cuvette de Logone-Birni sous les dépôts quaternaires liés à la sédimentation du Lac Tchad, par analogie avec les champs pétrolifères tchadiens de Doba.

I.1.2.4 La Ligne du Cameroun

Elle comprend un alignement N30°E à la fois de massifs volcaniques alcalins, océaniques et continentaux, dont le volcanisme a débuté vers 44 Ma et est encore actif aujourd'hui, et une soixantaine de plutons anorogéniques (syénites, granites, diorites et gabbros), mis en place du Crétacé Supérieur (73 Ma) à l'Eocène moyen (40 Ma). Cet alignement se suit depuis les îles de Pagalù et Malabo jusqu'au Lac Tchad.

L'activité de ce magmatisme est considérée comme associée à la réactivation d'un ancien linéament panafricain. Elle a évolué dans le temps en trois périodes principales (Ngounouno, 1998) à savoir :

- 73-40 Ma : mise en place entre les parallèles 5° et 11° des complexes anorogéniques annulaires ;

- 40-30 Ma : volcanisme dans la partie septentrionale (fossé de Garoua, Plateau des Kapsiki, massif de Golda Zuelva) ;
- 30 Ma-Actuel : volcanisme de la partie méridionale.

Le volcanisme actif actuel de la Ligne du Cameroun est responsable des éruptions du Mont Cameroun (1982, 1999 et 2000 pour les dernières). Il est également responsable de la production de dioxyde de carbone dont l'accumulation en fond de lacs de cratère, et le dégazage brutal de couches d'eau saturées dû à des causes probablement climatiques, ont provoqué les catastrophes meurtrières des lacs Monoun (37 morts en 1984) et Nyos (1741 morts en 1986). Un important programme de sécurisation de ces lacs par dégazage progressif est en cours.

Les plutons anorogéniques s'apparentent aux " Younger granites " stannifères du Nigéria. Ils sont ici également stannifères, portant le petit gîte exploité de Mayo Darlé et de nombreux indices.

I.1.2.5. La Chaîne Panafricaine

La plus grande partie des affleurements du Cameroun est constituée par les unités mises en place lors de l'orogénèse panafricaine. Ces unités forment une vaste ceinture E-W, connue depuis le Soudan jusqu'au Golfe de Guinée et au Brésil. Cette zone mobile appartient à la chaîne panafricaine des Oubanguides qui borde le craton du Congo au Nord (Poidevin, 1984). Sa structure est celle d'une chaîne de collision entre le craton du Congo au Sud et un domaine cratonique nord de l'Adamaoua - nord RCA. Elle chevauche le craton vers le Sud, ce dernier se prolongeant en profondeur sur plus d'une centaine de kilomètres vers le Nord, sous la nappe de Yaoundé. La limite actuelle de la nappe de Yaoundé est une limite d'érosion.

La chaîne panafricaine est traversée par deux grandes zones de cisaillement mylonitique dextres NE-SW qui sont la faille de la Sanaga et le Cisaillement Centre Camerounais, qui traversent le pays du Sud-Ouest au Nord-Est.

Les formations impliquées sont des métavolcano-sédiments. Leur âge est généralement attribué au Protérozoïque moyen à inférieur, Birrimien par analogie au Francevillien du Gabon pour certains auteurs. Par contre, le métamorphisme et le charriage du Groupe de Yaoundé ainsi que les granitisations sont clairement panafricaines (550 - 670 Ma).

Cette chaîne comprend deux grandes entités :

- des formations cristallophylliennes et migmatitiques d'origine paradérivée, initialement quartzo-pélitique à volcano-sédimentaire, anciennement dénommées " séries intermédiaires ", regroupées par Maurizot (1986) sous le vocable unique de " Groupe de Yaoundé " pour en souligner la remarquable homogénéité, ou encore séries d'Ayos, de Mbalmayo-Bengbis, de Yokadouma, de Lom, de Poli et de Yaoundé par Vicat (1998). Elles sont affectées par des conditions de métamorphisme variant des schistes verts aux granulites ;
- des granitoïdes qui sont soit des granites d'anatexie, soit des granites syn et postectoniques dont les plus fréquents sont de nature calco-alkaline. Ces roches occupent surtout la partie centrale de la Chaîne.

La branche nord du Cisaillement Centre Camerounais est interprétée par certains auteurs (Pinna et al., 1994) comme la limite principale entre la croûte néoformée panafricaine, zone d'accrétion du complexe de Poli, composée de volcano-sédiments et de granites et datée à 800-550 Ma, et la marge remobilisée du Craton du Congo, Groupe du Faro-Jibao composé d'orthogneiss et de granitoïdes à reliques de matériel granulitique daté à 2 Ga (Lasserre, 1976 ; Toteu, 1987).

Du point de vue gîtologique, on observera l'alignement remarquable de nombreux indices aurifères avec les structures cisailantes de la faille de la Sanaga (indices de la zone de Bétaré-Oya) et le Cisaillement Centre Camerounais (indices de la zone de Tcholliré). Ces accidents majeurs ont pu jouer le rôle de drains primaires pour les solutions aurifères.

Le rutile et le dysthène sont des composants minéralogiques importants des roches du Groupe de Yaoundé. L'altération de ces roches a permis la libération de ces minéraux qui forment d'importantes occurrences alluvionnaires dans la région de Yaoundé, notamment le gisement de rutile d'Akonolinga dans le bassin du Nyong.

I.2. Présentation de la zone d'étude

I.2.1. Localisation géographique

La zone qui fait l'objet de notre étude se situe au Nord-Est de Yaoundé (Cameroun) et constitue une bande d'axe Yaoundé/ Bertoua. Elle est limitée par les méridiens 12°00' et 13°00' de longitude Est et les parallèles 4°00' et 5°00' de latitude Nord (**Figure1.**). Elle couvre des portions importantes des départements de la Haute Sanaga (chef-lieu Nanga Eboko), du Nyong et Mfoumou (chef-lieu Akonolinga) dans la région du Centre et du Haut-Nyong (chef-lieu Abong-Mbang) dans la région de l'Est.

Le principal axe routier pour accéder dans la région est Yaoundé/Ayos/Abong-Mbang/Bertoua. Mais sur cet axe viennent se greffer les axes secondaires, notamment Awae-Mengueme et Ayos - Nguemendouka.

Notre zone d'investigation se trouve à la fois dans le bassin versant de la Sanaga et celui du Nyong ; elle est traversée au Nord par le fleuve Sanaga qui est le fleuve le plus long et le plus important du Cameroun et au Sud-Est par le fleuve Nyong et son affluent Longo. Le fleuve Nyong est un fleuve dont le cours lent et sinueux semble être en relation étroite avec l'histoire tectonique de la région qui présente des rives marécageuses et, à certains endroits un large lit herbeux (Gazel et Giraudie, 1965).

Cette zone a un relief relativement monotone, avec une altitude moyenne qui se situe entre 600 et 750 m (**Figure 1**). Le climat est de type équatorial avec quatre saisons, une grande saison pluvieuse qui va d'Août à Novembre ; une petite saison pluvieuse allant de Mars à Juin. Une grande saison sèche de Novembre à

Mars ; une petite saison sèche de Juin à Août. La végétation alterne entre la forêt dense au Sud et la savane boisée au Nord.

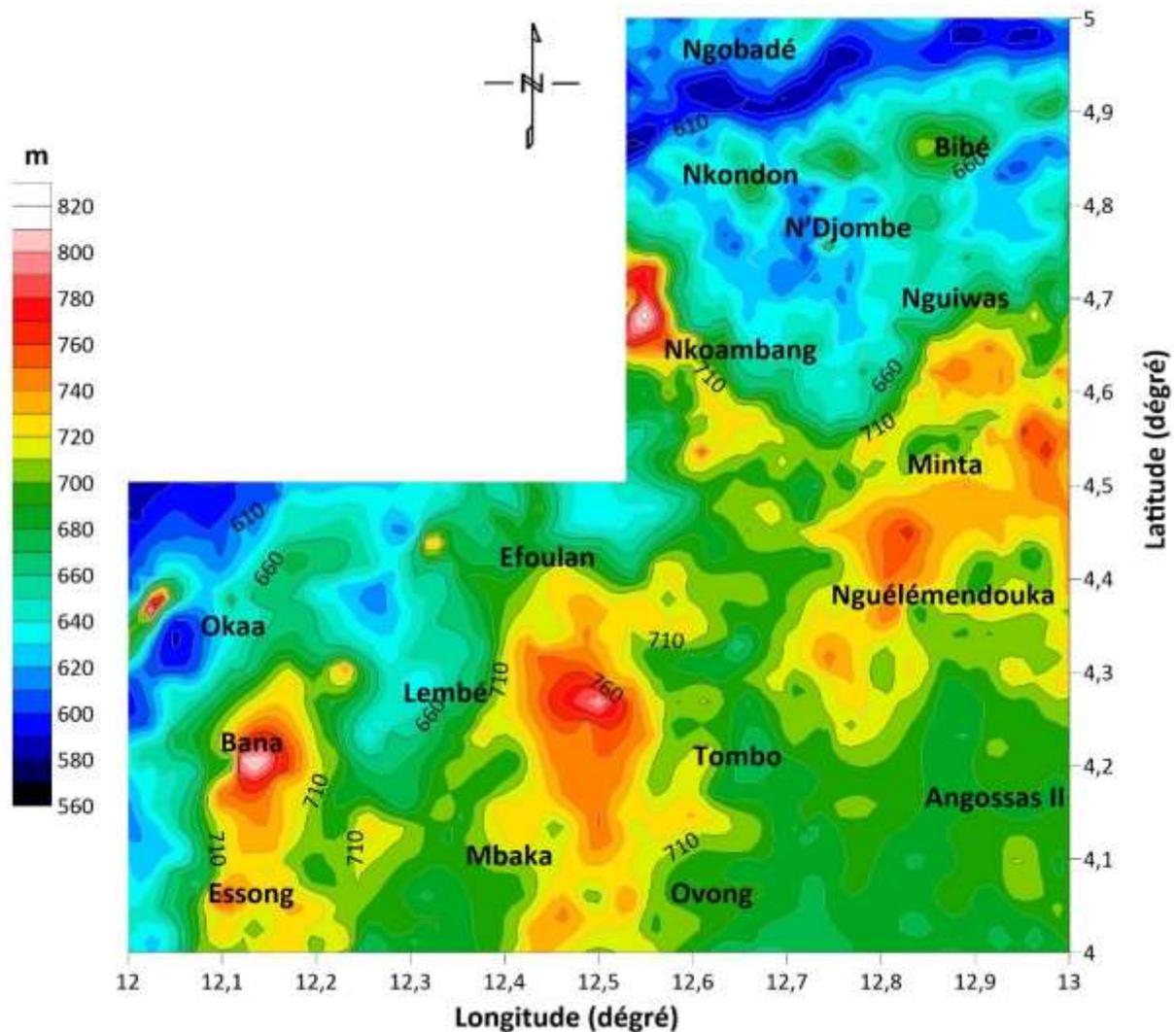


Figure 1: Carte topographique de la présente étude.

I.2.2. Cadre géologique

La Zone Mobile d’Afrique Centrale (ZMAC) est un domaine de terrain précambrien remobilisé comprenant des roches ignées et métamorphiques d’âge

panafricain. Il fait partie de la grande ceinture panafricano-brésilienne néoprotérozoïque qui a subi une déformation importante au cours de l'orogénèse panafricaine.

La zone d'étude est située à la bordure nord du craton du Congo, dans la Ceinture Orogénique d'Afrique Centrale (**Figure 2a**). Elle est à la limite des formations granitiques, qui occupent la plus grande partie de l'Adamaoua et le groupe de Yaoundé (**Figure 2a**). Une grande partie du groupe de Yaoundé est composée de roches métasédimentaires avec des micaschistes et des paragneiss prédominants.

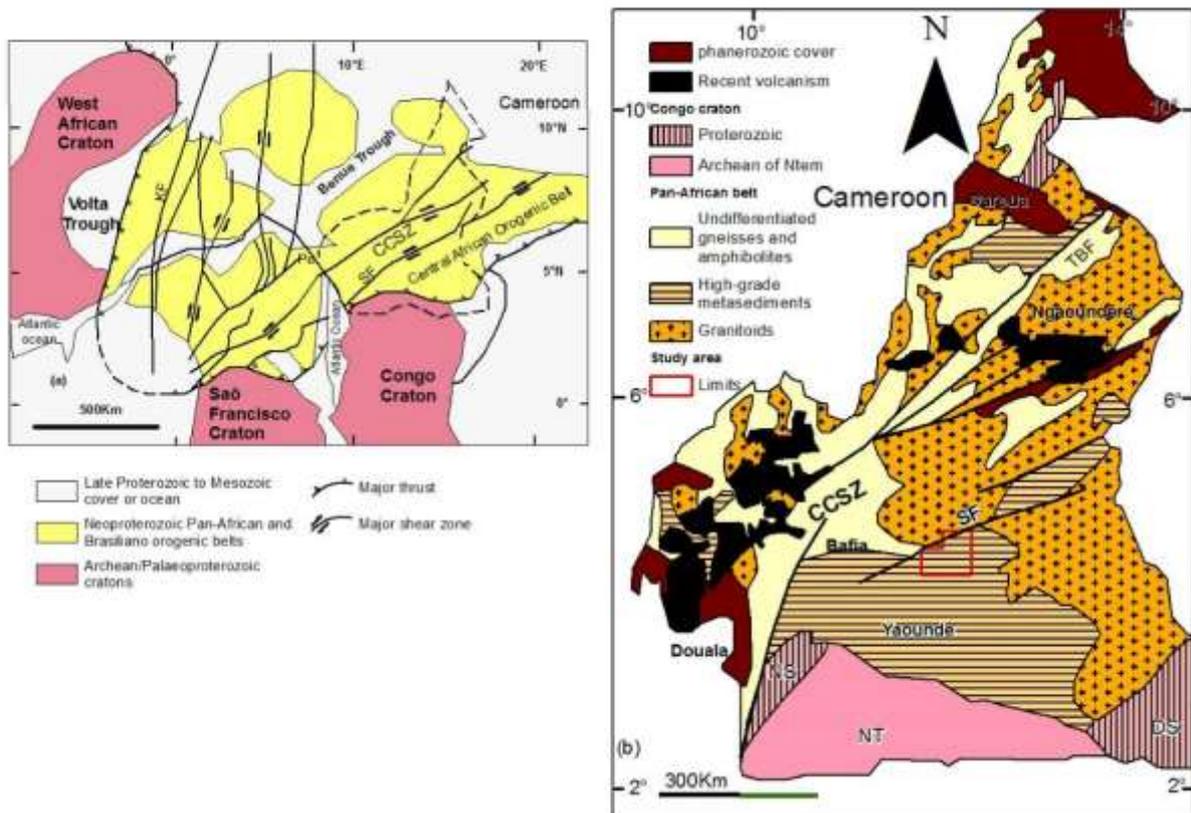


Figure 2: a) Carte géologique de l'Afrique centrale occidentale et du nord du Brésil avec des masses cratoniques et des provinces panafricaines et brésiliennes de la ceinture pan-gondwana dans une reconstruction de la Pangée ; modifié à partir de Castaing et al. (1994). CCSZ : zone de cisaillement centre Camerounais ; KF : Faille de Kandi ; Pe: Faille de Pernambuco; SF: Faille de la Sanaga; TBF:

Faille de Tibati-Banyo. Les lignes en pointillées marquent à peu près la frontière politique du Cameroun. (b) Carte géologique du Cameroun avec les deux principaux domaines de la ceinture orogénique panafricaine, modifiée d'après Nzenti et al. (2006): (1) domaine nord; (2) Domaine sud correspondant à la série de Yaoundé sur le craton du Congo. CCSZ: zone de cisaillement du centre Camerounais; DS: série du Dja; NS: série du Nyong; NT: complexe du Ntem; SF faille de la Sanaga; TBF: Faille de Tibati-Banyo.

La carte géologique de Gazel (1954) (**Figure 3**) montre que la région est couverte de granites, de la série métamorphique ancienne de Nanga-Eboko et de la partie nord de la série plus récente et moins métamorphisée d'Ayos qui se trouve au sud de la zone d'étude.

La formation granitique, granite syntectonique ancien, est représentée au nord de la région, à Ngobadé. Il s'agit d'un granite hétérogène, aussi bien par sa structure et sa texture, que par sa composition minéralogique : le type dominant est un granite calco-alcalin. Les massifs de granodiorite au sud de Nkoambang et au nord-est d'Ovong sont bien individualisés au milieu des roches métamorphiques : la roche est grenue et contient notamment de l'andésine, de la biotite très ferrifère et de la hornblende.

La série métamorphique ancienne de Nanga-Eboko constitue le substratum de toute la zone d'étude. Cette série est fortement plissée et les pendages sont très variables, ce qui ne permet pas de reconstituer facilement la stratigraphie et la tectonique de ces formations (Gazel, 1954). Elle est principalement constituée des ectinites et les migmatiques :

- Parmi les ectinites, les gneiss à deux micas forment une large bande, du centre au sud (de Nkoambang à Angossa passant par Nguélémendouka) : le faciès le plus fréquent est à grenat et on note quelques zones de quartzite

dans les gneiss. Les micaschistes à deux micas sont notés à l'ouest de Bibé, au nord-ouest, entre N'Djombé et Nkondon, à l'ouest de la zone d'étude à Oka'a. A la base de ces micas-schistes on note un faciès à feldspath. Dans les micaschistes d'Oka'a, on rencontre des zones de quartzite micacés et de quartzite à minéraux. Les gneiss à biotite sont assez peu représentés au nord-est de Ngobade.

- L'embréchite est la seule migmatite représentée dans la zone d'étude. On la trouve du nord de Minta, à Bibé, en contact avec les granites et au contact des gneiss à deux micas à Minta. Elle est également présente au sud-ouest de la zone d'étude (à Essong) ainsi qu'à Tombo, elle est en contact avec la partie nord de la série d'Akonolinga et deux massifs de granitoïdes. On distingue des faciès à deux micas (à Tombo) ou à biotite seule ou dominant (à Nguibas). Le faciès quartzite est particulièrement visible dans le secteur de Bibey. Les amphibolites sont présentées au sud de la région dans les embréchites à biotite, mais ne forment pas de massifs.

Dans le sud de la zone d'étude, se trouve la partie nord de la série moins métamorphisée d'Akonolinga, elle est principalement composée de chlorite-schiste, de schistes, de micaschistes et de quartzites formés lors d'un métamorphisme épizonal. Cette série tranche avec les migmatites voisines.

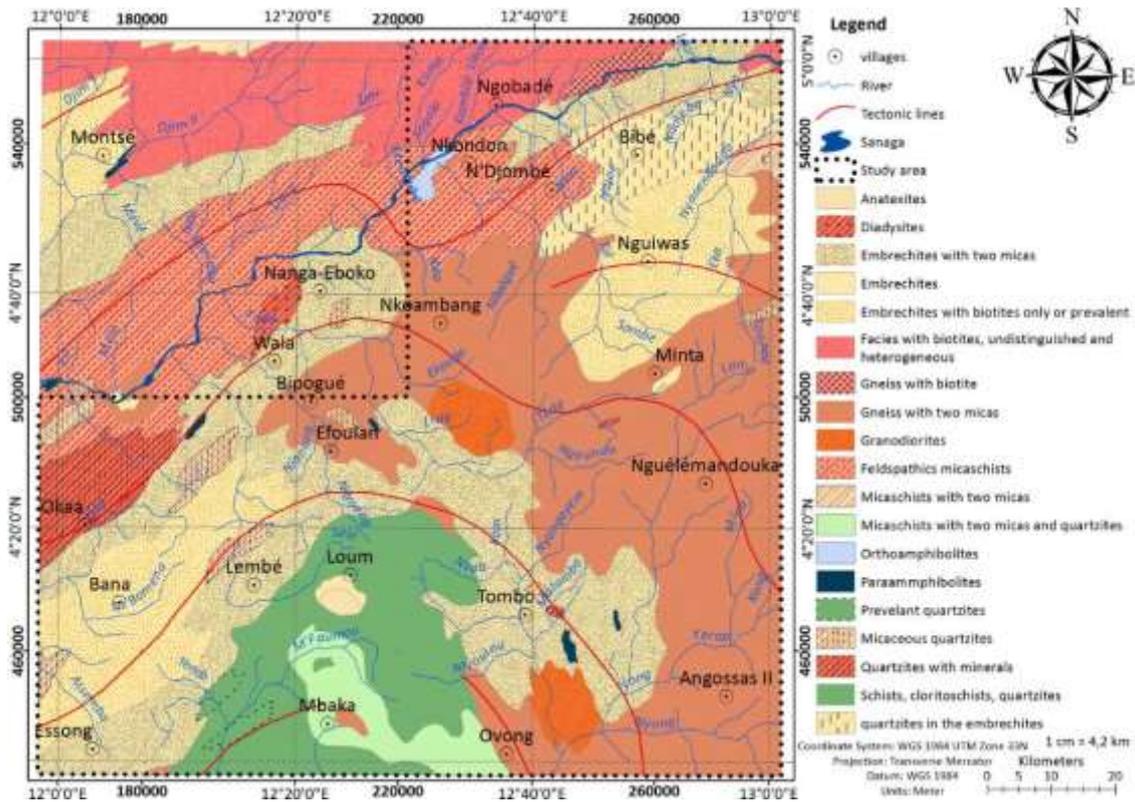


Figure 3: Carte géologique de la zone d'étude (Gazel, 1954).

I.2.3. Cadre tectonique

Du point de vue tectonique, le sud Cameroun est caractérisé par une évolution transgressive senestre contrôlée par les grands décrochements N170°E du centre Cameroun (Olinga, 2003). Il comporte des structures de direction E-W, à pendage modéré à horizontal vers le Craton du Congo, associées à une tectonique en nappe à vergence sud (Mbom Abane, 1997 ; Vignès-Adler et al., 1991; Penaye et al., 1993; Olinga et al., 2010 ; Nzenti et al., 1988).

L'évolution tectonique de la zone d'étude a été affectée par l'événement tectonothermal panafricain qui est caractérisé par une déformation polyphasique avec les étapes D₁-D₄ comme rapporté par Mvondo et al. (2003 et 2007), Owona (2008), Kwékam et al. (2010) et Njanko et al. (2010) :

- Une phase de déformation D₁ de cinématique inconnue, marquée par une foliation fortement transposée par les déformations ultérieures. Le métamorphisme associé à cette phase de déformation correspond au faciès

granulite dans les gneiss et au faciès amphibolites dans l'ensemble schisto-quartzitique ;

- Une phase D_2 comportant deux séquences progressives : une séquence initiale D_{2a} et une séquence tardive D_{2b} .

La D_{2a} correspond à une nappe granulitique de direction cinématique E-W et à vergence ouest à sud-ouest ; le métamorphisme associé à cette phase de déformation correspond au faciès granulite dans les gneiss et au faciès amphibolite dans l'ensemble schisto-quartzitique ;

La D_{2b} montre une tectonique tangentielle de direction N-S et de vergence sud associée à une évolution rétrograde du métamorphisme régional qui s'effectue dans le faciès amphibolite pour les gneiss, et schistes verts pour la semelle schisto-quartzitique ;

- Une phase de déformation D_3 caractérisée par des grands plis régionaux d'axe N-S affectant toutes les structures antérieures. Ces plis sont contemporains du mégacisaillement dextre E-W d'Ayos dont on observe à l'échelle de l'affleurement des équivalents structuraux et cinématiques dans les gneiss et dans les micaschistes. Ce dispositif tectonique matérialise un décrochement–pli dextre. La phase de déformation D_3 évolue dans des faciès amphibolite et schistes verts pour les gneiss et les schistes respectivement ;
- Une phase D_4 essentiellement fragile et matérialisée par des diaclases et des failles normales marquées par des joints discontinus colmatés ou non par des filons granitiques.

Sur le plan géodynamique, les caractères géochimiques des roches étudiées montrent que ces dernières représentent des sédiments argileux et arénacés continentaux, parfois carbonatés ou ferrifères. Ils appartiennent donc à un environnement volcano-sédimentaire.

I.3. Travaux antérieurs

De nombreux travaux géologiques et géophysiques ont été effectués dans la sous-région en général et dans la zone qui fait l'objet de cette investigation en particulier. Ces travaux apportent des éléments nouveaux en fournissant des données complémentaires sur les structures superficielles et profondes.

I.3.1. Etudes géologiques

La zone de Loum-Minta n'a pas connu beaucoup d'études ou d'expéditions géologiques dans le cadre local cependant, plusieurs études ont été effectuées dans cadre régional. Parmi ces travaux, on note les travaux de Gazel et al. (1956) qui établissent la carte géologique de synthèse du Cameroun au 1/1000000 avec une notice explicative ; ils rendent également compte des connaissances acquises et esquissent une histoire géologique du Sud-Cameroun.

Poidevin (1983) définit la ceinture des Oubanguides en RCA. Pour la première fois, une tectonique collisionnelle associée à un métamorphisme de faciès granulite est décrite au nord du craton du Congo (Ball et al., 1984 ; Jégouzo, 1984 ; Nzenti et al., 1984 ; Pin et Poidevin, 1987). Ensuite, plusieurs autres travaux ont été publiés sur différents aspects de la géologie de la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale (Cornachia et Dars, 1983 ; Rolin, 1995 ; Ngako et al., 2003 ; Mvondo et al., 2003 et 2007 ; Olinga et al., 2010 ; Meying, 2011).

Mais les données de ces études demeurent insuffisantes sur la seule base de la géologie, compte tenu du fait que les méthodes géologiques ne se limitent qu'à l'observation des affleurements et l'analyse des échantillons. C'est dans ce sens que les méthodes de prospections géophysiques s'avèrent indispensables dans l'apport des informations complémentaires sur les structures superficielles et profondes. Ainsi, quelques travaux basés sur les méthodes géophysiques ont aussi été menés dans la zone qui fait l'objet de notre investigation.

I.3.2. Etudes géophysiques

Les investigations géophysiques menées dans la région de Loum-Minta et ses environs ont essentiellement utilisé les méthodes aéromagnétiques, gravimétrique et magnétotellurique.

I.3.2.1. Travaux aéromagnétiques

L'interprétation d'une campagne aéromagnétique effectuée par la compagnie canadienne (Patterson et al., 1976) et couvrant la zone d'étude, montre qu'il y a peu de différence entre les patrons de contours magnétiques des migmatites et ceux des roches granitiques, le relief magnétique est en général faible. Les migmatites présentent un relief magnétique semblable, mais tendent à avoir des patrons magnétiques plus irréguliers et plus orientés, comme on pouvait s'y attendre, vu la nature moins homogène de ces roches. Dans la zone de N'Djombé-Nguiwass on note des anomalies peu étendues avec de grandes amplitudes, elles sont situées dans les gneiss granitiques. Au centre de la zone d'étude (à Nguélémendouka), le patron de contours magnétique montre un relief faible, caractéristique des migmatites et des roches granitiques mais à l'ouest, un patron plus régulier apparaît, il peut être rattaché aux schistes et aux quartzites d'Akonolinga. Ceci est particulièrement visible au sud-ouest de la zone d'étude. En général, les anomalies magnétiques sont peu marquées dans les formations métamorphiques, contrairement au socle plus ancien du complexe calco-magnésien. Ce fait a été attribué à la prédominance des effets structuraux sur les variations des composantes du champ magnétique (Corpel et Debeglia, 1978). Ces derniers auteurs estiment que la présence dominante des formations peu magnétiques pourrait traduire l'insuffisance de l'interprétation magnétique. Au sens général, l'étendue de granite qui apparaît au nord de la zone représente le plus haut degré de métamorphisme et un niveau structural profond, alors que la bordure sud représente une région à métamorphisme faible et à niveau structural plus élevé.

Les travaux de Ndougsa et al. (2013) au sud de la zone d'étude révèlent l'existence d'un vaste système de faille de directions majeurs E-W et ENE-WSW, différentes zones d'intrusions granitiques sont également identifiées. Les résultats de ces travaux situent la limite géophysique du Craton du Congo autour du parallèle 4° N.

Les travaux de Yandjmain et al. (2017) mettent en évidence un réseau de faille de direction prédominante NE-SW et estiment la limite du Craton du Congo. D'après ces travaux, la limite entre le Craton du Congo et la zone panafricaine se situerait entre les parallèles 3°47'N et 3°75'N. Sa profondeur varie entre 2,6 km pour la partie la plus profonde et 0,1 km pour la moins profonde, sa direction est ENE-WSW tandis que le pendage (NW) varie de 30° à 60°.

Les travaux de Basseka et al. (2017) révèlent l'existence d'un corps ayant une grande susceptibilité à la limite du craton du Congo et de la Chaîne Panafricaine. Le toit de ce corps est situé à une profondeur moyenne de 4148 m avec une extension latérale d'environ 10 km. Les résultats de ces travaux soutiennent l'existence d'une collision continent-continent impliquant le Craton du Congo et la Ceinture Panafricaine en Afrique Centrale.

I.3.2.2. Travaux gravimétriques

Les premiers travaux de prospection géophysique étaient des travaux de reconnaissance. La première campagne gravimétrique a été menée sur l'ensemble du territoire du Cameroun entre 1962 et 1967 par l'ORSTOM et conduit à l'établissement des cartes d'anomalies gravimétriques du Cameroun. Ces cartes présentent dans l'ensemble, de grandes variations régionales et des irrégularités bien localisées marquées par des gradients élevés, suggérant ainsi l'existence d'accidents tectoniques majeurs.

Collignon (1968) distingue au Sud de la ligne Yaoundé-Abong Mbang (sud du Parallèle 4° N), une anomalie légère, d'orientation E-W, s'étendant sur 150 km de large et plus de 500 km de long. Il l'interprète comme la partie affaissée des

formations Précambriennes du Sud-Cameroun. Cette anomalie semble liée à l'existence d'un massif ancien comparable à l'Adamaoua, dont les limites auraient été déplacées par la tectonique. Il distingue au seuil d'Abong Mbang une zone lourde, caractérisée par des anomalies gravimétriques positives, et qui séparerait la zone légère de l'Adamaoua au Nord, de la zone légère du massif Sud-Cameroun au Sud. Le seuil d'Abong Mbang traduirait un mouvement vertical à grande profondeur survenu au milieu d'un vaste synforme précambrien.

Sur la base de la signature gravimétrique des limites entre craton et Chaîne Panafricaine, Dumont (1986) compare l'alignement E-W d'Edéa à Yaoundé à la limite géophysique du Craton du Congo. Une limite qui se poursuit suivant la même direction le long du parallèle 4°N dans tout le Sud Cameroun.

Une étude des structures crustales d'Afrique Centrale déduites des anomalies gravimétriques et magnétiques effectuée par Boukéké (1994) a permis de préciser le contexte géodynamique de la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale, qui selon cet auteur serait une chaîne de collision entre le Craton du Congo au sud et la Chaîne Panafricaine. La limite entre les deux unités géologiques est encore mal connue. D'après cet auteur, le craton se prolongerait en profondeur sur plus d'une centaine de kilomètres.

Les travaux de Mbom-Abane (1997) révèlent l'existence d'un accident tectonique majeur de direction E-W le long du parallèle 4°N, non identifié par la géologie en raison probablement de sa profondeur d'enfouissement.

Les travaux de Tadjou et al. (2009) mettent en évidence les zones où les gradients gravimétriques sont élevés et qui séparent différentes anomalies. Ces anomalies sont situées sur la bordure septentrionale du Craton du Congo.

Dans les travaux de Basseka et al. (2011), deux observations générales ont été faites concernant les anomalies gravimétriques à l'intérieur et à la limite du Craton du Congo : premièrement, les anomalies dans la zone du craton sont

négatives par rapport à celles des zones adjacentes ; deuxièmement, diverses anomalies sont séparées par des gradients gravimétriques élevés, ce qui suggère des zones de failles importantes le long de la limite du Craton du Congo. Sur la base de ces observations, ils déduisent que cette zone est probablement une zone affaissée dans laquelle l'affaissement aurait pu s'accompagner d'une intrusion de corps granitiques d'une densité comprise entre 2600 et 2650 kg / m³ et d'une épaisseur atteignant 7 km. Cette étude suggère que la structure profonde de la marge nord du Craton du Congo est le produit d'une marge de collision active. Cette collision a provoqué un chevauchement considérable des formations panafricaines sur les formations de Craton du Congo.

Les travaux de Goussi Ngalamo et al. (2017) révèlent que : (1) les anomalies gravimétriques sont de faible intensité dans le Craton du Congo, le domaine de Yaoundé, la partie sud-est du domaine Ouest Cameroun et la partie nord du domaine Adamawa-Yade ; (2) les anomalies gravimétriques de grande intensité ont une tendance E-W dans la partie sud du domaine Adamawa-Yade ; (3) la Croûte est plus épaisse sous le craton du Congo, le domaine de Yaoundé et la partie méridionale du domaine Adamawa-Yade. (4) les matériaux de la croûte inférieure sont plus denses sous la partie sud du domaine Adamawa-Yade.

I.3.2.3. Travaux magnétotelluriques

Les travaux de Manguellé-Dicoum (1988) menés dans la région de Mbalmayo au Cameroun ont permis d'établir que la ligne de failles d'Eséka au Dja inférieur, qui est assimilée au contact entre les schistes et les granites est située dans le socle granitique (Complexe du Ntem) et reste distincte du contact métamorphique.

L'investigation géophysique de la région d'Akonolinga/Abong Mbang effectuée par Mbom-Abane (1997) permet de mettre en évidence deux accidents structuraux : un accident majeur E-W, passant par Abong Mbang, et qui traduit un mouvement vertical ayant entraîné l'affaissement du socle cratonique au sud

du parallèle 4°N et dont la localisation conduit à identifier la limite septentrionale du Craton du Congo. Un accident ENE-WSW passant par Ayos, associé au jeu dextre de la Sanaga-Ndélé et qui constitue la limite du glissement dextre de la Chaîne Panafricaine de l'Afrique centrale par rapport au craton du Congo.

L'approche de Bostick (Meying et al., 2009 ; Meying, 2011) révèle un réseau de failles de direction E-W qui s'étend d'Akonolinga jusqu'Abong-Mbang. Ce réseau de failles serait la zone de transition entre le Craton du Congo et le Panafricain, qui selon les travaux antérieurs passe par Edéa à l'intersection de l'accident NE-SW de la Sanaga et de la faille NNE-SSE de Kribi.

Les travaux de Meying et al. (2013) mettent en évidence une ligne tectonique NE-SW de type faille qui traverse la ligne structurale E-W à Ayos.

Malgré ces études antérieures, la connaissance des structures de la Chaîne Panafricaine continue à faire l'objet de plusieurs travaux compte tenu du fait que certains phénomènes géologiques et thermo-tectoniques restent toujours inexplicables. C'est dans ce cadre que le présent travail est initié afin d'apporter un éclairage significatif à la connaissance de la structure superficielle et profonde de la zone d'étude.

I.4. Problématique

L'ensemble des travaux géophysiques antérieurs effectués dans la zone de Loum-Minta et dans les zones adjacentes se résume à une interprétation préliminaire de quelques anomalies aéromagnétiques, des sondages magnétotelluriques et des travaux gravimétriques qui mettent en évidence certaines failles. Il ressort de cette analyse des informations existantes, la nécessité de procéder à des investigations supplémentaires qui permettent de caractériser les variations observées de l'aimantation des roches et de préciser la géométrie structurale à laquelle elles font référence pour une meilleure compréhension de la tectonique locale et régionale.

Par ailleurs, les travaux géophysiques antérieurs ne se sont principalement limités qu'à l'étude : des structures géologiques, à l'exploration pétrolière et gazière et aux études minières. Les études géothermiques à partir des méthodes géophysiques, n'ont pas reçu la même attention au Cameroun alors qu'il y a un manque d'informations sur la température crustale. De plus, à notre connaissance, la seule étude des structures thermiques à partir des données aéromagnétiques est celle qui a été effectuée par Feumoe et Ndougsa (2017) au sud de notre zone d'investigation entre les latitudes 2° - 3° Nord et les longitudes 13° - 15° Est.

De nombreuses études ont montré que la méthode aéromagnétique peut être considérée comme un excellent moyen pour déterminer d'une part, l'état et l'importance de la fracturation du sous-sol, délimiter les zones potentielles en minéralisation effective d'oxydes de fer (magnétite, BIF, itabirite...) et autres substances connexes et d'autre part, de déterminer l'état thermo-tectonique des structures géologiques à partir des PPC.

Nous proposons dans le cadre de cette présente étude : (1) de produire une carte structurale interprétative de notre région d'étude, (2) de développer la confrontation de ces structures linéaires avec la géologie locale et régionale, (3) d'estimer la profondeur du socle magnétique de notre zone d'étude, (4) de déterminer les caractéristiques géométriques de la croûte sous Loum-Minta à partir de la modélisation 2.75D, (5) d'analyser l'état thermique actuel de la zone et les implications géodynamiques éventuelles sur la structure lithosphérique, à partir de l'estimation de la Profondeur du Point de Curie (PPC), du gradient thermique et du flux de chaleur issus de l'analyse spectrale des données aéromagnétiques.

Ce travail est fait sur la base de la disponibilité à la fois des données aéromagnétiques dans la zone étudiée et d'un certain nombre d'outils de traitement des données.

Conclusion

Tout au long de ce chapitre, la plaque africaine a été présentée comme un vieux bloc continental formé essentiellement de zones stables (cratons) et de zones mobiles. Les zones mobiles sont marquées particulièrement par les évènements thermo-tectoniques panafricains qui ont affecté la partie centrale du vieux continent notamment la région du Centre-Est Cameroun. La présentation des travaux antérieurs (géologiques et géophysiques) menés dans la zone ont permis d'indiquer les formations géologiques, les formations minérales ainsi que les accidents tectoniques (failles, fractures, zone de contact) de la région. Ces études énoncent un ensemble d'hypothèses et présentent des résultats que ce travail pourrait soit infirmer ou alors confirmer. La méthodologie adoptée ainsi que les techniques de collecte des données font l'objet du prochain chapitre.

CHAPITRE II : METHODOLOGIE ET DONNEES

CHAPITRE II : METHODOLOGIE ET DONNEES

Introduction

Le but de ce chapitre est de présenter les bases nécessaires à la compréhension de la prospection magnétique. La théorie sur les différentes méthodes de traitement et d'interprétation des données aéromagnétiques est également évoquée. Après un bref historique du développement et de l'évolution des méthodes magnétiques afin de mieux cerner les raisons de leur utilisation dans le domaine de la cartographie géologique, les principes théoriques sur lesquels elles reposent sont ensuite décrits. Les différentes méthodes de transformation et d'interprétation des données aéromagnétiques dans le cadre de l'étude sont décrites par la suite afin d'atteindre les différents objectifs de la présente investigation ainsi que l'origine de ces données.

II.1. Historique et objectif des méthodes magnétiques

La méthode magnétique est probablement la technique la plus ancienne utilisée en géophysique. Elle apparaît au VI^{ème} siècle avant notre ère, avec les travaux de Thalès. De ce fait, c'est l'une des techniques de prospection géophysique les mieux documentées (exemples : Telford et al., 1976 ; Nabighian et al., 2005b ; Reynolds, 2011 ; Hinze et al., 2013). Facile à mettre en œuvre, elle s'est rapidement imposée comme un outil d'investigation efficace. La première découverte majeure dans ce domaine est effectuée par Maricourt en 1269, qui définit la nature dipolaire des objets magnétiques, et caractérise les pôles magnétiques de la Terre. Dans la première moitié du XVI^{ème} siècle, Hartmann enregistre pour la première fois la déclinaison du champ magnétique terrestre et met en évidence son inclinaison. En 1600, Gilbert dans son œuvre « De Magnete », affirme que la Terre est un aimant géant. De là, vont se succéder les avancées

dans le domaine. On peut notamment citer des lois régissant les potentiels magnétiques décrites par Coulomb (1770), les travaux d'Ampère sur l'origine électrique des champs magnétiques (1820), avec de nombreux développements instrumentaux, et les débuts des recherches sur l'origine du géomagnétisme de Gauss. Dans la première partie du XX^{ème} siècle, les hypothèses soutenues par Larmor sur l'origine du magnétisme terrestre (dynamo autoentretenu) (Larmor, 1919 ; Larmor et Joseph, 1919) sont confirmées par les travaux de Elsasser et Bullard sur les mouvements de fluides du noyau externe (Elsasser, 1939 et 1946 ; Bullard, 1949 et 1950). Après la seconde guerre mondiale, de nombreuses innovations technologiques vont favoriser les développements instrumentaux, donnant ainsi naissance à une seconde génération de magnétomètres (à résonance magnétique), remplaçant peu à peu les premiers appareils (magnétomètres à saturation de flux). Enfin, depuis le milieu de XX^{ème} siècle, les mesures aéroportées et satellites ont permis une nouvelle approche à grande échelle des levés magnétiques.

Les premières applications de ces techniques ont lieu dans le milieu de l'exploration des ressources, en 1640 en Suède, puis en 1844 aux Etats-Unis, pour la recherche de minerais (Nabighian et al., 2005b). Aujourd'hui très répandues, ces méthodes sont utilisées dans de nombreux domaines.

L'objectif du magnétisme est de déterminer la distribution spatiale des roches, ou tous les autres objets aimantés dans le sous-sol, grâce à des mesures magnétiques effectuées en surface. Les techniques mises en œuvre en magnétisme sont non destructives, rapides et fiables, permettant à la fois de couvrir des grandes zones d'étude et de rechercher des objets enfouis de petite taille (Everett, 2013). Les applications des méthodes magnétiques sont aussi nombreuses que variées (Nabighian et al., 2005b; Reynolds, 2011; Everett, 2013; Hinze et al., 2013).

II.2. Principe théorique de la méthode magnétique

II.2.1. Concept de base et fondamentaux

Le champ magnétique est une entité difficile à concevoir. Dans la plupart des livres de géophysique, on le définit de la façon suivante : Le champ magnétique est la force que subirait une unité de charge magnétique placée en un point de l'espace (Telford et al., 1990). Cette définition est tout à fait analogue aux définitions de deux autres grands champs de force bien connus : les champs électriques et de gravité. La charge magnétique remplaçant la charge électrique dans le cas du champ électrique. Il y a cependant un problème à définir le champ magnétique de cette façon : l'existence de la charge magnétique (aussi appelée monopole magnétique) n'a jamais été démontrée dans la réalité. Les éléments magnétiques sont toujours observés sous la forme de dipôles. Ces dipôles peuvent être représentés sous deux formes : soit par une boucle de diamètre l dans laquelle circule un courant électrique i (**Figures 4a**), soit par deux monopoles (pôles) de signe contraire séparés d'une distance l (**Figure 4a**) (Everett, 2013).

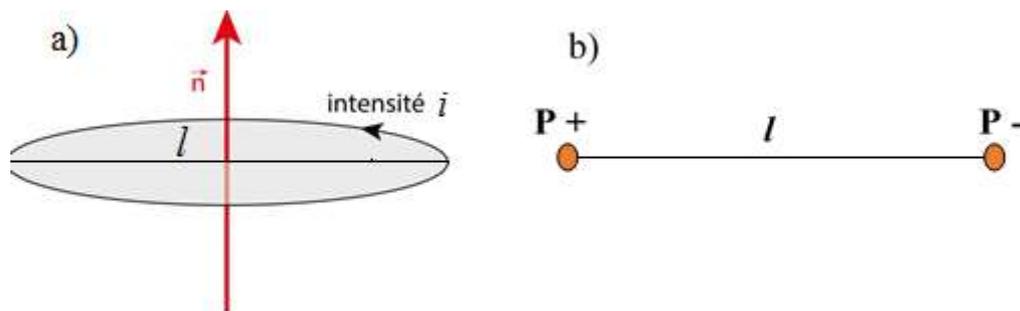


Figure 4: Dipôle magnétique représenté par : **a)** une boucle infinitésimale de diamètre l parcourue par un courant d'intensité I , **b)** par deux pôles magnétiques de valeur $+ P$ et $- P$ séparés par une distance l (Everette, 2013).

On associera alors au dipôle magnétique ainsi défini un moment magnétique m qui est la grandeur physique vectorielle qui caractérise

complètement le dipôle. A partir de cette définition du dipôle magnétique, on peut donner une meilleure définition du champ magnétique. Le champ magnétique est un champ de couple (force de torsion) qui est défini en tout point de l'espace entourant une source magnétique. Il est défini comme le couple que subirait un dipôle ayant un moment magnétique de grandeur unitaire placé dans ce champ. Le champ magnétique étant une grandeur vectorielle, il aura donc une magnitude qui est proportionnelle à la valeur du couple mesuré et une direction qui est celle à laquelle tendra à s'aligner le dipôle magnétique qui sert à la mesurer. En utilisant un langage plus mathématique, on aura :

$$T = mH \quad (\text{II.1})$$

où :

T est le couple,

m est le vecteur représentant le moment magnétique,

H est le champ magnétique.

De façon graphique, on représente souvent un champ magnétique par une famille de ligne dont la densité est proportionnelle à l'intensité du champ et dont la tangente en un point représente sa direction. Une telle représentation du champ magnétique dû à est une barre aimantée est illustrée par la **Figure 5**.

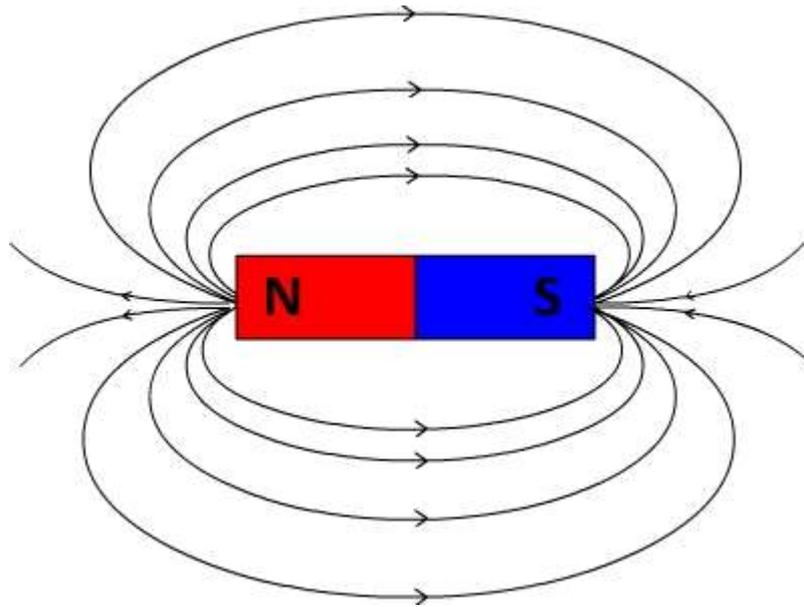


Figure 5: Champ magnétique dû à une barre aimantée.

De très nombreuses unités sont utilisées pour quantifier le champ magnétique, dans le système de mesure SI, les unités sont des ampères/mètre (A/m) bien que les milliampères/mètre (mA/m) soient couramment utilisés en géophysique (Dentith et Mudge, 2014). Dans le système de mesure CGS, la force du magnétisme est mesurée en gauss (G), où 1 G est égal à 1000 A/m. L'intensité ou la force d'un champ magnétique (B) dans le système SI est mesurée en tesla (T), mais il est trop grand pour spécifier les champs magnétiques très faibles mesurés en géophysique, de sorte que le nanotesla (nT) est utilisé. L'équivalent dans le système CGS est le gamma (γ), et commodément 1 γ est égal à 1 nT.

II.2.2. Interaction entre le champ magnétique et la matière

Lorsqu'on place la matière dans un champ magnétique, celle-ci interagit avec le champ de telle sorte qu'elle acquiert un moment magnétique ; c'est-à-dire qu'elle deviendra elle-même, par un phénomène d'induction, un aimant produisant son propre champ magnétique. Pour quantifier le degré d'interaction entre la matière et le champ, la quantité I qui est appelée intensité de la magnétisation est introduite (Hinze et al., 2013). Cette quantité est définie par le

rapport entre le moment magnétique total induit et le volume du corps qui a été magnétisé :

$$\vec{I} = \frac{\vec{M}}{V} \quad (\text{II.2})$$

où : I est l'intensité de la magnétisation

M est le moment magnétique induit

V est le volume.

On obtient alors une densité de moment induit qui est justement la magnétisation.

On pourra aussi définir la susceptibilité magnétique d'un corps k en établissant la relation suivante (Dobrin et Savit, 1988) :

$$k = \frac{\vec{I}}{\vec{H}} \quad (\text{II.3})$$

Où :

k est la susceptibilité magnétique

\vec{I} est la grandeur de magnétisation

\vec{H} est la grandeur du champ magnétique inducteur.

Cette relation simple suppose que la magnétisation a lieu dans la même direction que celle du champ magnétique. Ceci n'est pas toujours le cas, cependant nous garderons cette relation simplifiée. Une susceptibilité magnétique élevée signifie donc que la matière en question interagit fortement avec le champ magnétique. La magnétisation dépendra aussi, dans certains cas, de l'historique de la magnétisation du corps puisque certains matériaux peuvent garder une magnétisation après que le champ inducteur ait été enlevé. C'est ce qui est appelé la rémanence magnétique.

II.2.3. Les aimantations rémanentes

On appelle aimantations rémanentes toutes les aimantations qui perdurent après que le processus d'acquisition ait disparu. Ces processus sont très variés, les principales aimantations que peuvent acquérir les sols et les roches qui jouent un rôle en sciences de la terre sont l'aimantation thermorémanente, l'aimantation cristalline et l'aimantation visqueuse.

Lorsque l'on chauffe les minéraux au-delà de leur température de Curie, ceux-ci perdent leurs propriétés magnétiques et deviennent paramagnétiques. Lorsque la température redescend sous ce même seuil, les grains s'orientent préférentiellement sur le champ magnétique ambiant. Cette nouvelle orientation (macroscopique) est stable et forte. On l'appelle aimantation thermorémanente. L'aimantation rémanente cristalline correspond à l'acquisition d'une aimantation lors de la formation des cristaux. Elle a des caractéristiques très proches de l'aimantation thermorémanente mais a très peu été étudiée dans les sols.

Lorsqu'un élément est plongé durant un temps long dans un champ magnétique, son aimantation peut s'accroître régulièrement au cours du temps : on appelle aimantation induite visqueuse cette aimantation qui vient s'ajouter à l'aimantation induite « immédiate ». Lorsqu'on coupe le champ inducteur cette aimantation va persister tout en décroissant dans le temps, on l'appelle alors aimantation rémanente visqueuse.

II.2.4. Les comportements magnétiques des roches

La théorie des diamagnétiques et paramagnétiques a été établie par P. Langevin en 1905 puis celle des ferromagnétiques par L. Néel quarante ans plus tard. La matière peut être ainsi classée selon sa susceptibilité en trois grands groupes : les diamagnétiques, les paramagnétiques et les ferromagnétiques. Nous allons décrire brièvement chacun de ces groupes.

II.2.4.1. Diamagnétisme

Un corps est dit diamagnétique lorsque sa susceptibilité est négative. Fondamentalement, tous les corps sont diamagnétiques dont les plus communs sont l'air, l'eau, le quartz, les feldspaths, la calcite ou encore le graphite. Cet effet est relativement faible puisque les valeurs de la susceptibilité pour de telles substances se situent autour de l'ordre de $-1 \cdot 10^{-5}$ u.S.I. Dans ce cas, la magnétisation sera dans le sens opposé au champ qui l'a produite. Ce comportement est généralement masqué par des matériaux plus magnétiques.

II.2.4.2. Paramagnétisme

Lorsqu'une substance n'est pas diamagnétique elle est automatiquement paramagnétique. Dans ce cas, la susceptibilité devient positive mais faible, de l'ordre de 10^{-4} à 10^{-3} u.S.I. Une grande majorité des minéraux sont paramagnétiques comme le pyroxène, l'amphibole, les micas ou encore le grenat. Les substances paramagnétiques peuvent acquérir une aimantation seulement sous l'effet d'un champ magnétique extérieur (Chouteau, 2002). L'aimantation disparaît dès que le champ magnétique extérieur n'agit plus. Elles ne sont donc pas en mesure de garder à température ambiante une aimantation rémanente. La contribution des minéraux paramagnétiques dans les signatures magnétiques est faible à cause de leur faible susceptibilité magnétique. Il est néanmoins possible, dans certains environnements magnétiques, de mettre en évidence certaines lithologies possédant ce type d'aimantation.

II.2.4.3 Ferromagnétisme

Certains matériaux présentent un effet de type paramagnétique très prononcé. Cet effet peut être un million de fois plus fort que l'effet paramagnétique normal. Ces matériaux font partie du groupe des ferromagnétiques. Le matériau ferromagnétique le plus important est le fer, mais les matériaux avec ce type de magnétisme se produisent rarement dans

l'environnement naturel. La **Figure 6** montre les différents types de ferromagnétisme.

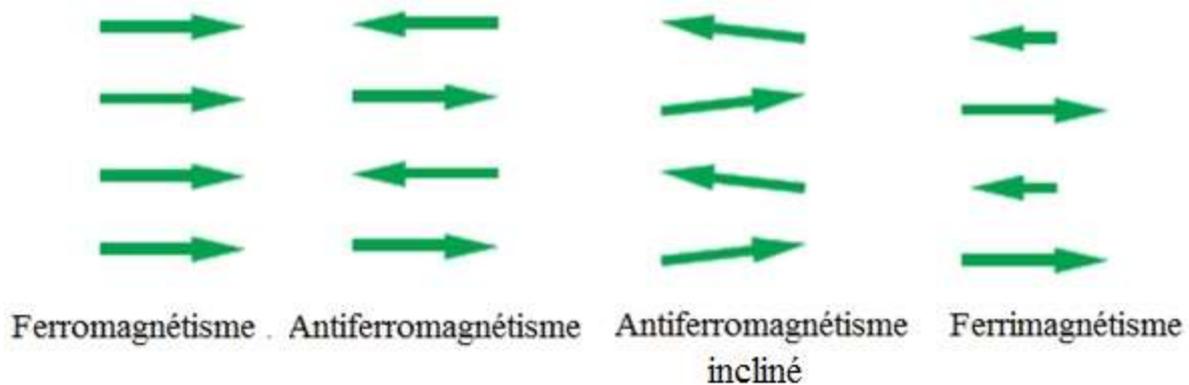


Figure 6: Illustration schématique de l'alignement de dipôles magnétiques dans des matériaux avec différents types de magnétisme (Dentith et Mudge, 2014).

Dans un ferromagnétique, les dipôles magnétiques intra-domaine sont parallèles et le matériau possède un fort magnétisme intrinsèque et une forte susceptibilité. Les matériaux où les dipôles magnétiques, de force égale, qui sont antiparallèles avec un nombre égal de dipôles dans chaque direction sont connus comme antiferromagnétiques (**Figure 6**). Un antiparallélisme imparfait des dipôles, c'est-à-dire un antiferromagnétisme incliné, peut provoquer un petit magnétisme intrinsèque, mais le matériau n'obtient pas de rémanence (Dentith et Mudge, 2014). Un exemple est l'hématite.

Une autre forme de ferromagnétisme se produit soit lorsque les sous-domaines antiparallèles du réseau ont une magnétisation inégale ou lorsqu'il y a plus d'un type de sous-domaine que l'autre. C'est ce qu'on appelle le ferrimagnétisme. Les matériaux ferrimagnétiques ont des susceptibilités positives élevées et peuvent acquérir un magnétisme rémanent. Presque tous les minéraux

magnétiques sont ferromagnétiques, y compris la pyrrhotine monoclinique, la maghémite, l'ilménite et la magnétite (Dentith et Mudge, 2014).

Le groupe des ferromagnétiques est très important parce que c'est ce groupe qui montre les comportements magnétiques les plus visibles. La susceptibilité magnétique des substances ferromagnétiques augmente vite à l'approche de la température de Curie (T_c) jusqu'à arriver à son maximum ensuite s'annuler brutalement au passage de T_c . Après la température de Curie, le matériau ferromagnétique perd son aimantation et se convertit en matériau paramagnétique. La susceptibilité magnétique des substances ferromagnétiques est liée à la température de Curie T_c par la formule :

$$k = \mu_0 \frac{\alpha}{T - T_c} \quad (\text{II.4})$$

où α est une constante

Donc au-delà d'une certaine température T , le matériau ferromagnétique perd toute son aimantation. A titre d'exemple, cette température est de 580° , 670° pour la magnétite et l'hématite respectivement.

La roche possède ainsi une réponse magnétique qui lui est propre et qui, au premier ordre, dépend du volume de magnétite qu'elle contient (**Figure 7**) (Clark et Emerson, 1991). Néanmoins, la capacité d'une roche à être magnétisée dépend d'autres facteurs tels que : la composition chimique de la roche, notamment sa composition en fer, la composition en fer des minéraux et le volume de celui-ci dans la roche, les types de magnétisation de la roche (induite ou rémanente), l'intensité et l'orientation du champ magnétique réducteur en fonction de la localisation de la roche à la surface de la Terre. D'autres facteurs peuvent influencer la magnétisation des roches, comme les processus géologiques (altération, hydrothermalisme, diagénèse, déformation...).

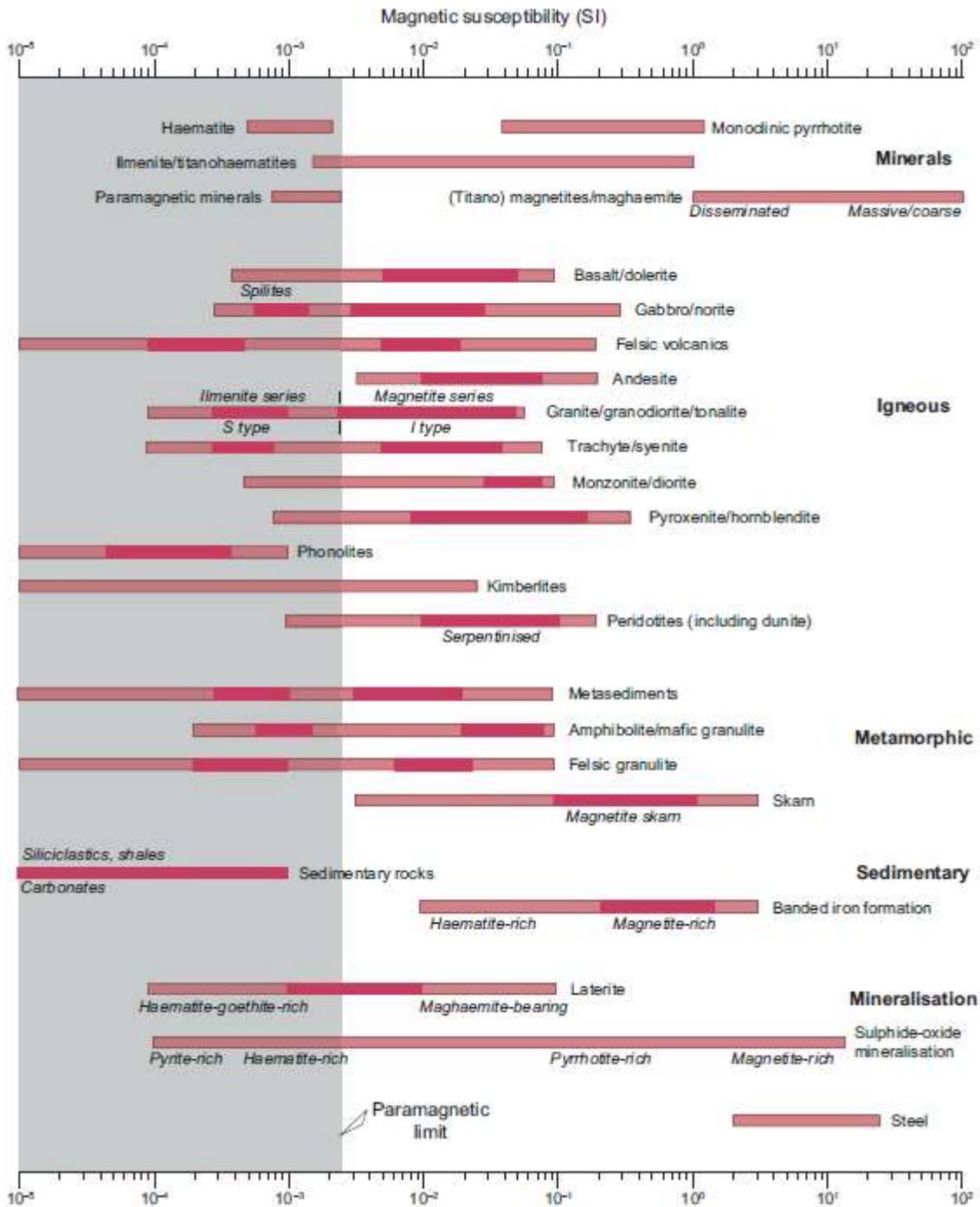


Figure 7: Synthèse des susceptibilités magnétiques typiques de certaines roches et minéraux communs (Dentith et Mudge, 2014 ; adapté de Clark ,1991).

II.2.5. Champ magnétique terrestre

II.2.5.1. Éléments caractéristiques du champ magnétique terrestre

Le champ magnétique principal est défini en tout point de la surface de la terre par une grandeur vectorielle (Reynolds, 1997 ; Reeves, 2005). Il s'exprime : soit suivant trois composantes orthogonales (composante verticale, composante horizontale Nord et composante horizontale Est) , soit sous forme d'une grandeur scalaire du champ total, de son inclinaison I et de sa déclinaison D (**Figure 8**).

Soit \vec{F} cette grandeur vectorielle, sa projection sur les trois axes X , Y et Z d'un repère orthonormé liés aux coordonnées géographiques permet de définir, suivant la direction Sud-Nord géographique ces principaux éléments :

- La composante horizontale X (positive vers le Nord), appelée aussi composante Nord du champ magnétique ;
- La composante horizontale Y (positive vers l'Est), selon la direction Ouest-Est géographique, appelée aussi composante Est du champ magnétique ;
- La composante verticale Z (positive vers l'intérieur de la terre par convention), selon la verticale du lieu. Les trois composantes X , Y , et Z sont orthogonales entre elles ;
- D : Déclinaison magnétique ou angle $(\widehat{X, H})$, c'est la déviation de l'aiguille de la boussole par rapport au nord géographique autrement dit l'angle entre le nord géographique et la direction de la composante horizontale \vec{H} du champ magnétique. Elle varie de -90° (Est) à 90° (Ouest) ;
- I : Inclinaison magnétique ou angle $(\widehat{F, H})$ c'est-à-dire l'angle que fait le vecteur \vec{F} par rapport au plan horizontal. C'est donc l'inclinaison de l'aiguille de la boussole vers le haut ou vers le bas. Sa valeur est positive vers le bas. L'inclinaison varie de -90° (pôle Sud) à 90° (pôle Nord) et 0° degré à l'équateur.

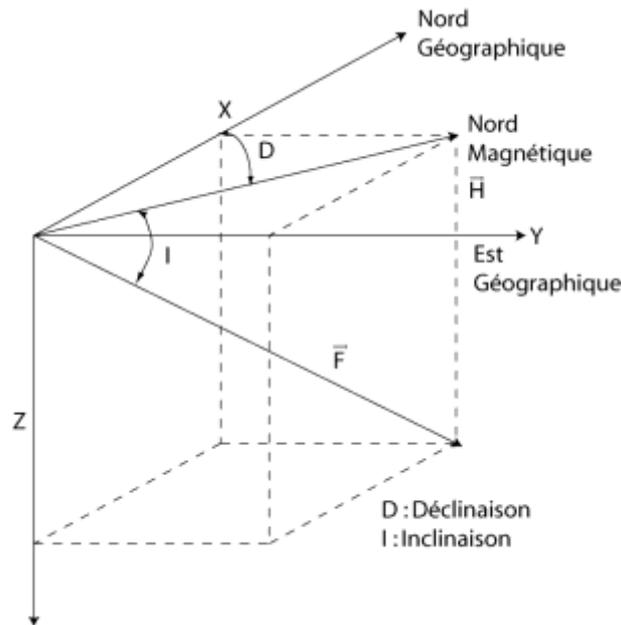


Figure 8: Composantes du champ géomagnétique (Telford et al., 1990).

Les relations entre les composantes et les angles sont :

$$\begin{cases} X = F \cos D \cos I \\ Y = F \sin D \cos I \\ Z = F \sin I \end{cases} \quad (\text{II.5})$$

$$\begin{cases} H = \sqrt{X^2 + Y^2} = F \cos I \\ D = \tan^{-1}(X/Y) \\ I = \tan^{-1}(Z/H) \end{cases} \quad (\text{II.6})$$

II.2.5.2. Origine du champ magnétique terrestre

Nos connaissances actuelles montrent globalement que le champ magnétique terrestre total est la superposition de deux champs magnétiques :

- un champ magnétique d'origine interne dipolaire ;
- un champ magnétique non dipolaire, dont une partie est d'origine interne et une partie d'origine externe.

a. Origine interne dipolaire

Ce champ est généré par les courants électromagnétiques du noyau externe liquide. Il participe à hauteur de 90% selon Nabighian et al. (2005) b, Dentith et Mudge, (2014). Ce champ de type dipolaire fait que la Terre se comporte comme un aimant dont les lignes de champ magnétique (lignes tangentes aux vecteurs de champ magnétique) vont du pôle sud vers le pôle nord magnétique (**Figure 9**). L'axe de ces pôles forme actuellement un angle de $11,5^\circ$ par rapport à l'axe de rotation de la terre.

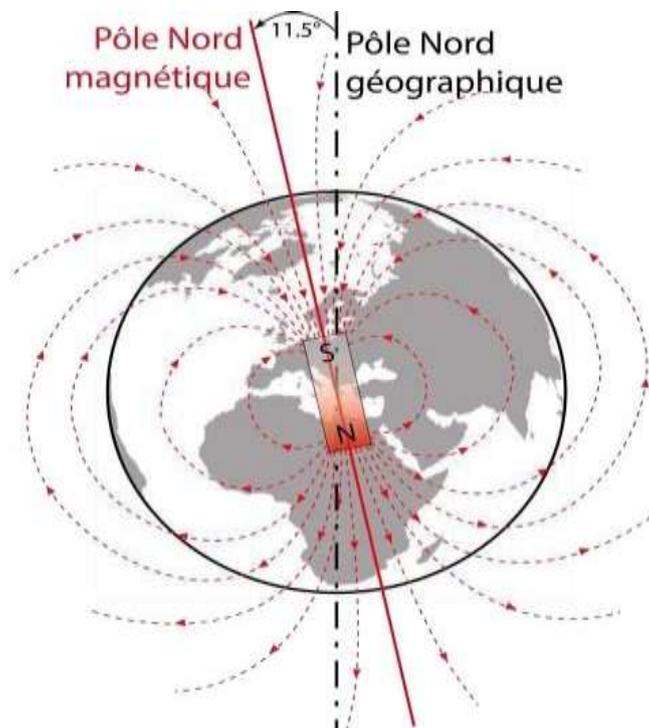


Figure 9: Champ magnétique terrestre représenté par des lignes de force issues d'une source située au centre de la Terre (noyau externe)

b. Champ magnétique non dipolaire

Les 10% restants du champ magnétique terrestre sont non dipolaires et sont d'origine externe et interne.

➤ Origine externe

L'origine externe du champ magnétique total est de l'ordre de 1% environ. Son origine est le résultat de l'interaction des vents solaires avec la magnétosphère

et l'ionosphère. Il en résulte des courants électriques présents dans la haute atmosphère et des tempêtes magnétiques dues aux différentes particules produites et rayonnées par le soleil (vents solaires). Ils provoquent des variations du champ magnétique total et induisent dans le sol, légèrement conducteur, des courants électriques par effet de peau. Ces nappes de courant électrique engendrent un champ magnétique en surface, appelé le champ tellurique. Ce dernier est un champ parasite qu'il faut atténuer pour connaître les propriétés exactes du champ magnétique.

➤ **Origine locale**

L'origine locale du champ magnétique est causée par l'hétérogénéité géologique. En effet, les roches magnétiques situées à faible profondeur dans la terre engendrent un champ magnétique qui constitue une perturbation anormale liée à des variations de susceptibilité magnétique (l'aimantation du sous-sol). La mise en évidence de cette perturbation et sa cartographie peuvent témoigner de la présence d'un gisement ou d'un vestige (archéologie) qui intéresse le géophysicien explorateur.

Les anomalies locales du champ magnétique causées par les roches magnétiques et le champ tellurique forment le champ non dipolaire. Celui-ci est généralement irrégulier et plus faible que le champ magnétique dipolaire.

II.2.6. Modèle du champ magnétique terrestre

Il existe des descriptions mathématiques du champ magnétique terrestre issu du noyau. Ces modèles se basent sur l'analyse harmonique sphérique de mesures magnétiques. Ils s'appuient sur les relevés de certains observatoires géomagnétiques ou de mesures opérées depuis des satellites. Ils nous offrent sur une période déterminée une valeur et une orientation du vecteur champ magnétique en tout point du globe, le champ de référence. Seul le champ magnétique interne est pris en considération. Un modèle fréquemment utilisé est celui produit par l'Association Internationale de Géomagnétisme et d'Aéronomie

(AIGA) branche de l'Union Internationale de Géodésie et de Géophysique (IUGG) : le Champ Géomagnétique International de Référence (International Geomagnetic Reference Field, IGRF).

II.2.6.1. Champ magnétique de référence (IGRF)

Le champ de référence géomagnétique international (IGRF) est une série de modèles mathématiques du champ principal de la Terre et de son taux de variation annuel (variation séculaire) (Chambodut, 1989).

Chaque génération de l'IGRF comprend trois modèles constitutifs :

- le modèle IGRF qui est une prédiction de l'état du champ principal à une époque t (en considérant que l'époque de l'élaboration du modèle IGRF est approximativement entre $[t-3 \text{ ans}]$ et $[t-1 \text{ ans}]$) ;
- le modèle de variation séculaire est également une prédiction du taux de variation annuel du champ principal entre les périodes t et $(t + 5 \text{ ans})$;
- le modèle du champ de référence géomagnétique définitif (DGRF), qui se situe la révision du modèle IGRF de la génération précédente 5 ans avant l'époque $(t-5 \text{ ans})$.

Les modèles constitutifs sont désignés provisoires ou définitifs. Une fois qu'un modèle constitutif est désigné définitif, il n'est pas révisé dans les générations suivantes de l'IGRF.

II.2.7. Variations du champ géomagnétique

Durant la réalisation d'un levé magnétique dans un lieu donné, on peut remarquer que les mesures, prises dans le même point, varient en fonction du temps. On distingue deux types de variation (Chouteau, 1999) :

- Les variations de courtes périodes (annuelles ou moindres) : elles sont causées essentiellement par des courants électriques circulant dans

l'ionosphère et la magnétosphère. Ces variations temporelles sont connues sous le nom de variations transitoires ;

- Les variations de longues périodes trouvent leur origine dans le noyau et sont appelées variations séculaires. Ces dernières sont souvent représentées sous forme de cartes isopores indiquant le taux de variation en nT/an pour l'intensité du champ ou en degré/an pour l'inclinaison et la déclinaison magnétique.

II.2.8. Instruments de mesure du champ magnétique

Deux types de mesures sont nécessaires pour caractériser le champ géomagnétique : les mesures scalaire et vectoriel. Une mesure scalaire donne une valeur très précise de la force totale du champ magnétique, cependant, une caractérisation complète du vecteur du champ magnétique n'est pas atteinte. Une mesure vectorielle a la capacité de fournir les composantes du champ magnétique dans des directions particulières, par rapport à l'orientation spatiale des capteurs. Ces mesures sont relatives. Les deux types de mesures sont nécessaires pour une description précise et complète du champ magnétique (Mandea et Anca, 1989). De ce fait, Il existe deux grands types de capteurs : les capteurs scalaires et les capteurs vectoriels. Les capteurs scalaires mesurent directement l'intensité du champ magnétique tandis que les capteurs vectoriels permettent quant à eux d'obtenir à la fois l'orientation et l'intensité à l'aide de la mesure de composantes directionnelles. Si les premiers sont absolus, en général plus précis et plus simples à mettre en œuvre sur le terrain, les seconds permettent de corriger les perturbations magnétiques indésirables.

II.2.8.1. Magnétomètre scalaires

Les magnétomètres scalaires mesurent l'amplitude du vecteur de champ magnétique en exploitant les propriétés nucléaires et atomiques de la matière. Lorsqu'ils sont utilisés dans de bonnes conditions, ces instruments ont une très grande résolution, une excellente précision et ne sont pas sensibles à l'orientation

du champ mesuré. Les deux magnétomètres scalaires les plus largement utilisés sont le magnétomètre à résonance de protons et le magnétomètre à pompage optique.

a. Magnétomètres à précession (ou à proton)

Cet appareil repose sur un effet complexe qui est la résonance magnétique nucléaire ou l'effet Overhauser nucléaire (Reynold, 2011). Ce magnétomètre électronique a été développé à partir de 1950 et utilisé en prospection magnétique dans les années 1970. C'est un magnétomètre absolu qui possède une résolution pouvant atteindre 0,1 à 0,01 nT.

b. Magnétomètres à pompage optique (Effet de Zeeman/fréquence de Larmor)

Leur principe de fonctionnement est basé sur l'exploitation de la résonance magnétique du proton autrement dit sur la fréquence de Larmor et l'effet de Zeeman (Dobrin et Savit, 1988 ; Telford et al., 1990). Les magnétomètres à pompage optique (à base d'hélium, rubidium ou césium) mesurent la grandeur scalaire avec une précision pouvant atteindre jusqu'à 0,01 nT.

II.2.8.2. Magnétomètres vectoriels

Les magnétomètres vectoriels permettent une mesure du champ magnétique suivant une direction physique.

a. Magnétomètres à vanne de flux (fluxgates)

C'est le premier magnétomètre électronique qui a été mis en œuvre par Victor Vacquier et ses collaborateurs. C'est un capteur qui permet de mesurer les composantes du champ magnétique terrestre dans une direction donnée, la composante verticale est la plus mesurée (Milson, 2003). Il est basé sur l'utilisation de la saturation du flux magnétique dans les matériaux magnétiques (Hinze et al., 2013). Le Fluxgate est le premier magnétomètre utilisé dans les levés aéroportés ; il est considéré comme le plus souple actuellement utilisé, de lecture rapide, il permet la mesure du champ géomagnétique ou l'une de ses composantes.

b. Magnétomètres supraconducteurs à interférences quantiques

Appelés plus communément SQUID (Superconducting Quantum Interference Device), ces instruments exploitent les propriétés de la supraconductivité : le courant généré par une boucle de supraconducteur est extrêmement sensible au flux magnétique la traversant. Il est ainsi possible de mesurer la différence du champ magnétique entre deux points avec une précision de l'ordre du 10^{-5} nT/m (Reynolds, 2011). Largement utilisé dans les laboratoires paléomagnétiques, le magnétomètre SQUID a également été développé pour être utilisé dans les levés aéromagnétiques depuis le début des années 1980, notamment en tant que gradiomètre (Reynolds, 2011). Ces dispositifs ne sont néanmoins que très rarement utilisés du fait de la nécessité d'obtenir et garder des températures de quelques kelvins (soit environ -270°C), ce qui les rend à la fois extrêmement coûteux, lourds et gourmands en énergie.

II.2.9. Définition de l'anomalie magnétique

En toute rigueur, on ne sait pas mesurer le champ magnétique, le mesurer revient à mesurer ses trois composantes et il n'est pas possible de le faire avec précision car on ne sait pas mesurer des directions (les directions des composantes) précisément sur le terrain. Les mesures de champ complètes sont uniquement faites en observatoire magnétique.

La mesure magnétique correspond à la mesure de l'intensité du champ magnétique, c'est-à-dire à la norme du vecteur. On ne connaît donc pas le vecteur lui-même mais une approximation va nous permettre de reconstituer le vecteur anomalie : on suppose connue la direction du champ magnétique terrestre et on considère que l'anomalie magnétique est petite en intensité comparée au champ magnétique de la Terre, encore appelé champ magnétique régional.

Par définition l'anomalie magnétique est la différence entre la mesure de l'intensité du champ magnétique et l'intensité du champ magnétique régional (Bouiflane, 2008) (Figure 10). On devrait donc parler en toute rigueur d'anomalie

de l'intensité du champ magnétique. S'agissant de scalaires ou de différences scalaires, on peut exprimer notre champ sous forme scalaire avec une unité qui est le nanotesla ($1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{ Tesla}$).

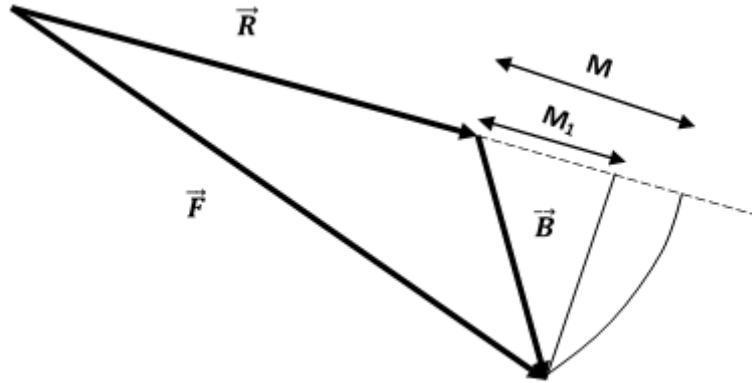


Figure 10: Définition géométrique de l'anomalie magnétique.

Soit \vec{F} le champ magnétique au point de mesure. Nous mesurons $\|\vec{F}\|$ et nous connaissons le champ magnétique régional $\|\vec{R}\|$ grâce au modèle IGRF. L'anomalie magnétique, l'anomalie de l'intensité du champ magnétique, est définie par :

$$M = F - R \quad (\text{II.7})$$

En fait le champ magnétique dû à l'anomalie est $\vec{B} = \vec{F} - \vec{R}$. Il est bien évident que nous avons à connaître \vec{B} , sans quoi, aucune interprétation quantitative ne serait possible (Fleury, 2011). Nous cherchons donc la relation pouvant exister entre M et \vec{B} et nous avons,

$$M = F - R = \|\vec{R} + \vec{B}\| - R \quad (\text{II.8})$$

puis en utilisant les propriétés du produit scalaire,

$$M\|\vec{R} + \vec{B}\| = \sqrt{\vec{R} \cdot \vec{R} + 2\vec{R} \cdot \vec{B} + \vec{B} \cdot \vec{B}} = R\sqrt{1 + 2\frac{B}{R}\cos(\vec{R}, \vec{B}) + \frac{B^2}{R^2}} \quad (\text{II.9})$$

Supposons que l'anomalie magnétique soit petite en intensité comparé au champ magnétique régional, $M \ll R$, nous pouvons alors simplement avoir le développement limité à l'ordre 2, qui est :

$$\frac{\|\vec{R} + \vec{B}\|}{R} \approx 1 + \frac{B}{R} + \frac{B}{R}\cos(\vec{R}, \vec{B}) \quad (\text{II.10})$$

On en déduit que l'anomalie de l'intensité du champ magnétique est, au premier ordre, la projection du champ d'anomalie dans la direction du champ magnétique régional (**Figure 10**),

$$M \approx M_1 = B \cos(\vec{R}, \vec{B}) \quad (\text{II.11})$$

Les anomalies magnétiques peuvent être interprétées en carte : les contrastes de propriétés magnétiques entre formations géologiques engendrent un partitionnement cartographique, suivant des intensités, anisotropies, textures, discontinuités ou variations de longueur d'onde des signaux magnétiques. Ceci traduit différentes caractéristiques pétrophysiques et géométriques des roches du sous-sol. Ce type d'analyse est développé en termes de structures et en termes de variations lithologiques.

II.2.10. Prospection aéromagnétique

II.2.10.1 Mise en œuvre

La prospection aéromagnétique est largement utilisée, des magnétomètres adaptés (fluxgate, à protons ou à pompe optique) sont portés et entraînés par avion ou par satellite à des altitudes bien déterminées, pour pouvoir mesurer les différents paramètres géomagnétiques de la terre : soit la variation du champ magnétique total ou bien la variation d'une de ses composantes.

L'avantage de l'aéromagnétisme réside dans le fait qu'elle permet la couverture systématique de grande surface et atténue ou élimine les effets

parasites magnétiques superficiels permettant ainsi d'améliorer l'interprétation des anomalies magnétiques présentant un intérêt géologique. Le choix de l'altitude et des lignes du vol dépend de l'objectif recherché (Dentith, 2011). En recherche minière, les altitudes sont relativement basses et les vols serrés. Par contre en recherche pétrolière où l'on recherche plutôt des anomalies assez profondes liées au socle cristallin, les altitudes doivent être hautes et la distance entre les lignes de vols grandes.

Les données magnétiques aéroportées sont acquises sous la forme d'une série de lignes de « vol » parallèles et de lignes « d'attache » orthogonales plus espacées (**Figure 11**). Le but des lignes d'attache est de créer des mesures répétées aux emplacements où elles traversent les lignes de vol, qui sont nécessaires pendant le traitement des données (Dentith, 2011). Les lignes de vol sont aussi perpendiculaires à la direction tectonique générale de la région afin de mieux faire ressortir les différentes structures géologiques.

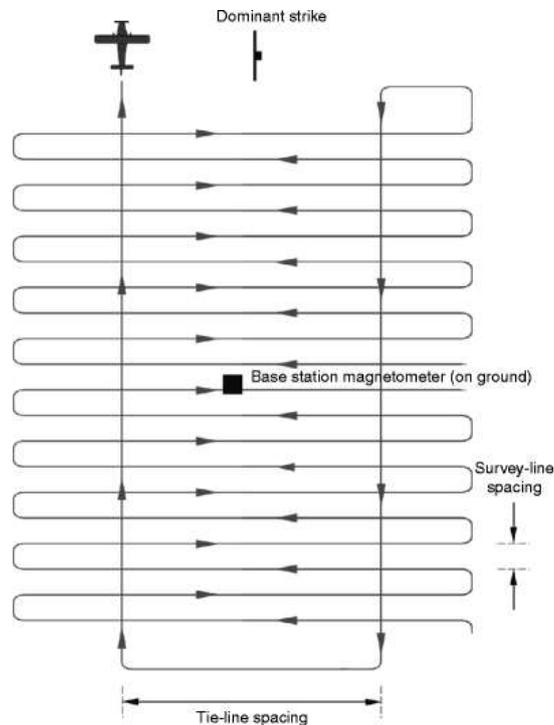


Figure 11 : Illustration schématique du modèle de vol utilisé dans les levés aéromagnétiques (Dentith, 2011)

L'altitude de vol, maintenue constante, peut varier en fonction du but recherché. Les profils parallèles sont distants les uns des autres de quelques centaines de mètres à une dizaine de kilomètres (Reeves, 2005). La hauteur de vol est continuellement enregistrée par un altimètre (effet doppler), soit par radar, soit encore à l'aide d'un baromètre. Le positionnement de l'avion est enregistré par un système de radionavigation associé à quatre radars doppler fournissant en continu la vitesse de l'avion ainsi que sa direction, ajoutée à cela la prise de photographies aériennes réalisées en continu et qui permettent ainsi de définir avec exactitude le positionnement de l'avion. La cellule sensible du magnétomètre aéroporté est placée dans une enceinte cylindrique allongée appelée " oiseau ", tracté par un câble à une centaine de mètres de l'avion de manière à éviter l'effet magnétique de l'avion (bruits).

II.10.1.2 Correction des mesures du champ magnétique totale

La mesure du champ géomagnétique fournit une valeur ponctuelle à un moment et à un endroit précis. Les données de champ magnétique sont enregistrées avec des informations auxiliaires telles que la position horizontale, l'altitude et le temps, selon les besoins pour le traitement et l'interprétation. Les corrections de données spécifiques à l'instrumentation font partie intégrante de l'acquisition des données. Les corrections courantes dans le traitement des données magnétiques comprennent la correction diurne, le nivellement, la correction IGRF (Reeves, 2005).

II.3. Les bases théoriques des méthodes de traitement et d'interprétation des données aéromagnétiques

Les anomalies du champ observées en surface superposent généralement les effets des sources profondes et superficielles, étendues et locales. Il n'est pas du tout évident de faire une liaison entre les anomalies magnétiques observées et les structures à l'origine de celles-ci du fait que ces anomalies superposent les effets de tous les corps aimantés quelques soient l'orientation, la nature et

l'intensité d'aimantation. 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). Les caractéristiques générales de ces opérateurs qui sont utiles pour la suite des travaux sont présentées dans cette section, néanmoins, nous invitons le lecteur à se référer à plusieurs auteurs (Blakely, 1996 ; Nabighian et al., 2005 ; Hinze, 2012 ; Reynolds, 2012 ; Dentith et Mudge, 2014) pour une description exhaustive de ces méthodes de traitement et d'interprétation ainsi que de leur historique.

Les différentes méthodes d'interprétation peuvent être classées en trois catégories :

- **transformations ;**
- **problème direct ;**
- **problème inverse ;**

Ces trois types de méthodes sont en général complémentaires. Le signal transformé peut par exemple permettre de limiter les solutions de modélisation, tout comme le problème inverse peut-être appliqué sur des données transformées afin d'estimer un paramètre en particulier.

II.3.1. Méthodes de transformation

Ces techniques ne consistent pas à obtenir directement les paramètres du système mais à transformer le signal observé à l'aide d'opérateurs afin d'extraire préférentiellement certains paramètres des sources, le tout dans le but de faciliter l'interprétation. Il convient néanmoins d'être prudent en raison du fait que les modifications du signal peuvent faire perdre de l'information et faire baisser le rapport signal/bruit.

II.3.1.1. Réduction au pôle

La réduction au pôle est le calcul du champ qui aurait été mesuré au pôle magnétique nord sur les mêmes structures, aimantées verticalement (induites).

Elle permet de localiser plus facilement les corps magnétiques responsables des anomalies et de renforcer les structures dont l'effet est atténué sur le champ d'origine du fait de leur orientation (N-S, en particulier). L'interprétation géologique du champ réduit au pôle est donc plus facile et plus intuitive que celle du champ magnétique mesuré. Les anomalies bipolaires deviennent alors des anomalies unipolaires, centrées sur les structures qui en sont les causes (**Figure 12**). Ce traitement simplifie donc la forme de l'anomalie magnétique (Baranov, 1957 ; Baranov et Naudy, 1964) et en facilite son interprétation (Blakely, 1996).

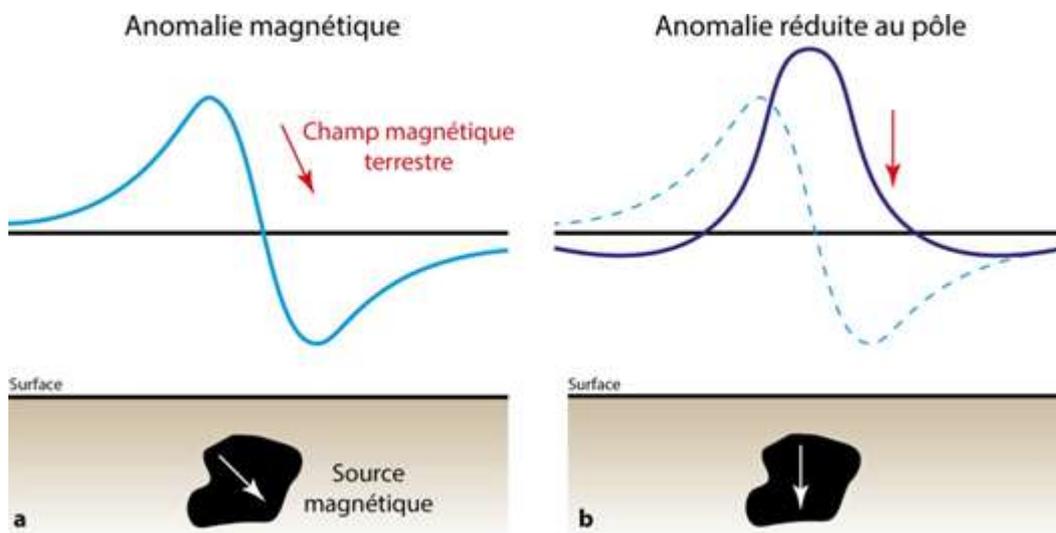


Figure 12 : Principe de la transformation RTP sur les données magnétiques. L'interprétation d'une anomalie dipolaire (a) étant ambiguë, la transformation RTP lui confère un aspect monopolaire plus simple à étudier (b). (Modifiée d'après Blakely, 1996).

L'emploi de la réduction au pôle présente cependant des limitations :

- l'existence de magnétisme rémanent ayant une direction et un sens différent de ceux du champ actuel n'est généralement pas prise en compte par la réduction au pôle. Il peut en résulter des anomalies réduites au pôle décentrées par rapport à la source et non symétriques. Si le champ rémanent

est colinéaire, de sens opposé et plus fort que le champ actuel (aimantation inverse), l'anomalie sera bien localisée mais de signe inversé. Certains programmes permettent de prendre en compte le magnétisme rémanent lors du calcul de la réduction au pôle, mais encore faut-il connaître son orientation et son amplitude (ce qui est très rare) afin de calculer l'aimantation totale, somme vectorielle des aimantations induite et rémanente ;

- aux basses latitudes magnétiques ($< 30^\circ$), les composantes de direction nord-sud étant très amplifiées par la transformation, il y a un risque de renforcement exagéré par amplification du bruit.

Pour pallier le problème dans les régions aux basses latitudes, il est préférable d'appliquer la réduction à l'équateur (Leu, 1982).

En théorie, la réduction à l'équateur transforme une anomalie causée par un corps soumis à une aimantation ayant une inclinaison non nulle, en une autre anomalie qui serait associée au même corps si l'inclinaison de l'aimantation était nulle. D'un point de vue de la représentation spatiale, l'anomalie passe d'une forme quelconque à une forme symétrique caractéristique, avec un lobe central latitudinal encadré au Nord et au Sud par deux lobes de signe opposé au premier. Pour une anomalie donnée, la forme de l'anomalie réduite à l'équateur obtenue permet donc de juger à posteriori les paramètres d'inclinaison et de déclinaison de l'aimantation. Si la forme obtenue est la plus symétrique possible, cela signifie que ces paramètres de départ sont proches des paramètres réels de l'aimantation. De plus, si ces paramètres de départ sont proches de ceux du champ magnétique actuel, on peut alors faire l'hypothèse d'un comportement induit du corps magnétique, ou à l'inverse, de son caractère essentiellement rémanent.

II.3.1.2. Prolongement vers le haut et vers le bas

L'amplitude d'un champ magnétique au-dessus d'une source varie en fonction de l'altitude en tant que fonction exponentielle de la longueur d'onde.

Cette relation peut être facilement exploitée avec des filtres de transformations rapides de Fourier) pour recalculer le champ à une altitude plus élevée (« prolongement vers le haut ») ou à une altitude plus basse (« prolongement vers le bas »). Un champ potentiel mesuré sur un plan d'observation donné à une hauteur constante peut être recalculé comme si les observations étaient faites sur un plan différent, soit à une altitude plus élevée, soit à une altitude plus basse. Comme décrit par Gunn et al. (1997b), le processus a une réponse en fréquence de $e^{-h(u^2+v^2)}$ (où h est l'élévation). Cela signifie que le prolongement vers le haut atténue les anomalies de haute fréquence par rapport aux anomalies de basse fréquence et d'après Blakely (1996), plus la longueur d'onde est courte, plus l'atténuation est grande. Le processus peut être utile pour supprimer les effets d'anomalies peu profondes lorsque des détails sur les anomalies plus profondes sont requis. D'autre part, le prolongement vers le bas accentue les effets des anomalies peu profondes (améliore les hautes fréquences) en les rapprochant du plan d'observation. 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 limitée.

III.3.1.3. Gradient vertical ou première dérivée verticale

Le gradient vertical permet, en l'absence d'hétérogénéités intra-sédimentaires, de reconnaître les parties supérieure et inférieure du socle. L'intérêt des conversions des cartes du champ magnétique ou gravimétrique en gradient vertical (ou première dérivée verticale) a été reconnu depuis longtemps (Evjen, 1936) ; des méthodes de calcul ont été proposées et illustrées par Aynard (1953), Baranov (1957) et bien d'autres. Afin de mettre en évidence les lithologies peu profondes, il est nécessaire de calculer une nouvelle transformation de la carte d'anomalies. Cette transformation doit atténuer, voire supprimer, la composante régionale qui déforme et parfois masque les relations entre la géologie d'un socle peu profond et la forme des anomalies. Elle est

obtenue grâce au calcul du gradient vertical ($\partial M/\partial z$), où M est l'anomalie magnétique. Cette transformation joue un rôle d'amplificateur pour les hautes fréquences, c'est-à-dire pour les anomalies de petite extension, au moins dans une des directions. Elle est donc indiquée pour mettre en évidence les zones où le socle se trouve proche de la surface ou plus en profondeur et les accidents superficiels du socle, de petites extensions latérales, qui se poursuivent éventuellement sur de grandes distances.

II.3.2. Les méthodes analytiques

L'avantage des méthodes analytiques est la possibilité d'interpréter, à la fois, plusieurs anomalies (contrairement aux méthodes graphiques où l'interprétation n'est possible que sur une seule anomalie isolée). Ces méthodes permettent une meilleure approche du modèle géologique. Selon la procédure d'interprétation, on distingue deux types de raisonnement : le problème inverse et direct.

II.3.2.1. Problème direct

Le principe du problème direct est de déduire les conséquences à partir des causes. Concrètement, la méthode consiste à construire un modèle à priori des sources, de calculer l'anomalie et de comparer le résultat aux données observées. Les paramètres du modèle peuvent ensuite être modifiés empiriquement jusqu'à ce que l'anomalie du modèle et l'anomalie mesurée soient suffisamment similaires (Blakely, 1996). Cette méthode d'essai et d'ajustement a ses limites. En cas de problème complexe, le nombre d'itérations nécessaires peut rapidement devenir trop important pour être réalisé. De plus, comme toute modélisation, il peut exister plusieurs solutions à un même problème. La méthode ne donne donc pas une réponse absolue mais une possibilité parmi d'autres. Le développement des méthodes du traitement numérique des données sur ordinateur a permis la mise au point de nombreux programmes pour la modélisation des anomalies théoriques dues à des structures 2D, 2D1/2, 2D3/4 et 3D. Une modélisation 2D

verra ses blocs étendus jusqu'à l'infini (effets limités sur le modèle) (Talwani et al., 1959 ; Talwani et Heirtzler et 1964) alors que les modélisations 2D1/2 et 2D3/4 sont basées sur des blocs aux dimensions finies. Les structures géologiques étant par nature 3D mais aux dimensions finies, les approches 2D1/2 (Shuey et Pasquale, 1973) et 2D3/4 prennent en considération ces deux aspects au cours de la modélisation.

III.3.2.2. Problème inverse

Le but de ce type de méthode est de réaliser l'inverse du problème direct, en d'autres termes le calcul de paramètres des sources directement à partir des données observées. En général, la technique consiste à minimiser mathématiquement les erreurs entre les données observées et un modèle synthétique. La principale limite réside dans la difficulté de définir un problème bien posé dans le sens défini par Hadamard 1. La première conséquence est la non-unicité des solutions, tout comme dans le cas du problème direct.

a. Signal analytique (SA)

La méthode du signal analytique (Nabighian, 1972) a fait l'objet d'investigations et d'améliorations continues depuis sa première application (exemples : Nabighian, 1974, 1984 ; Roest et al., 1992 ; MacLeod et al., 1993 ; Hsu et al., 1996, 1998 ; Keating et Pilkington, 2004). Le signal analytique réalisé sur le champ total de l'anomalie magnétique, traite les anomalies magnétiques de telle sorte que le maxima du signal analytique soit à l'aplomb exact du bord supérieure des sources de l'anomalie (Nabighian, 1972 ; Roest et al., 1992). Le signal analytique (SA) est défini par l'équation suivante :

$$|SA(x, y, z)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2}, \quad (\text{II.12})$$

où SA est l'opérateur du signal analytique calculé selon x , y et z , et M , la composante du champ magnétique. Dans le cas de l'anomalie magnétique, l'opérateur de SA est indépendant du champ magnétique régional, de la direction

de magnétisation et de la rémanence. Il peut également être utilisé pour calculer les profondeurs de sources magnétiques (Roest et al., 1992 ; Hsu et al., 1998 ; Salem et Ravat, 2003). Cet opérateur est particulièrement adapté pour localiser les sources des anomalies à faible profondeur. En revanche, il perd de son efficacité lorsque la profondeur de la source s'approche de son extension latérale (Reeves, 2005).

Le signal analytique simplifie le signal des anomalies magnétique en centrant les anomalies sur le corps magnétique ainsi qu'en ayant des pics sur les bords des corps larges. Ainsi, une relation simple entre la géométrie des corps magnétiques et les données transformées est observée. Les profondeurs des sources magnétiques à partir de la méthode du SA sont estimées à partir du rapport entre le signal magnétique total SA et le signal analytique de la dérivée verticale (SA1) du champ magnétique total (Saada, 2015),

$$SA1 = \sqrt{\left(\frac{\partial fM}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial fM}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial fM}{\partial z}\right)^2} \quad (\text{II.13})$$

Sur l'amplitude maximale :

$$D = \frac{SA}{SA1} \times N \quad (\text{II.14})$$

où fM est la dérivée première de l'anomalie du champ total et D est la profondeur du corps magnétique, N est l'indice structural et est lié à la géométrie de la source magnétique. Par exemple, N = 4 pour une sphère, N = 3 pour une conduite (pipe en anglais), N = 2 pour un dyke mince et N = 1 pour un contact magnétique (Reid et al., 1990).

b. Gradient horizontal (GH)

La méthode du gradient horizontal est à bien des égards l'approche la plus simple pour estimer les emplacements de contact des corps en profondeur (Phillips, 1998 ; Ndougua Mbarga et al., 2012). Le plus grand avantage de la méthode du gradient horizontal est sa faible sensibilité au bruit provenant des

données lors des levés aéromagnétiques, car elle ne dépend que du calcul des deux dérivées premières du champ magnétique dans le plan horizontal (Phillips, 1998). Si M est l'anomalie du champ magnétique alors l'amplitude du gradient horizontal (AGH) est donnée par :

$$AGH(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2} \quad (\text{II.15})$$

$\frac{\partial M}{\partial x}$ et $\frac{\partial M}{\partial y}$ sont respectivement des gradients horizontaux dans les directions x et y .

Le gradient x permet la mise en évidence des discontinuités et des contacts dans la direction nord-sud, alors que le gradient y le fait la même chose dans la direction est-ouest. La fonction AGH donne les maximums au-dessus des contacts géologiques si les conditions suivantes sont vérifiées (Phillips, 1998 ; Feumoe et al., 2014): (1) le champ magnétique régional est vertical, (2) les aimantations sont verticales, (3) les contacts sont verticaux (4) les contacts sont isolés, et (5) les sources sont épaisses. Les violations des quatre premières hypothèses peuvent entraîner des décalages des pics par rapport aux contacts. Les violations de la cinquième hypothèse peuvent conduire à des pics secondaires parallèles aux contacts (Feumoe, 2012 ; Ndougsa Mbarga et al., 2012 et Telford et al., 1990).

Une opération connue sous le nom de réduction-à-pôle (RTP) est appliquée pour que les deux premières hypothèses soient partiellement remplies (Reeves, 2005, Feumoe et al, 2014).

c. La transformation angle d'inclinaison (tilt angle) et son gradient horizontal

La méthode de l'angle d'inclinaison (Miller et Singh, 1994 ; Verduzco et al., 2004 ; Salem et al., 2008) est le calcul de l'inverse de la tangente du rapport du module des dérivées partielles horizontales avec la dérivée verticale du champ magnétique qui s'écrit :

$$\theta = \tan^{-1} \frac{\frac{\partial M}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2}} \quad (\text{II.16})$$

M étant l'anomalie du champ magnétique. L'avantage de la transformation est que calculant un angle, toutes les formes seront représentées de manière similaire, que les anomalies soient de faibles ou fortes amplitudes. Par ailleurs Salem et al. (2007) ont montré l'intérêt de l'opérateur dans un cas particulier cependant assez général. Si on considère que l'opérateur est appliqué à la carte d'anomalie magnétique réduite au pôle (double réduction au pôle), on montre que pour un contact vertical (une structure tabulaire infinie en y, vers les x négatifs et vers les z inférieurs à une valeur donnée), la valeur nulle de l'angle correspond à la limite de la structure ($h = 0$) et la distance entre la valeur $\pm 45^\circ$ et la valeur nulle est égale à la profondeur de la structure ($h = \pm Zc$). On a ainsi une observation directe sur la carte transformée de la limite de structures tabulaires et de leur profondeur.

Verduzco et al. (2004) ont introduit la dérivée horizontale totale du tilt-angle (GH_θ) définie comme la racine carrée de la somme des carrés des dérivées horizontales et de la dérivée de l'inclinaison du champ magnétique. Il est exprimé comme suit :

$$GH_\theta = \sqrt{\left(\frac{\partial \theta}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \theta}{\partial y}\right)^2} \quad (\text{II.17})$$

La dérivée horizontale totale du tilt-angle (GH_θ) est indépendante de l'inclinaison du champ magnétique tout comme le signal analytique (SA). La différence entre ces dérivés est que la première est plus nette et génère des maxima mieux définis et centrés sur les bords du corps responsable de l'anomalie. Un autre avantage de cette indépendance est qu'elle génère des réponses magnétiques utiles pour les corps ayant une aimantation induite ou rémanente, ou un mélange des deux (Rahman et Ullah, 2013).

d. Deconvolution d'Euler 3D

Thomson (1982) et Reid et al., (1990) sont les premiers à exploiter de manière automatique les équations d'Euler pour l'inversion des données gravimétriques et magnétiques. Thomson (1982) a travaillé sur des profils tandis que Reid et al. (1990) ont étendu la méthode aux grilles de données.

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

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z) \quad (\text{II.18})$$

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

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = nf \quad (\text{II.19})$$

L'intensité du champ magnétique (ou gravimétrique) créée par une source simple telle qu'un dipôle (ou une masse ponctuelle) à une distance d'observation r peut se mettre sous la forme :

$$f(x, y, z) = \frac{G}{r^n} = \frac{G}{(\sqrt{x^2 + y^2 + z^2})^n} \quad (\text{II.20})$$

où G est proportionnelle à l'aimantation de la source magnétique (ou à sa masse). La fonction f est homogène de degré $(-N)$ et satisfait l'équation d'Euler (Blakely, 1996) :

$$\vec{r} \cdot \vec{\nabla} f = -Nf \quad (\text{II.21})$$

Thompson (1982) a montré qu'on peut déterminer la position d'une source d'anomalie magnétique (ou gravimétrique) $M(x)$ sur un profil de direction Ox , en résolvant l'équation d'Euler :

$$(x - x_0) \frac{\partial M}{\partial x} + (x - z_0) \frac{\partial M}{\partial z} = -NM(x) \quad (\text{II.22})$$

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

$$(x - x_0) \frac{\partial M}{\partial x} + (x - y_0) \frac{\partial M}{\partial y} + (x - z_0) \frac{\partial M}{\partial z} = -NM(x, y) \quad (\text{II.23})$$

(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 I).

Tableau I: Indices structuraux pour les sources magnétiques et gravimétriques (Thompson, 1982 ; Reid et al., 1990 ; Stavrev, 1997).

Source	Indice structural en magnétisme
Contact	0
Dyke vertical et sill	1
Cylindre vertical et pipe	2
Sphère	3

Le champ total mesuré F peut être considéré comme la somme du champ régional et de l'anomalie M due aux sources perturbatrices :

$$F = M + B \quad (\text{II.24})$$

L'équation (II.23) devient donc :

$$(x - x_0) \frac{\partial F}{\partial x} + (x - y_0) \frac{\partial F}{\partial y} + (x - z_0) \frac{\partial F}{\partial z} = -N(B - F) \quad (\text{II.25})$$

Connaissant les valeurs de l'intensité F du champ et celles des gradients horizontaux $\frac{\partial F}{\partial x}, \frac{\partial F}{\partial y}$ et du gradient vertical en chaque point $(x, y, z = cte)$ d'une grille de données, on peut résoudre l'équation (II.25) 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) :

$$(x - x_0) \frac{\partial F}{\partial x} + (x - y_0) \frac{\partial F}{\partial y} + (x - z_0) \frac{\partial F}{\partial z} = A \quad (\text{II.26})$$

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

Notons que de nos jours, la déconvolution d'Euler n'est plus seulement appliquée à l'intensité du champ magnétique ou gravimétrique. Son application au gradient vertical (Cooper, 2004) et au signal analytique (Keating et Pilkington, 2004) a conduit à des résultats intéressants.

e. Le nombre d'onde local

Encore appelé SPI (Source Parameter Imaging), le nombre d'onde locale a été mis au point récemment par Thurston et Smith (1997) et Thurston et al. (1999, 2002). C'est une méthode rapide, facile et puissante pour calculer la profondeur des sources magnétiques. Le principe de cette technique est basé sur les attributs complexes obtenus à partir de l'amplitude et la phase locale du signal analytique pour estimer les profondeurs des sources magnétiques et leurs localisations dans le plan horizontal. Les paramètres du nombre d'onde local sont utilisés pour déterminer les limites des sources magnétiques, calculer leurs profondeurs et donner des estimations sur d'autres paramètres tels que le pendage et la susceptibilité magnétique des sources. La fréquence locale ν , définie comme étant le taux de variation de la phase locale le long de la direction x , est donnée par la relation suivante (Thurston et Smith, 1997, Smith et al, 1998) :

$$\nu = \frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial x} \operatorname{artan} \left(\frac{\frac{\partial M}{\partial z}}{\frac{\partial M}{\partial x}} \right)$$

Où x , y , et z sont les coordonnées de la position du champ magnétique M

Pour une anomalie du champ magnétique M , l'expression du nombre d'onde local pour le cas 2D est :

$$k = \frac{\frac{\partial^2 M}{\partial x \partial z} \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} \frac{\partial M}{\partial z}}{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2}$$

Les pics (maximum) du nombre d'onde local ne sont pas influencés par la direction de l'aimantation des sources. Au point maximum ($x = 0$) la profondeur locale est définie par l'expression suivante (Thurston et Smith, 1997, Smith et al, 1998) :

$$h = \frac{1}{k_{max}}$$

où h est la profondeur de la source.

Le nombre d'onde local a été comparé aux méthodes du gradient horizontal total et du signal analytique par Phillips (2000). Il a montré comment les méthodes diffèrent dans leurs hypothèses, leur précision, leur sensibilité aux bruits de fond et à l'interférence des anomalies.

II.4. Profondeur des Points de Curie, Gradient géothermique et flux de chaleur

L'analyse des variations de température est importante pour déterminer les propriétés rhéologiques de la lithosphère. Bien que la distribution de la température locale ne soit pas communément mesurée, elle peut être déterminée à partir des variations du flux de chaleur régional (Pollack et al., 1993). Les mesures du flux de chaleur sont généralement faites à partir des trous de forage espacés de plusieurs dizaines à des centaines de kilomètres et non-uniformément espacés. En plus, les mesures du flux de chaleur peuvent être affectées par les variations de température de la proche-surface et de la surface. Les méthodes géophysiques peuvent être utilisées pour déterminer de façon indirecte les variations de température dans les régions où les mesures directes du flux de

chaleur sont absentes. Parmi ces méthodes, l'une des plus utilisées est la méthode magnétique.

Les données magnétiques peuvent être utilisées pour estimer les variations des profondeurs de la base des sources magnétiques, surface qui correspond à la profondeur à partir de laquelle les roches perdent leur aimantation sous l'effet de la chaleur. Pour des roches de composition minéralogique homogène, cette surface correspond à un isotherme dit de Curie (Bhattacharyya et Leu, 1975, Okubo et al., 1985). Pour les deux minéraux les plus fortement magnétiques, la magnétite et la pyrrhotite, la température de Curie est respectivement de 580 °C et de 320 °C

Diverses études ont montré la corrélation entre les profondeurs de Curie et les températures crustales moyennes, conduisant à des conclusions raisonnables à propos des conditions thermiques lithosphériques dans un certain nombre de régions (Ross et al., 2006). Plusieurs méthodes ont été décrites par un grand nombre d'auteurs (Spector et Grant, 1970, Shuey et al., 1977, Bhattacharyya et Leu, 1975, 1977, Okubo et al., 1985, Tanaka et al., 1999, Maus et Dimri, 1996; Finn et Ravat, 2004, Ravat et al., 2007, Bansal et al., 2013) pour estimer les profondeurs de Curie. Parmi ces méthodes, on distingue : la méthode du pic spectral (Spector et Grant, 1970, Shuey et al., 1977), la méthode centroïde (Bhattacharyya et Leu, 1975, 1977, Okubo et al., 1985, Tanaka et al., 1999), la modélisation directe de la méthode du pic spectral (Finn et Ravat, 2004, Ravat et al., 2007), et la méthode fractale du centroïde-modifiée (Bansal et al., 2011; Nwankwo, 2015). Toutes ces méthodes peuvent être classées en deux catégories : celles qui analysent la forme des anomalies magnétiques isolées (par exemple Bhattacharyya et Leu, 1975) et celles qui analysent les anomalies suivantes des profils (par exemple Spector et Grant, 1970). Cependant, les deux méthodes fournissent la relation entre le spectre des anomalies magnétiques et la profondeur d'une source magnétique en transformant les données du domaine spatial au

domaine fréquentiel. Dans le cadre cette étude, la méthode adoptée est la méthode du centroïde conventionnelle, car elle donne une meilleure estimation de la profondeur du point de Curie par rapport aux autres méthodes (Ravat et al., 2007).

II.4.1. Estimation de la profondeur du point de Curie à partir de la méthode centroïde

Les modèles mathématiques de la méthode centroïde sont basés sur l'analyse de la forme des anomalies magnétiques isolées introduites par Bhattacharyya et Leu (1975, 1977) et l'étude des propriétés statistiques des anomalies magnétiques par Spector et Grant (1970). Blakely (1996) a ensuite introduit la densité de la puissance spectrale du champ magnétique total, $\phi_{\Delta T}$

$$\text{Comme : } \phi_{\Delta T}(k_x, k_y) = \phi_M(k_x, k_y) \times F(k_x, k_y) \quad (\text{II.27})$$

$$F(k_x, k_y) = 4\pi^2 C_m^2 |\phi_m|^2 |\phi_f|^2 e^{-2|k|Z_t} (1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)})^2 \quad (\text{II.28})$$

ϕ_M est la densité de la puissance spectrale de l'aimantation, C_m^2 est une constante de proportionnalité, ϕ_m et ϕ_f sont des facteurs pour la direction de l'aimantation et la direction du champ géomagnétique, et Z_t et Z_b sont respectivement le toit et le fond de la source magnétique.

L'équation ci-dessus peut être simplifiée en notant que tous les termes, sauf $|\phi_M|^2$ et $|\phi_f|^2$ sont radialement symétriques. De plus, la moyenne radiale de ϕ_m et ϕ_f est constante. Si $M(x, y)$ sont radialement symétriques et que la moyenne radiale de $\phi_{\Delta T}(k_x, k_y)$ est une constante, par conséquent, la moyenne radiale de $\phi_{\Delta T}$ est :

$$\phi_{\Delta T}(|k|) = A e^{-2|k|Z_t} (1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)})^2 \quad (\text{II.29})$$

où A est une constante et k est un nombre d'onde. Pour des longueurs d'onde inférieures à environ deux fois l'épaisseur de la couche, l'équation (II.29) peut être simplifiée :

$$\ln (\phi_{\Delta T}(|k|)^{\frac{1}{2}}) \approx \ln B - |k|Z_t \quad (\text{II.30})$$

où B est une constante.

L'équation (II.29) peut être réécrite comme :

$$\phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2} = C e^{-|k|Z_0} (e^{-|k|(Z_t-Z_0)} - e^{-|k|(Z_b-Z_0)}) \quad (\text{II.31})$$

où C est une constante. Pour les grandes longueurs d'onde, l'équation (II.31) peut s'écrire comme :

$$\phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2} = C e^{-|k|Z_0} (e^{-|k|(-d)} - e^{-|k|(-d)}) \approx C e^{-|k|Z_0} 2|k|d \quad (\text{II.32})$$

Où $2d$ est l'épaisseur de la source magnétique. L'équation (II.30) peut être mise sous une autre forme :

$$\ln\{\phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2}/|k|\} \approx \ln D - |k|Z_0 \quad (\text{II.33})$$

où D est une constante.

En ajustant une ligne droite à travers les parties de grand et faible nombre d'onde de la puissance spectrale radiale moyenne de $\ln (\phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2})$ et $\phi_{\Delta T}(|k|)^{1/2}/|k|$, Z_t et Z_0 peuvent être estimés. Finalement, la profondeur du fond de la source (Okubo et al., 1985 ; Tanaka et al., 1999) est :

$$Z_b = 2Z_0 - Z_t \quad (\text{II.34})$$

II.4.2. Gradient géothermique

Le gradient géothermique ∇T caractérise l'augmentation progressive de la température en fonction de la profondeur de la croûte terrestre :

$$\nabla T = \frac{\partial T}{\partial z} \quad (\text{II.35})$$

Il s'explique par la dissipation en surface de la chaleur interne de la Terre. Afin de relier la profondeur du point de Curie (Z_b) à la température du point de Curie (T_c), la direction verticale de la variation de la température et le gradient

géothermique ont été supposés constants. Le gradient géothermique (dT/dz) entre la surface de la Terre et la profondeur du point de Curie (Z_b) peut être défini par l'équation (II.36) (Tanaka et al., 1999, Stampolidis et al., 2005, Maden, 2010):

$$\frac{\partial T}{\partial z} = \frac{T_c}{Z_b} \quad (\text{II.36})$$

Ce gradient thermique est en moyenne de 3°C tous les 100 mètres pour la croûte continentale de 3°C/100 m et pour le manteau de 1°C/100 m (Muffler et al., 1979) mais diffère en fonction de l'histoire géologique des régions et les variations peuvent être très importantes (de 1°C, il peut passer à plus de 60°C/100 m). Il existe donc des anomalies thermiques justifiées par des situations géologiques particulières. Parmi celles-ci nous pouvons citer les zones fracturées, les zones volcaniques ou certaines zones tectoniques.

II.4.3. La densité de flux de chaleur

Le flux de chaleur quantifie la chaleur qui s'échappe à la surface de la Terre. Il constitue une importante manifestation de l'activité interne de celle-ci, les phénomènes géodynamiques étant intimement liés aux phénomènes thermiques. En général, le flux de chaleur est souvent assimilé à la densité de flux dans de nombreux ouvrages. De plus, la température dans la Terre qui est étroitement liée au flux de chaleur, est un paramètre primordial qui contrôle les propriétés physiques des matériaux dans la Terre.

Le flux moyen est de 60 MW/m² au niveau des continents. Il varie avec :

- l'épaisseur de la plaque : quand la plaque est mince le flux augmente ;
- l'âge de la lithosphère : plus la lithosphère est jeune, plus le flux sera élevé ;
- la production de chaleur dans la croûte : le flux augmente avec la concentration en radioéléments.

Une partie de la chaleur au niveau de la croûte terrestre provient de l'intérieur de la terre. Une forte quantité de chaleur est stockée dans le noyau et le manteau du globe. Une infime partie de cette chaleur est dissipée vers la surface surtout dans les régions volcaniques et sismiques.

Par contre la plus grande partie de la chaleur dans la croûte provient de la radioactivité de certaines roches qui la composent. La désintégration des éléments radioactifs représente à elle seule plus de 90% du flux de chaleur terrestre, les 10% du flux de chaleur restant semblent être dûs à :

- La chaleur dégagée par réaction chimique exothermique à l'intérieur de la croûte,
- La friction au niveau des failles causées par les tensions tectoniques,
- La chaleur dégagée par cristallisation ou solidification des roches en fusion au cours du refroidissement.

Dans les conditions d'état stationnaire, le flux de chaleur q , est fonction de la conductivité thermique K , et de la température T , donnée par la loi de Fourier :

$$q = -K\nabla T \quad (\text{II.37})$$

où ∇ est l'opérateur de gradient.

Cette équation suppose que la conductivité thermique est isotrope, c'est-à-dire qu'elle ne change pas avec la direction. En général, les changements spatiaux dans la conductivité thermique et l'anisotropie doivent être considérés. Le signe négatif de l'équation signifie que la chaleur s'écoule des températures plus élevées vers des températures plus basses et que le flux de chaleur est dans la direction opposée au gradient de température. En moyenne, le flux de chaleur de la Terre est principalement vertical et la composante verticale du flux de chaleur q_z est :

$$q_z = -\frac{K\partial T}{\partial z} \quad (\text{II.38})$$

où z est la profondeur.

En pratique, l'indice et le signe négatif sont généralement omis :

$$q = \frac{K\partial T}{\partial z} \quad (\text{II.39})$$

Les unités de q , K et $\partial T/\partial z$ sont mW m^{-2} , $\text{W m}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ ou $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$, et $^\circ\text{C km}^{-1}$, respectivement.

Tanaka et al. (1999) ont montré que la température de Curie T_c peut être définie comme :

$$T_c = \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)Z_b \quad (\text{II.40})$$

où Z_b est la profondeur de Curie. Si on suppose qu'il n'existe aucune autre source de chaleur entre la surface et le point de la profondeur de curie, l'équation (II.39) peut être réduite à :

$$q = \frac{KT}{Z_b} \quad (\text{II.41})$$

La conductivité thermique K est fonction de la nature géologique des roches de la zone d'étude.

II.5. Les données magnétiques

II.5.1. Origine des données

Le composant clé de cette étude implique l'amélioration de l'image des données aéromagnétiques existantes sur le territoire Camerounais par des transformations dites filtrages.

Les données magnétiques utilisées dans cette étude proviennent de la compilation de données acquises au cours de différentes campagnes de levés magnétiques pour la plupart aéroportées, réalisées au Cameroun par différents

organismes entre 1970 et 1976. Dans la zone d'étude, les données ont été enregistrées lors des levés aéromagnétiques réalisés en 1970 par la compagnie Canadienne SURVAIR (entrepreneur) pour le compte de l'Agence Canadienne de Développement International (ACDI). La couverture aéromagnétique s'est effectuée à une altitude de vol de 235 m suivant les profils de direction N135° et espacés de 750 m.

Après correction des mesures du fait de la variation temporaire du champ magnétique, les anomalies du champ magnétique total du territoire Camerounais ont été déduites des mesures corrigées par soustraction du champ géomagnétique théorique ou IGRF (International Geomagnetic Reference Field) à chaque station, à la date du 1er Janvier 1970 et ramenées à une altitude de 1 km par prolongement vers le haut. Les angles d'inclinaison et de déclinaison du champ ambiant ont été respectivement de $-15,92^\circ$ et $-5,73^\circ$, à la date de janvier 1970 selon le modèle du champ de référence géomagnétique international (IGRF) référencé à l'ellipsoïde du système géodésique mondial de 1984. Les données aéromagnétiques ont été géoréférencées par rapport au système de coordonnées UTC (Universal Transverse Mercator) pour une étude comparative avec la carte géologique de la région.

Les données aéromagnétiques (intensité des anomalies du champ magnétique totale) de la zone ont été interpolées en utilisant la méthode d'interpolation de courbure minimale dans Oasis montaj. Les opérateurs de courbure minimale (Briggs, 1974 ; O'Connell et al., 2005, O'Connell et Owers, 2008) sont généralement implémentés comme des fonctions à plusieurs passes avec des paramètres de contrôle qui peuvent être modifiés pour s'adapter à différents ensembles de données. La courbure minimale est une méthode d'interpolation appropriée pour les données magnétiques, car le champ magnétique est continu et ses dérivées sont également continues (Foss, 2011). Une taille de cellule de $250\text{ m} \times 250\text{ m}$ a été utilisée, soit $1/3$ de la distance entre les

lignes des vols utilisée lors du levé aéromagnétique, afin d'éviter un certain nombre d'erreur tel que : de courte longueur d'onde qui peuvent apparaître comme des lignes perpendiculaires à la direction des lignes de vol. Selon Dentith (2011), la taille des cellules de la grille des données (c'est-à-dire la distance entre les positions des données réelles et les positions données interpolées) devrait être comprise entre 1/3 et 1/5 de l'espacement des lignes de vol.

Conclusion

Ce chapitre a présenté brièvement la méthode magnétique, de ses principes de base jusqu'aux corrections et méthodes d'interprétation. L'emprise de la méthodologie sur l'estimation des profondeurs du point de Curie à partir de l'analyse spectrale a été également l'un de nos objectifs dans cette partie.

L'étude des données aéromagnétiques fournit des informations sur les géométries, les structures et les lithologies de la proche surface et du sous-sol. Les levés aéromagnétiques mesurent l'intensité du champ magnétique le long des lignes de vol. Cette mesure, dite de « champ total », est la somme de trois effets : une composante externe liée à l'interaction des vents solaires avec la haute atmosphère terrestre et enfin une composante interne, dite « champ principal », produite par effet dynamo induit par les mouvements relatifs du noyau externe fluide autour du noyau interne solide riche en fer. Une composante résultant de l'effet magnétique des roches de la partie externe de la croûte continentale. Cette dernière composante, induite par l'effet magnétique des roches, est celle qui est recherchée. Cet effet est produit dans les roches soit par aimantation propre (on parle alors « d'aimantation rémanente »), soit par effet d'induction du champ magnétique principal dans les roches (on parle alors « d'aimantation induite »).

Afin d'interpréter correctement la partie du champ magnétique terrestre liée à l'effet des roches crustales, il est nécessaire, au préalable, de s'affranchir des deux autres composantes. Pour y arriver, une variété de méthodes de traitement des données magnétiques faisant appel à divers filtres numériques sont utilisés.

Ces méthodes peuvent être classées en trois catégories généralement complémentaires :

- les méthodes de transformation qui permettent de transformer le signal observé à afin d’extraire préférentiellement certains paramètres des sources ;
- les méthodes directes consistant à construire un modèle à priori des sources, de calculer l’anomalie et de comparer le résultat aux données observées ;
- et les méthodes inverses qui ont pour but le calcul de paramètres des sources directement à partir des données observées.

Les données magnétiques peuvent également être utilisées pour estimer les profondeurs du fond des sources magnétiques afin de déterminer les variations de la température de la lithosphère dans une région. Parmi les méthodes d’analyse spectrale communément utilisées pour déterminer cette profondeur, la méthode du centroïde est celle qui le fait avec une erreur acceptable.

Le chapitre qui suit présente les résultats issus des applications des méthodes d’interprétation sus-évoquées.

CHAPITRE III : RESULTATS ET DISCUSSION

CHAPITRE III : RESULTATS ET DISCUSSION

Introduction

En géophysique appliquée, l'interprétation des résultats suppose deux aspects différents, correspondant à deux phases successives (Baranov, 1957). La première phase est une analyse détaillée des données obtenues par chacune des méthodes appliquées et la seconde est la synthèse des données géophysiques et géologiques. Dans ce chapitre, il est question d'interpréter les résultats issus des différentes méthodes de traitement des données aéromagnétiques étudiées au chapitre précédant, l'objectif étant de caractériser le mieux possible les sources magnétiques qui sont à l'origine des anomalies observées. En première partie, nous ferons appel aux différents opérateurs mathématiques de transformation vus au chapitre précédent pour le traitement des données aéromagnétiques afin d'en tirer le maximum d'information. Une carte schématique structurale sera établie récapitulant l'ensemble des interprétations des cartes transformées aéromagnétiques et une corrélation sera faite avec la géologie de la zone d'étude. La modélisation 2.75D fera l'objet de la deuxième partie. La troisième partie sera consacrée à l'estimation des profondeurs des points de Curie à partir des données des anomalies magnétiques, afin d'analyser l'état thermique de Loum-Minta et des implications géodynamiques éventuelles sur la structure lithosphérique. La troisième partie sera consacrée à la discussion et la validation des différents résultats obtenus. Le chapitre s'achèvera par une conclusion.

III.1. Description des anomalies magnétiques

Afin de faciliter les interprétations et d'accentuer certaines caractéristiques des données aéromagnétiques, différents opérateurs et filtres ont été appliqués. Les cartes qui en résultent sont présentées ici.

III.1.1. Carte d'anomalie magnétique du champ total

Cette carte (**Figure 13**) met en évidence la somme des effets de tous les corps aimantés, quelles que soient l'orientation, la nature et l'intensité d'aimantation. La carte d'anomalie magnétique du champ total (**Figure 13**) présente différents types d'anomalies positives (couleurs magenta et rouge) et négatives (couleurs bleu clair et bleu foncé). Elle révèle deux larges anomalies négatives importantes d'amplitudes variables qui atteignent -201 nT. La première, de tendance NE-SW est localisée au sud-ouest de la région.

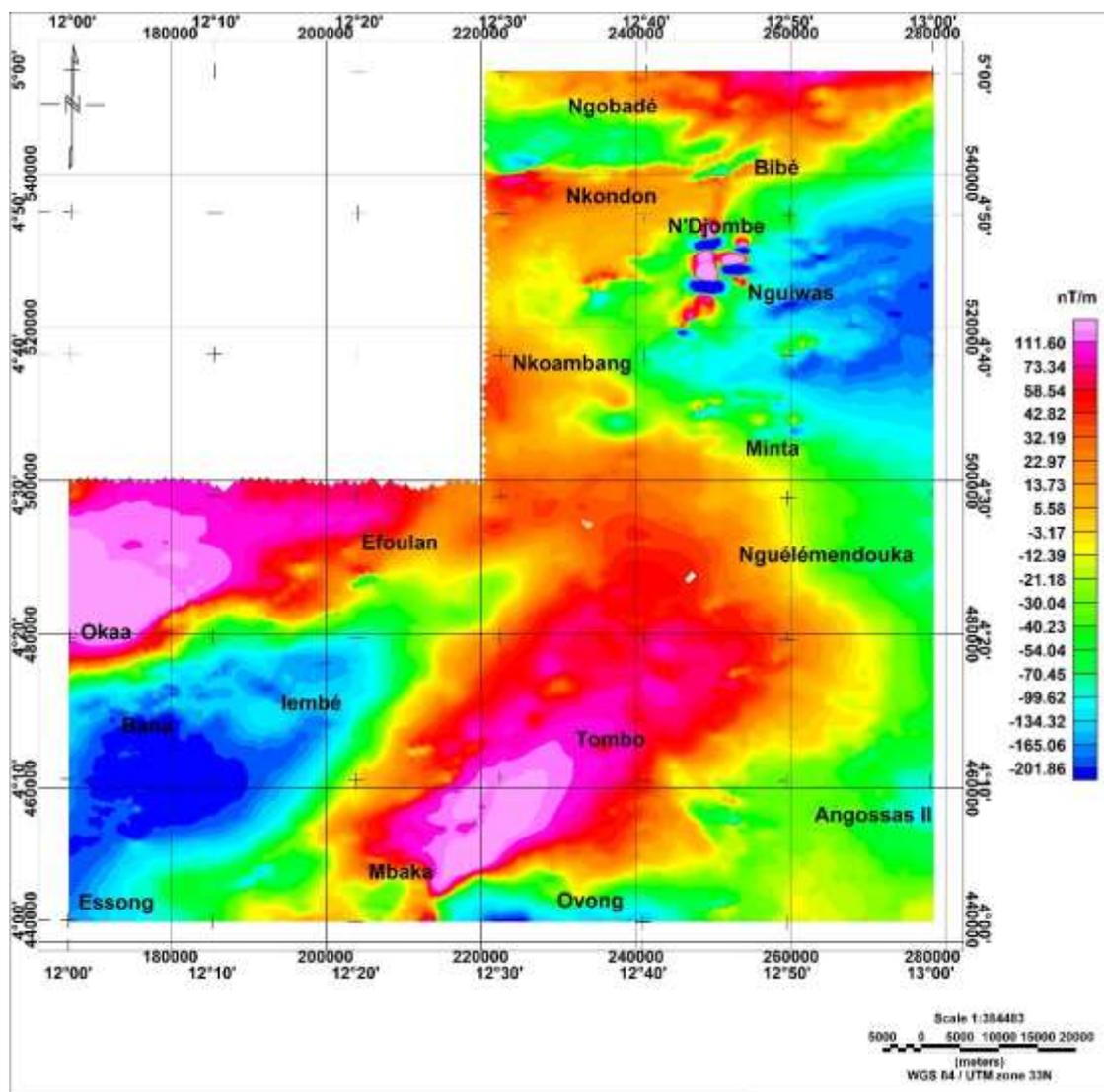


Figure 13 : Carte de l'anomalie de champ magnétique total de la région d'étude.

La deuxième grande anomalie négative d'orientation E-W se trouve au nord-est de la zone, dans les embréchites.

On note la présence d'anomalies fortement positives et bien localisées au sud de N'Djombé, à hauteur des latitudes 530000 m et 520000 m, avec des amplitudes dépassant 111,60 nT. La forme pseudo-circulaire de ces anomalies suggère la présence de corps cylindriques intrusifs et fortement aimantés dans le socle. La carte illustre également une grande zone magnétique positive de direction NE-SW à E-W, elle va de Mbaka à Nguélémendouka. Une autre anomalie magnétique positive significative d'orientation E-W est bien localisée dans la partie ouest de la carte (à Oka'a) avec une amplitude de l'ordre de + 110 nT. Cette anomalie se superpose aux zones de quartzite micacés et de quartzite à minéraux.

La corrélation entre la carte d'anomalies du champ magnétique total et la géologie de région est faible. On note que les anomalies positives sont limitées à l'Ouest par un faible gradient (gradient quasi-horizontale) montrant l'intensité du chevauchement des formations géologiques. On observe la présence d'une anomalie bipolaire dans la région de Bana-Oka'a : le pôle négatif est situé à Bana avec une longue longueur d'onde de 44,4 km et une amplitude négative de -201,90 nT, et le pôle positif à Aka'a avec une amplitude de +120 nT et une longueur d'onde de 54,6 km. Dans la zone de Minta, on note également la présence d'un gradient horizontal de forme oblongue et d'orientation NW-SE qui semble correspondre à la ligne tectonique Nkoambang-Nguelemendouka mise en évidence sur la carte géologique.

Dans les régions situées aux basses latitudes comme la nôtre, il n'est pas facile de faire une liaison entre les anomalies observées et les positions des structures sources d'anomalies magnétiques. En effet, leur signature aux basses latitudes (entre 15° S et 15° N) présente deux extrema en raison de la nature bipolaire des corps magnétiques, ce qui rend l'interprétation difficile, surtout

lorsque les effets de plusieurs sources interfèrent. Pour faciliter l'interprétation des anomalies observées, nous effectuons des transformations analytiques de la carte. Ces transformations correspondent dans le domaine spatial à des circonvolutions du signal de départ avec un opérateur spécifique (filtre), c'est le cas de la réduction à l'équateur.

III.2. Description des cartes magnétiques transformées

III.2.1. Carte d'anomalie magnétique du champ total réduit à l'équateur

La carte d'anomalies magnétiques totale (**Figure 13**) a été réduite à l'équateur (**Figure 14**) en utilisant le module Magmap intégré dans le logiciel Geosoft, Oasis Montaj V.8.4. La réduction à l'équateur a été calculée en prenant les valeurs de l'inclinaison et la déclinaison à la date du 1er Janvier 1970. Ces valeurs sont : $I = -15,92^\circ$ et $D = -5,73^\circ$ désignant respectivement l'inclinaison et la déclinaison du champ magnétique.

L'analyse de la carte d'anomalies magnétiques du champ total réduit à l'équateur (**Figure 14**) révèle que les amplitudes des anomalies varient entre - 201,41 nT et 87,22 nT. D'Ovong à Bibé, on observe que les anomalies positives se sont déplacées légèrement vers le Nord. Au sud-ouest et à l'ouest de la zone d'étude, les anomalies conservent leurs formes par rapport à celles des anomalies magnétiques du champ total. Les anomalies magnétiques circulaires localisées au sud de N'Djombe persistent.

Sur cette carte, la zone d'étude peut être subdivisée en quatre zones magnétiques, chacune ayant un modèle d'anomalies magnétiques unique (**Figure 14**). Ce zonage magnétique dépend principalement des propriétés magnétiques (par exemple, les susceptibilités magnétiques) des types de roches sous-jacentes.

La première zone occupe les parties nord-est (Nguiwass), sud-ouest (Bana) et sud (Ovong) de la région. Elle repose sur les roches cristallines du socle précambrien (migmatites, notamment embrechites, quartzite dans les

embrechites). Elle est caractérisée par des anomalies magnétiques d'amplitudes très faibles variant entre - 190,5 et - 115,73 nT (couleurs bleu clair et bleu foncé), de formes larges et allongées, de direction NE-SW et E-W. Ces anomalies peuvent être associées aux structures profondes de faibles aimantations enfouies dans le socle.

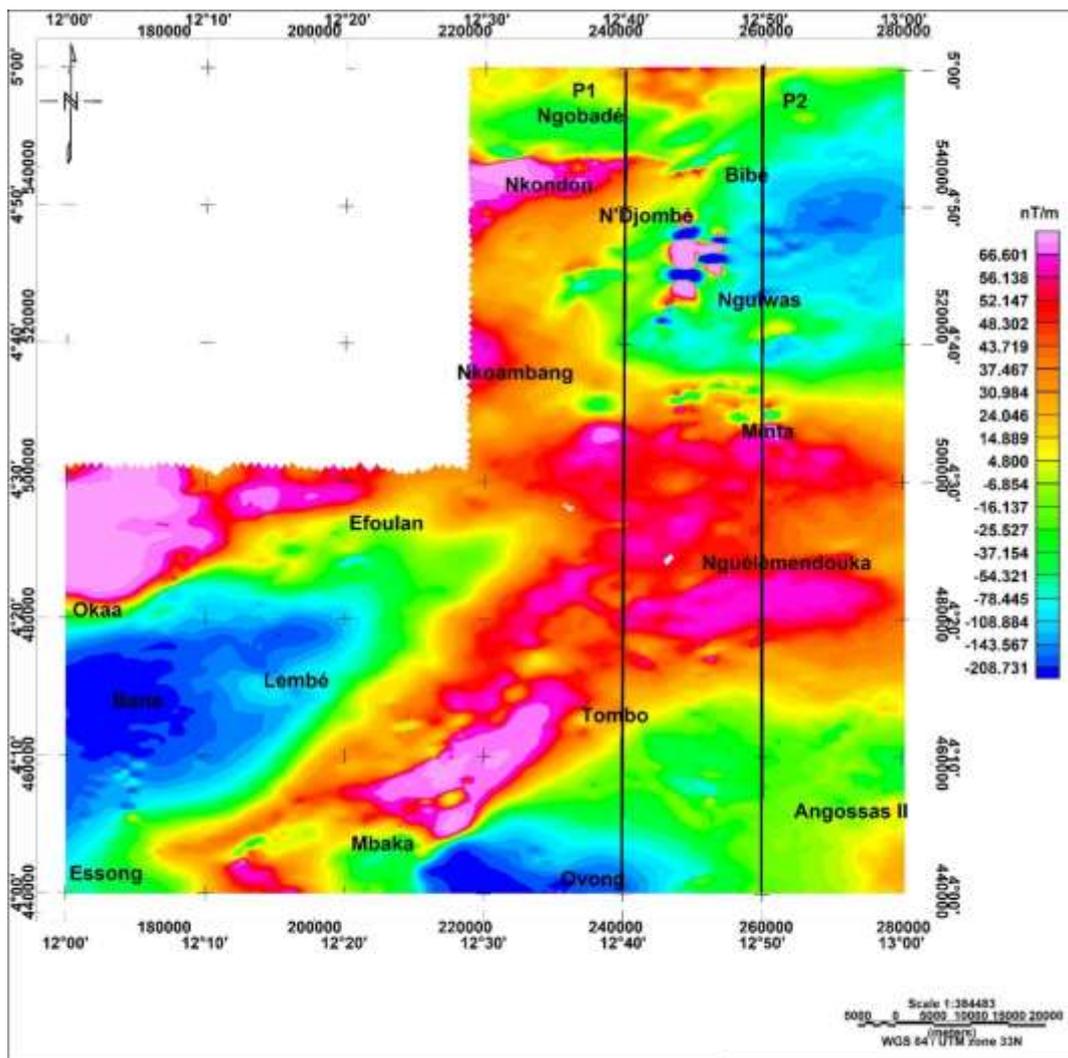


Figure 14 : Carte d'anomalies du champ magnétique total réduit à l'équateur sur laquelle sont représentés deux profils P₁ et P₂.

La deuxième zone occupe les parties ouest (nord d'Aka'a), centre-sud (Mbaka-Tombo), nord-ouest (Nkondo) de la région. Elle repose sur les ectinites de la série métamorphique ancienne de Nanga-Eboko (en particulier les quartzites

avec des minéraux dans la partie ouest, les micaschistes feldspathiques dans la partie nord et le groupe schisto-quartzite d'Akonolinga dans le centre-sud). Elle présente des anomalies d'amplitudes élevées (positives). Les amplitudes dans cette zone vont de + 87 à +110 nT (couleurs rouge et magenta).

La troisième zone se trouve dans la région sous-jacente au gneiss à deux micas à Angossa II. Elle est caractérisée par des anomalies magnétiques d'intensités qui vont de relativement faibles (négatives) à modérées (positives). Les amplitudes d'anomalies magnétiques dans cette zone vont de -61,97 à + 8,4 nT (vert clair et jaune clair) (**Figure 14**).

La quatrième zone occupe la partie centrale (Tombo-Nguelendouka-Minta) et le nord-ouest (Nkoambang - au sud de Nkondon) de la zone d'étude. Elle présente des anomalies magnétiques d'amplitudes intermédiaires (positives), de grandes longueurs d'onde, orientées principalement dans la direction E-W. Elle repose sur les gneiss à deux micas.

Cette carte montre des gradients magnétiques d'intensités variables et de direction E-W, ENE-WSW, NE-SW et WNW-ESE entre les anomalies magnétiques positives et négatives. Ces gradients semblent être associés à des discontinuités de susceptibilités telles que les contacts ou les failles affectant le sous-sol de la région.

La zone d'étude présente la particularité de comporter presque toutes les directions privilégiées des accidents tectoniques mis en évidence jusque-là sur le territoire camerounais. Néanmoins, les cartes transformées permettront de mieux délimiter les zones dignes d'intérêt susceptibles d'une investigation fiable.

III.2.2. Carte transformée par dérivation

Dans le cas où plusieurs structures sont assez proches et situées à des profondeurs comparables, le signal magnétique mesuré montre l'existence d'une seule anomalie. Les filtres de dérivation permettent d'amplifier l'effet des sources

superficielles en atténuant l'effet des sources profondes, focalisent les anomalies et permettent de cerner davantage les limites géométriques des corps géologiques dans le sous-sol.

III.2.2.1. Carte de la dérivée verticale d'anomalies du champ magnétique totale réduit à l'équateur suivant « Z » ou gradient vertical

La dérivée verticale est une transformation dite focalisante qui favorise les hautes fréquences contenues dans les données initiales. Il en résulte les avantages suivants : elle augmente le pouvoir séparateur, c'est-à-dire qu'elle permet de séparer les anomalies proches et coalescentes ; elle favorise l'effet des sources superficielles au détriment des sources profondes et des effets régionaux.

La **Figure 15** est le résultat de cette technique. Cette carte met en évidence des anomalies de taille, de forme et d'amplitude variables. Les limites entre les différentes unités géologiques sont en général plus perceptibles. Nous pouvons distinguer clairement les anomalies de formes linéaires et pseudo-circulaires caractérisées par des valeurs d'amplitude variant entre -0,051 et + 0,042 nT. Cette carte montre des anomalies plus restreintes et très bien individualisées qui étaient presque invisibles sur les cartes d'anomalies du champ magnétique total et champ magnétique total réduit à l'équateur. Cette situation est mise en évidence au nord et au sud de la zone d'étude. A Nguiwas et au nord-est de Nguiwas, de nombreuses anomalies d'orientation sub-horizontales et ENE-WSW ont émergé. La disparition des grandes anomalies positives et négatives sur les cartes d'anomalies du champ magnétique total et d'anomalies du champ total réduit à l'équateur confirme qu'elles sont liées à des structures profondes. La présence d'anomalies pseudo-circulaires de forte intensité de N'Djombe-Nguiwas confirme qu'elles sont associées à des sources superficielles.

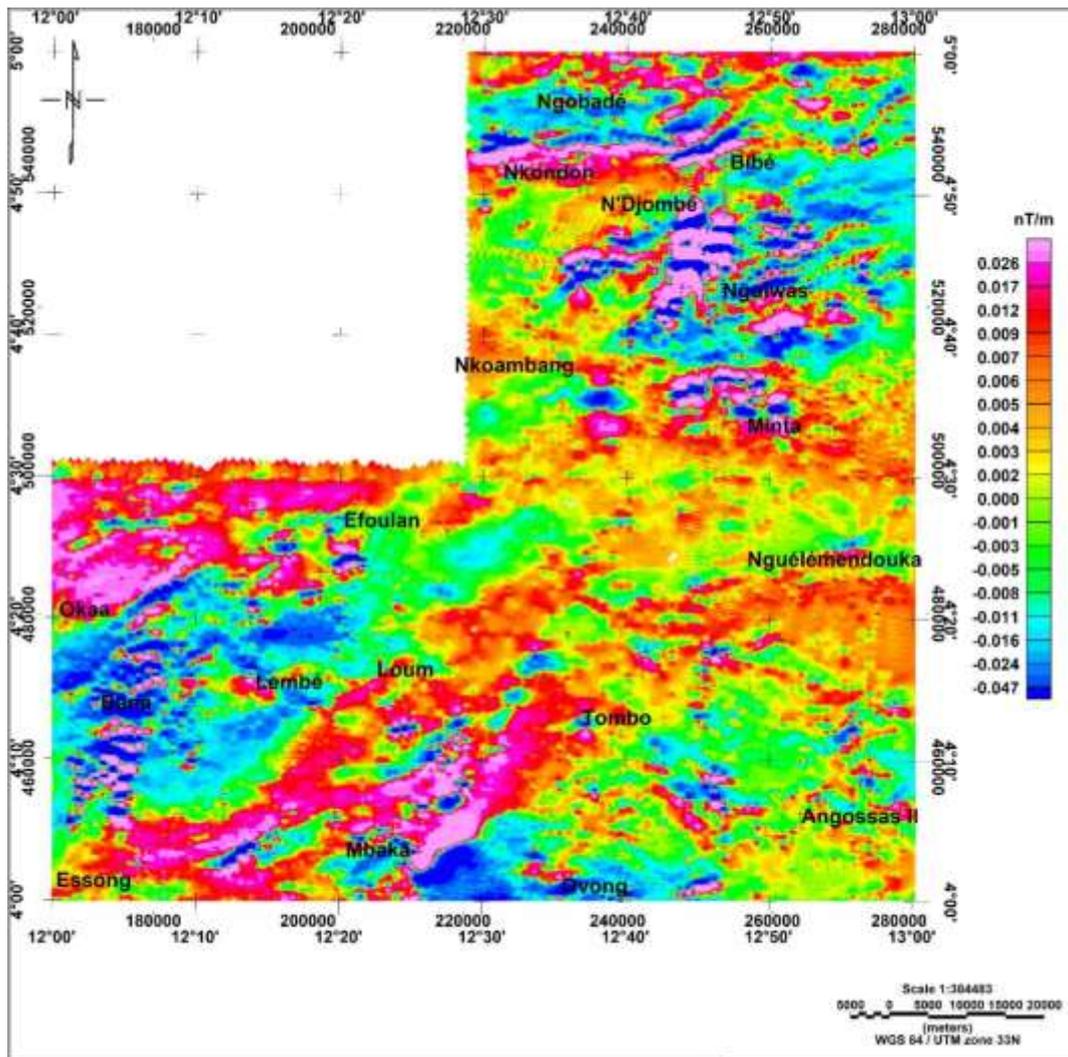


Figure 15: Carte de l'anomalie du gradient vertical d'anomalies du champ magnétique total réduit à l'équateur.

À Mbaka, on rencontre le même phénomène, au centre de la carte, il y a toujours une grande zone d'anomalie positive EW et NE-SW comme sur la carte d'anomalies du champ magnétique réduit à l'équateur, à la seule différence qu'elle est entrecoupée d'anomalies négatives d'amplitude variée, de forme fine et allongée d'origine superficielle. Le gradient vertical fait clairement apparaître le contraste entre les régions fortement magnétisées et amagnétiques. Ces zones fortement magnétiques sont bordées des zones présentant des gradients verticaux réduits à l'équateur négatifs. Cette organisation des anomalies magnétiques est

une signature normale du gradient vertical et ne doit pas être interprétée en termes de variation lithologique. Plus l'amplitude des zones périphériques négatives est forte, plus la structure qu'elles cernent est limitée vers le bas. Cette structuration magnétique particulière apporte ainsi des informations sur l'épaisseur des structures aimantées qui sont appréciées. Ceci est particulièrement visible à Ngobadé, Bibé, Nguiwias et Oving.

III.2.3. Cartes transformées par 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.

III.2.3.1. Carte prolongée vers le haut

Le prolongement vers le haut est équivalent à un filtrage (atténuation) des hautes fréquences du champ associées aux effets des structures magnétiques superficielles, pour ne laisser transparaître que les effets des structures profondes.

Les **Figures 16, 17 et 18** présentent les cartes d'anomalies du champ magnétique réduit à l'équateur de la zone d'étude prolongées respectivement aux altitudes 1 km, 2 km, et 4 km. L'observation générale des cartes d'anomalies du champ magnétique réduit à l'équateur 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.

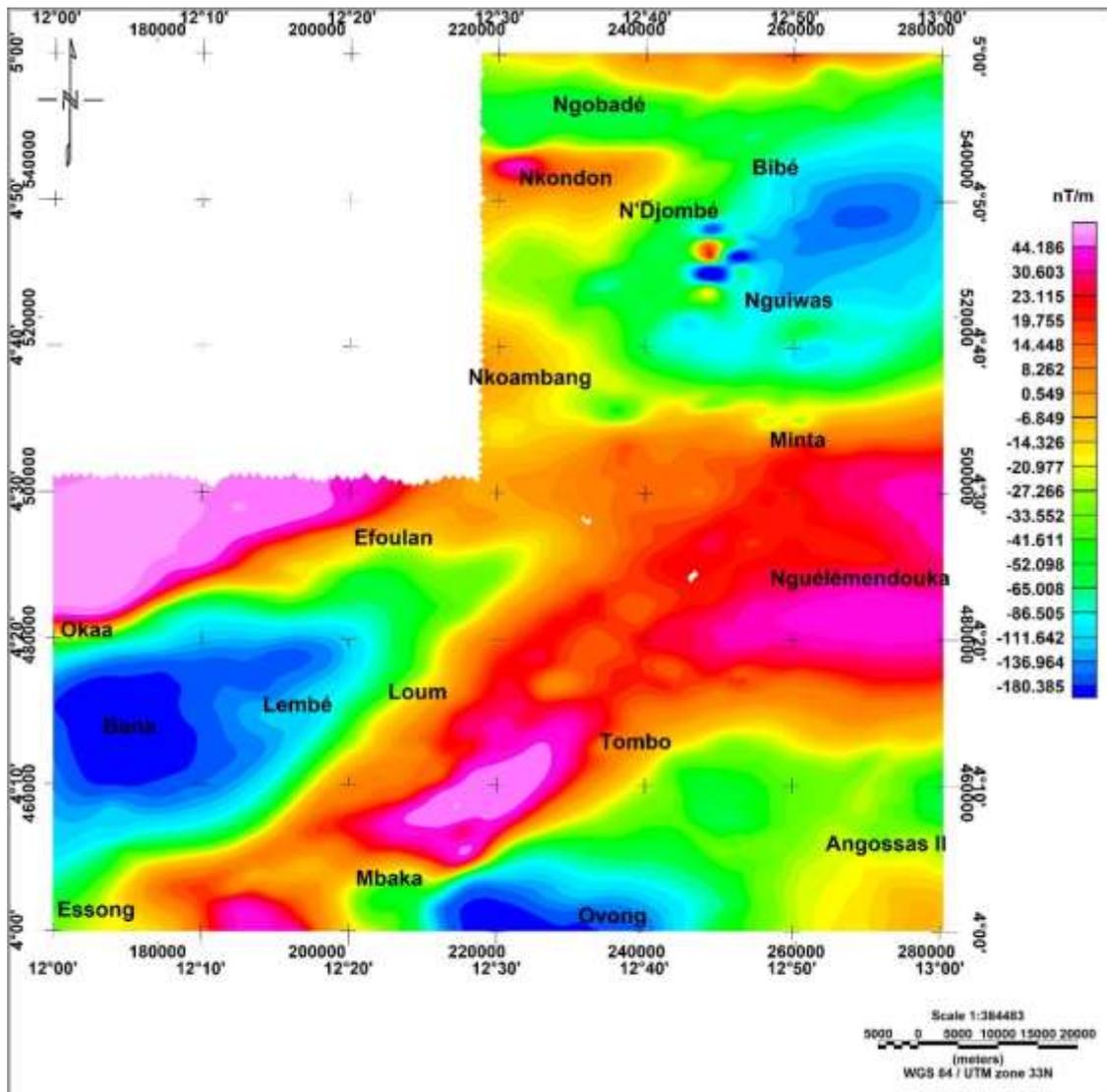


Figure 16: Carte d'anomalies du champ magnétique total réduit à l'équateur et prolongée vers le haut à 1 km.

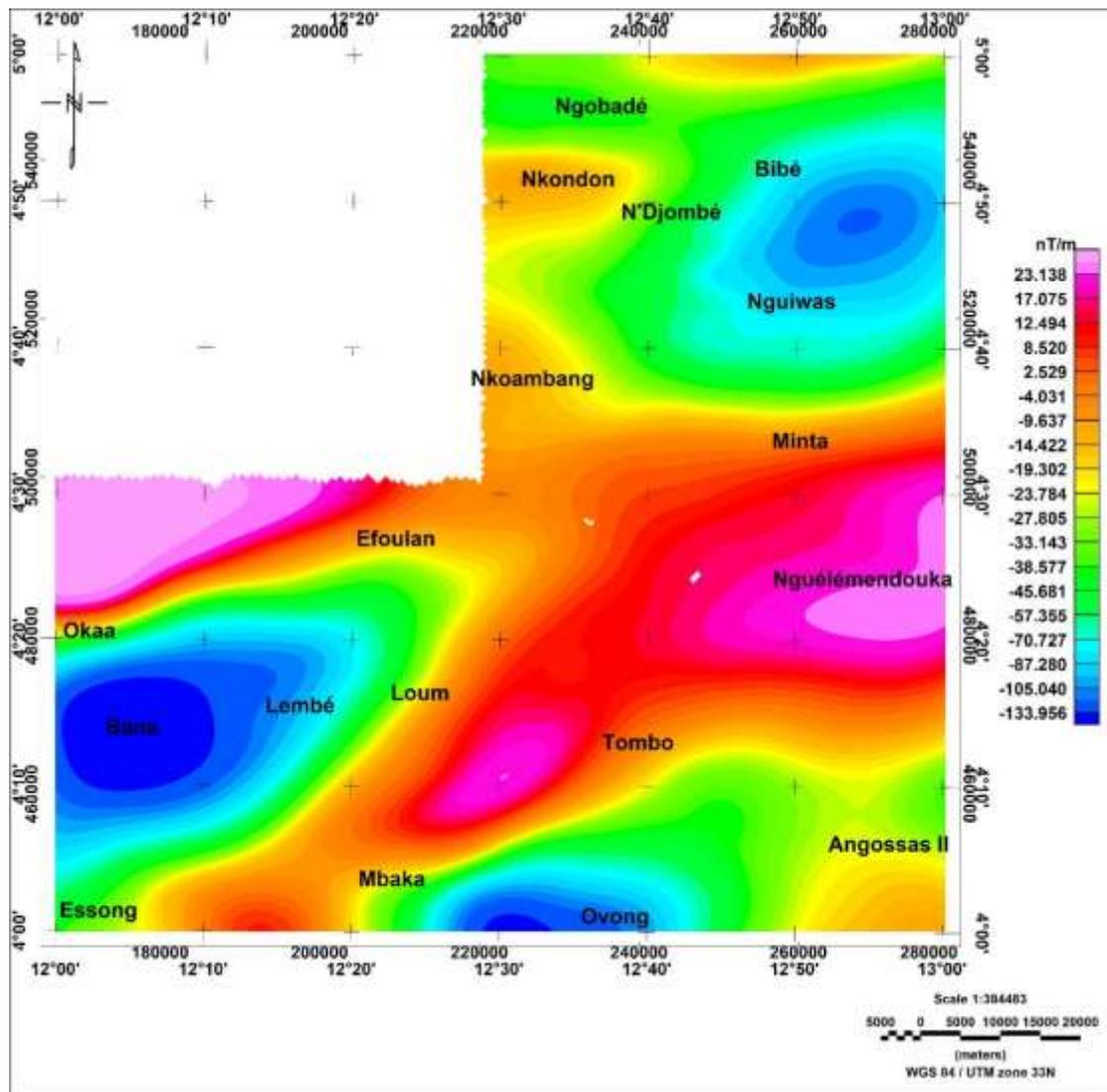


Figure 17: Carte d’anomalies du champ magnétique total réduit à l’équateur et prolongée vers le haut à 2 km.

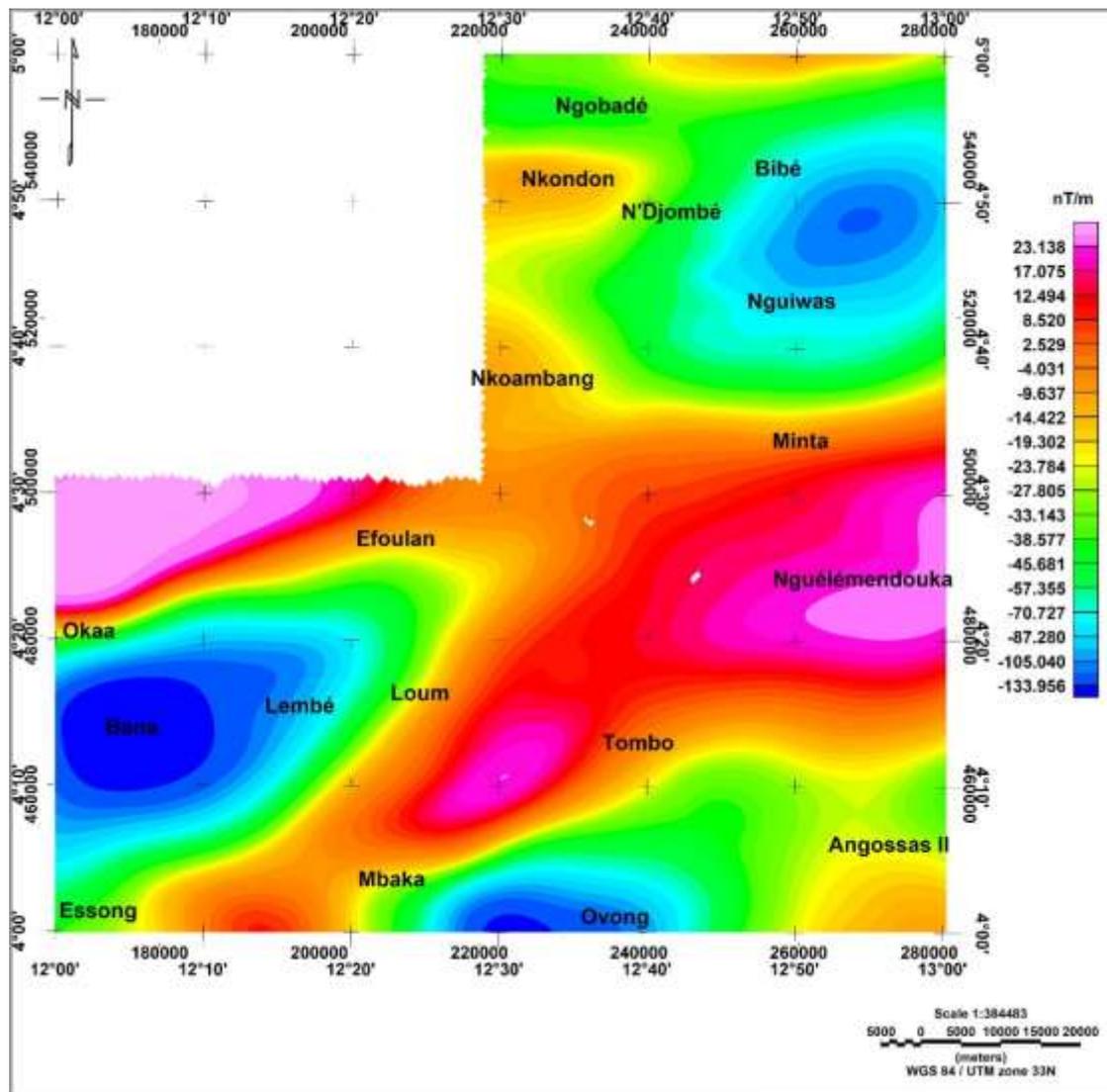


Figure 18: Carte d’anomalies du champ magnétique total réduit à l’équateur et prolongée vers le haut à 4 km.

Les différentes orientations des anomalies sur les cartes prolongées (**Figures 16, 17 et 18**) sont quasiment les mêmes que celles rencontrées sur la carte d'anomalies magnétiques réduit à l'équateur. On observe ainsi que :

- l'anomalie positive de Ngobadé est encore marquée sur la carte prolongée à 1 km, elle s'estompe sur la carte prolongée à 2 km et 4 km suggérant une source peu profonde pour cette anomalie ;
- l'anomalie positive de Nkondon s'estompe sur la carte prolongée à 1 km, 2 km et 4 km suggérant une source peu profonde pour cette anomalie ;
- les anomalies circulaires positives et négative, bien individualisées de N'Djombé- Nguiwas s'estompent considérablement sur la carte prolongée à 1 km et disparaissent totalement aux altitudes 2 km et 4 km. Cela est dû au fait que ces sources d'anomalies sont superficielles ;
- les deux grandes anomalies négatives de Bana et celles localisée au nord-est de la zone d'étude, de même que celle d'Ovong (moins étendue) persistent sur la carte prolongée à 1 km, 2km et 4 km ce qui suggère qu'elles sont liées à des causes profondes ;
- la grande anomalie positive au centre de la zone gagne en volume et celle localisé au nord de Oka'a n'a presque pas changé de forme au fur et à mesure que l'altitude de prolongement augmente, suggérant ainsi une origine profonde pour ces anomalies.

III.2.3.2. Carte prolongée vers le bas

Le prolongement vers le bas correspond à l'opération inverse du prolongement vers le haut. Il est utilisé pour renforcer les anomalies de courte longueur d'onde. Les **Figures 19 et 20** nous permettent une fois de plus de confirmer que l'effet des sources superficielles est masqué par celui des sources profondes.

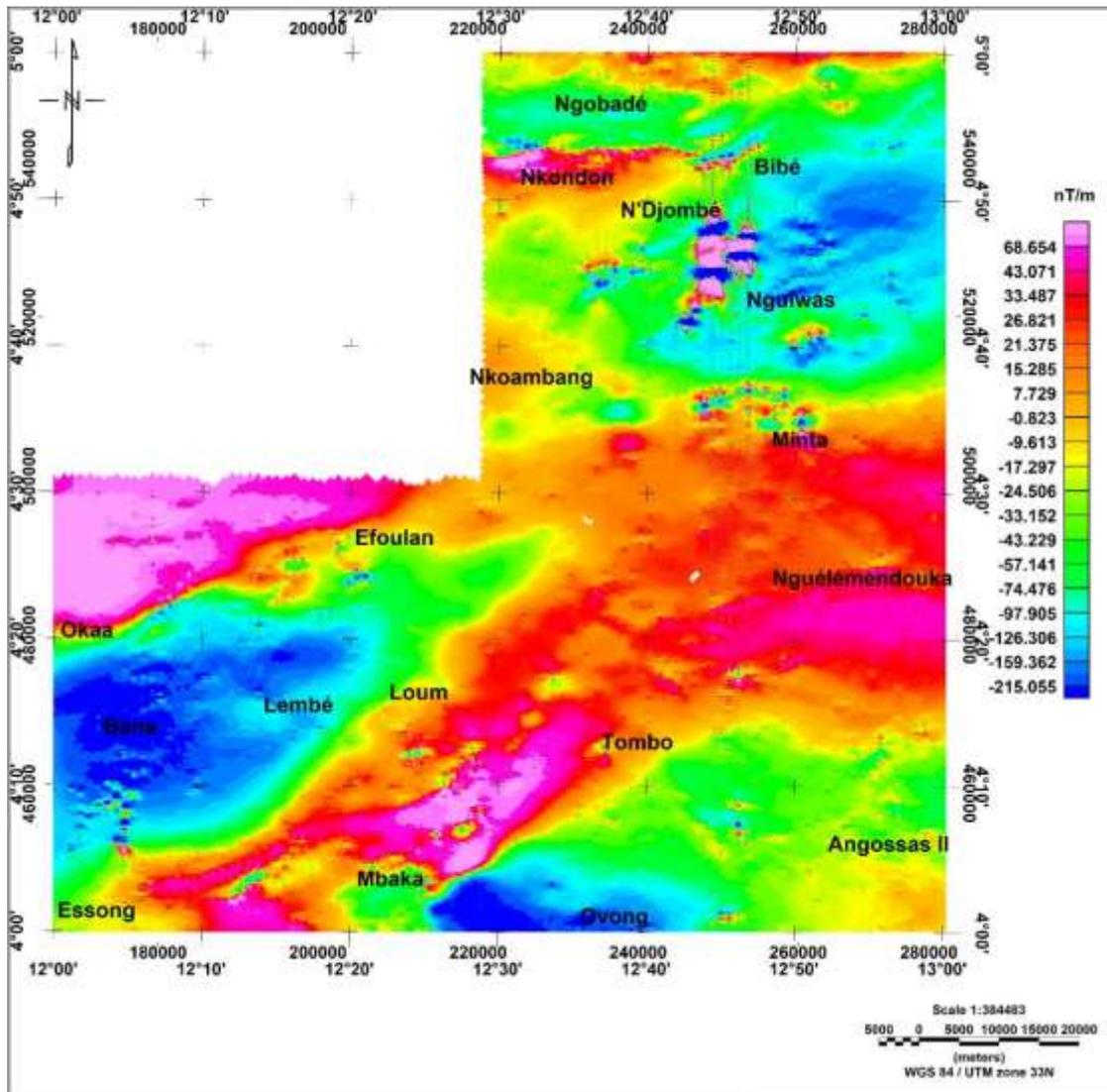


Figure 19: Carte prolongée vers le bas 300 m.

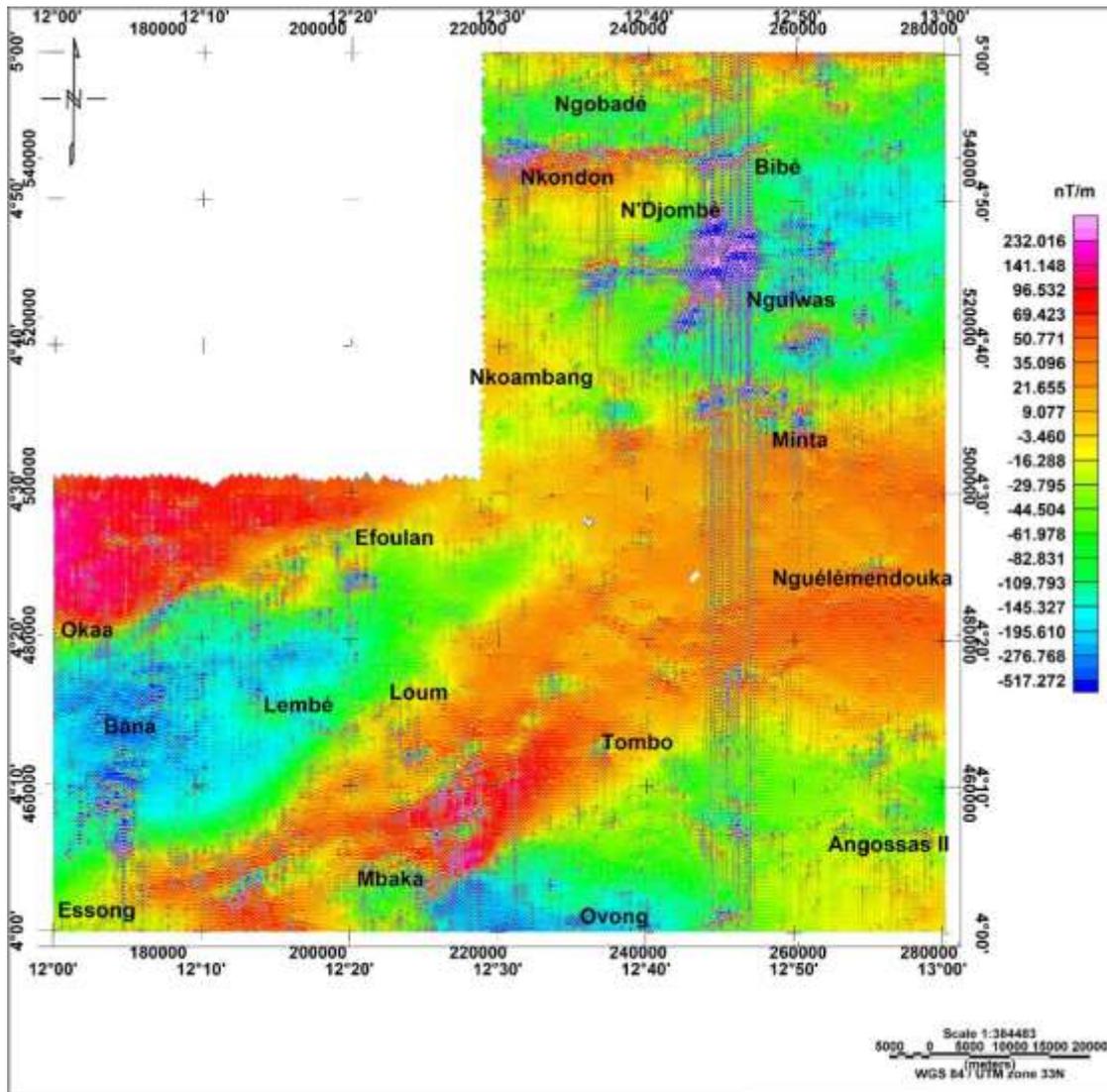


Figure 20: Carte prolongée vers le bas 500 m.

III.2.4. Carte du signal analytique (SA) du champ total

L'amplitude du signal analytique dépend très peu de la direction d'aimantation (Roest et al., 1992 ; Blakely, 1996) et est presque indépendante lorsque les sources sont verticales (Li, 2006). L'un des avantages du signal analytique est qu'il permet de localiser la position des sources dans le plan horizontal et vertical. La **Figure 21** présente la carte du SA.

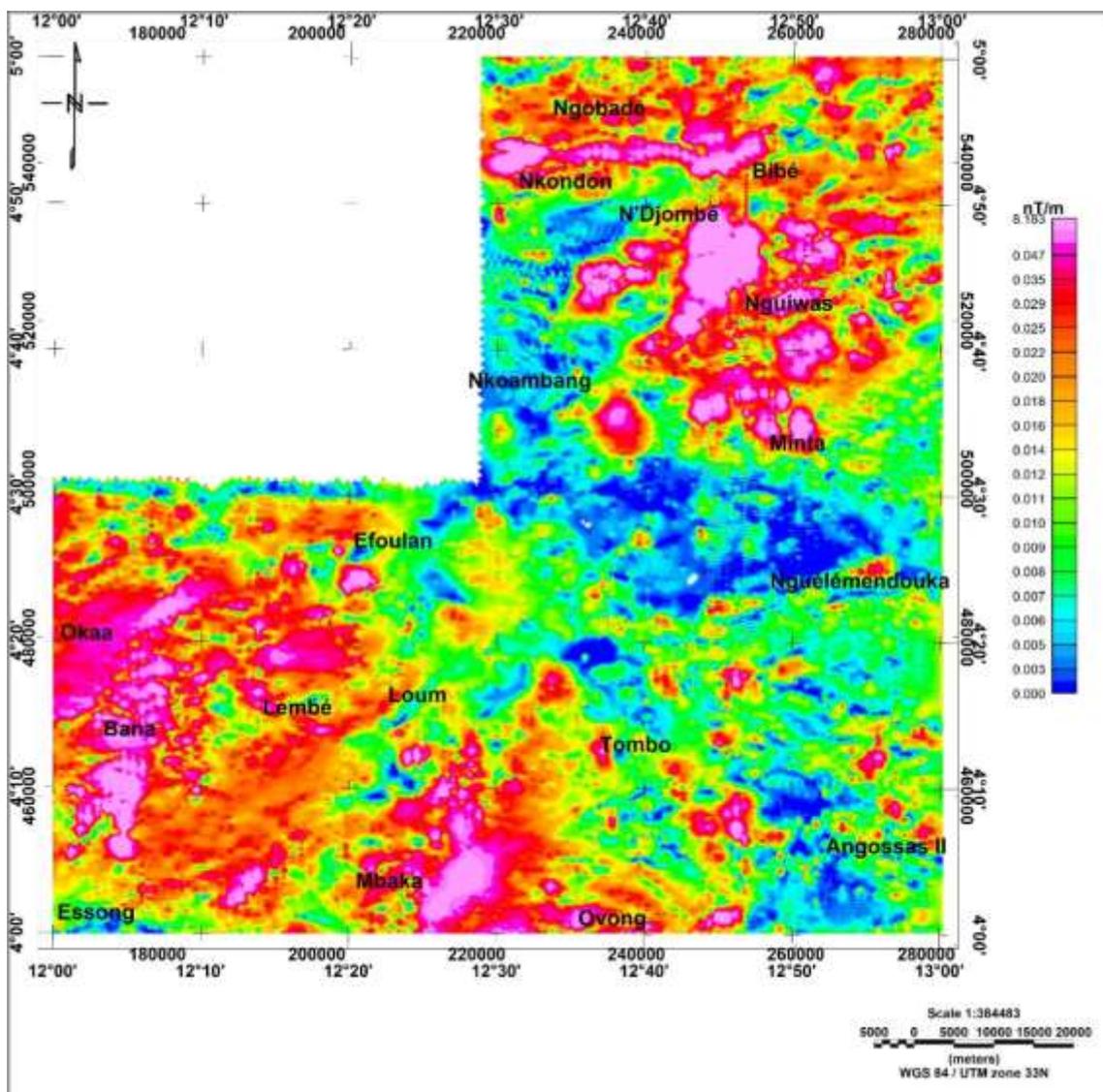


Figure 21: Carte du signal analytique d'anomalies du champ magnétique total.

La localisation des maxima et des directions majeures sont bien représentées sur la carte du SA. Cette carte s'illustre par des anomalies d'amplitudes comprises entre + 0,00 et + 0,047 nT/m. On observe que les limites des contacts et des intrusions de forte aimantation sont mises en évidence sur cette carte. Au nord de la zone d'étude (entre Minta et bibé), on note la présence des anomalies de forme pseudo-circulaire et d'amplitudes 0,047 nT. La forme de ces anomalies laisse penser à des intrusions des corps fortement aimantés dans le socle. Les anomalies ayant des formes similaires se rencontrent également au sud, dans les zones de Bana et Mbaka. On note également à Nkondon une anomalie fine et allongée caractérisant probablement une structure linéaire.

III.2.5. Carte transformée de l'angle d'inclinaison (tilt-angle) et son gradient horizontal

L'opérateur angle d'inclinaison a pour avantage de donner une importance égale aux anomalies quel que soit leur amplitude, une information sur la profondeur des structures aimantées peut également être obtenue. La carte du tilt permet donc une analyse combinée des limites des structures 2D et de leur profondeur. Cet opérateur a été appliqué à la carte d'anomalies magnétiques réduite à l'équateur. Pour un contact vertical, la valeur nulle de l'angle (ligne en interrompu noir) correspond à la limite de la structure. La carte de la transformation de Tilt-angle (**Figure 22**) montre les courbes de l'angle $\theta = 0$, (ligne en interrompu de couleur noire) qui limitent des structures allongées NE-SW à E-W au centre-sud de la zone d'étude, E-W, ENE - WSW à l'Ouest. Au nord de la zone, une courbe significative de la transformation de Tilt-angle semble correspondre à la faille de la Sanaga.

Salem et al. (2007) ont montré que la distance entre la valeur nulle de l'angle θ et le contour $\pm \pi/4$ ($\pm 0,785$) radian fournit une estimation sur la profondeur de la source pour les contacts verticaux. En tenant compte de toutes ces hypothèses, la profondeur (la distance entre les lignes noires et bleues) des

différentes structures varie d'une centaine de mètres au nord de la zone d'étude à plus de 3000 mètres dans la zone confinée entre Nkoambang, Tombo et Lembé, dans la partie centre-sud.

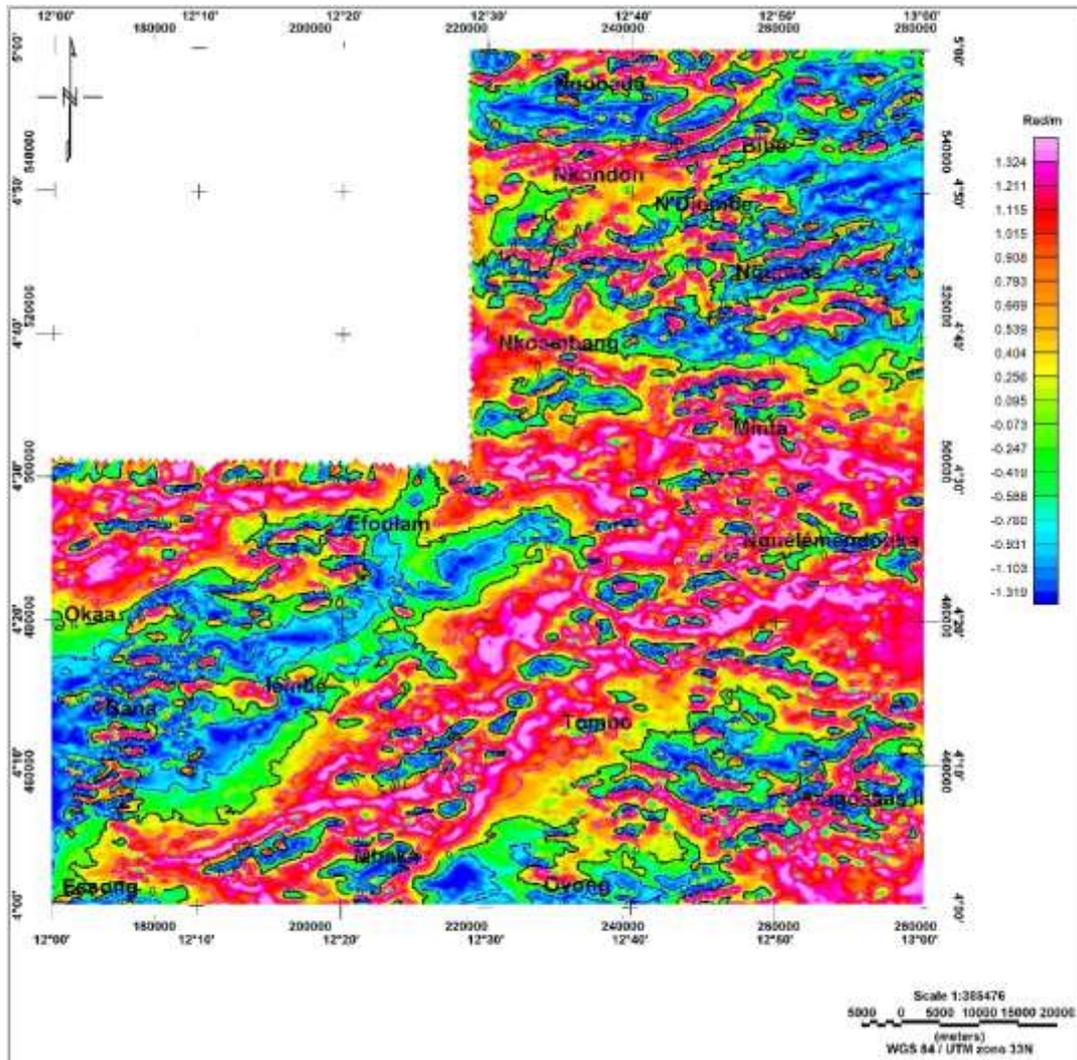


Figure 22 : Carte du Tilt angle de l'anomalie du champ magnétique total réduit à l'équateur.

Puisque l'amplitude du GH_{θ} est liée à l'inverse de la profondeur au sommet de la source (Rajaram 2009). Le tilt-angle surmonte le problème des sources peu profondes et profondes. Le gradient horizontal du tilt-angle sera

relativement insensible à la profondeur des sources et devrait aussi bien résoudre le problème des sources profondes et peu profondes. Ainsi, à partir de la **Figure 23** et de son échelle de valeur, la profondeur jusqu'au sommet des sources varie entre 380 et 3850 m sur toute la zone, sauf pour des zones bleu foncé où elle dépasse cette valeur.

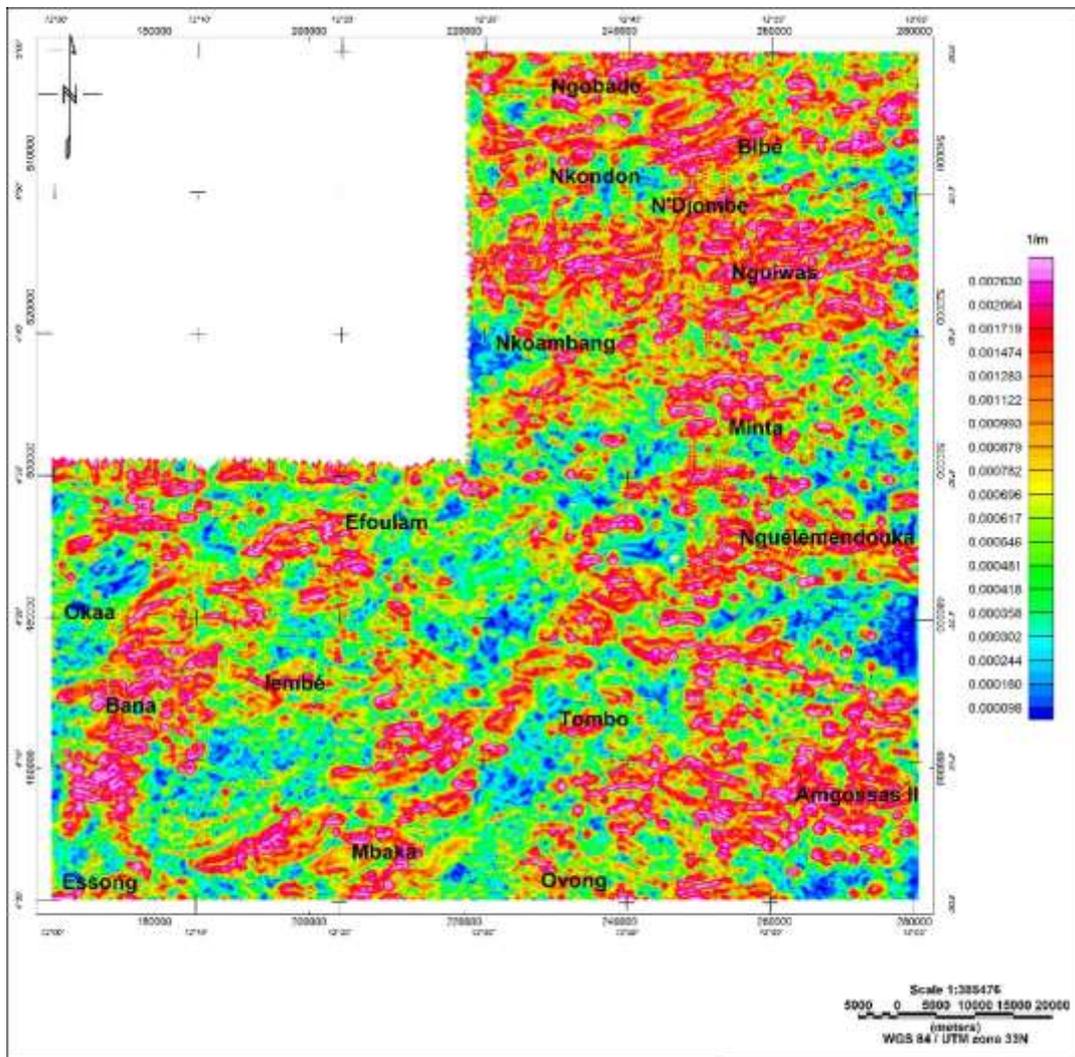


Figure 23 : Carte du gradient horizontal du tilt-angle.

III.2.6. Carte du gradient horizontal d'anomalies du champ magnétique totale réduit à l'équateur

Puisque la zone d'étude est située aux basses latitudes, nous avons appliqué l'opérateur gradient horizontal à la grille des données d'anomalies du champ magnétique total réduit à l'équateur plutôt qu'à la grille des données d'anomalies du champ magnétique total elle-même de sorte que l'existence d'un gradient horizontal correspond à la présence d'un contraste de susceptibilité magnétique.

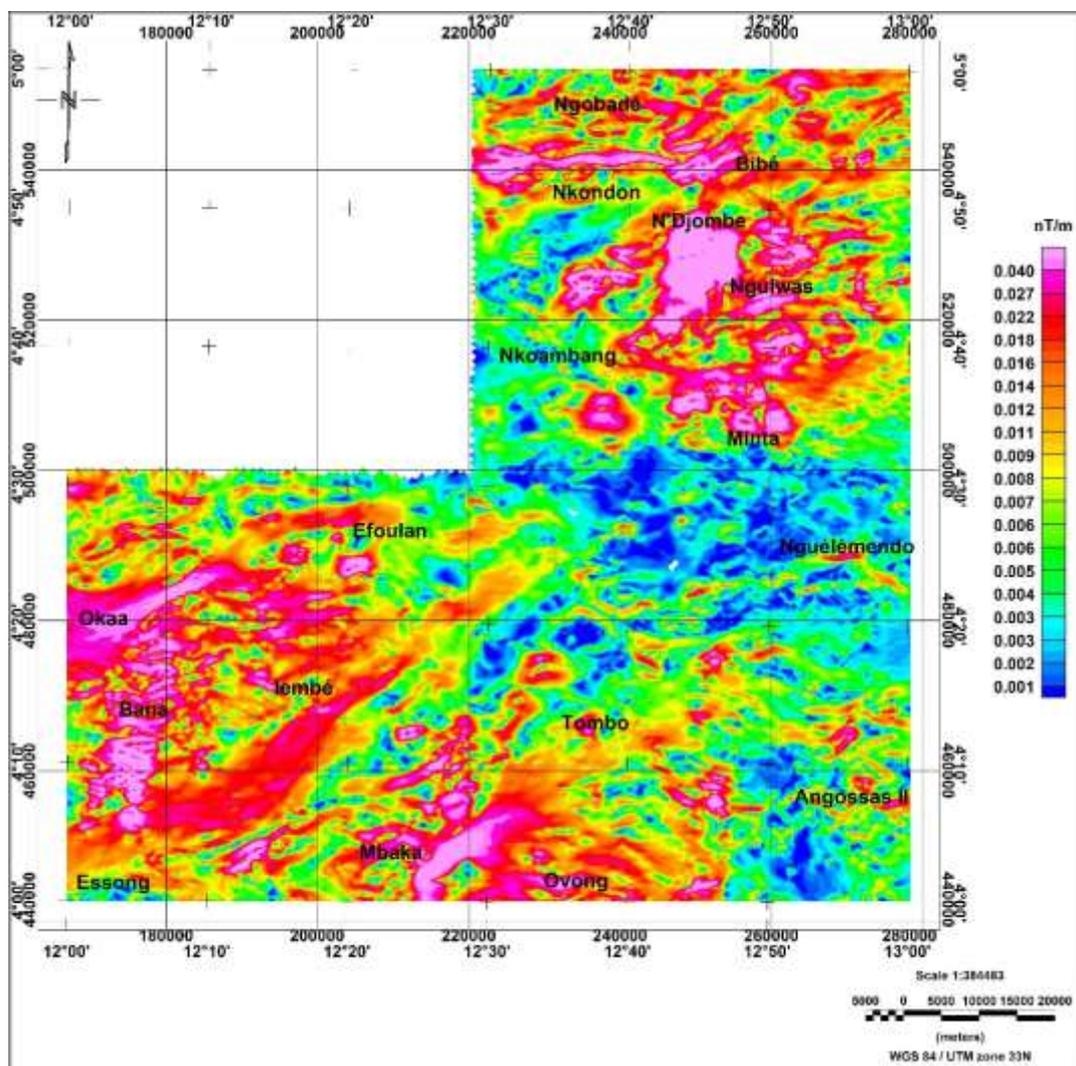


Figure 24 : carte du gradient horizontal d'anomalies du champ magnétique total réduit à l'équateur.

La carte du gradient horizontal (**Figure 24**) met en évidence les zones de gradient avec des pics d'intensité de 0,15 nT/m. Cette carte montre la complexité de la structuration de la zone d'étude en mettant en évidence les différentes failles et/ou contacts associées aux structures profondes et superficielles. Sur cette carte, de grandes anomalies circulaires et elliptiques sont observées au Nord et au Sud-Ouest. Elles sont caractérisées par des gradients de grande amplitude probablement provoqués par des intrusions ou des affleurements de corps magnétiques fortement aimantés.

On remarque au nord de Nkondon une anomalie positive fine et rectiligne significative sur plusieurs dizaines de kilomètres. Elle semble correspondre à la faille de la Sanaga. Dans la région de Nguélémendouka, la partie centrale de notre zone d'étude, on note l'existence de nombreuses anomalies à très faible gradient. Ces anomalies de couleur bleue ont généralement des formes allongées et de directions E-W, NE-SW et NW-SE. Vers le sud-ouest, les anomalies sont de directions NE-SW et ENE-WSW. La présence de toutes ces anomalies suggère que le sous-sol de la zone d'étude a subi une intense activité tectonique. La présence d'intrusions, de failles et de fractures qui sont respectivement représentées ici par des anomalies de haute intensité (couleurs magenta) de formes pseudo-circulaires et allongées confirme cette activité intense.

Cependant, cette simple carte du gradient horizontal ne nous permet pas de bien définir les limites principales entre les contacts et de donner leur degré d'importance. Par conséquent, une analyse multi-échelle basée sur la méthode du gradient horizontal couplée au prolongement vers le haut est utilisée dans la section suivante pour améliorer la qualité de l'information.

III.3. Analyse multi-échelle de la carte du gradient horizontal

L'analyse multi-échelle du gradient horizontal consiste à coupler le gradient horizontal au prolongement vers le haut à différentes altitudes en vue de (1) caractériser l'importance et l'extension latérale des structures sources

d'anomalies et (2) de déterminer les sens de pendage des contacts/failles identifiés. 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. Cependant, ces maxima restent pratiquement à l'aplomb des contacts pour des contacts subverticaux (Khattach et al., 2004 et 2006 ; Vanié et al., 2006 et 2005).

III.3.1. Méthodologie d'analyse

Elle consiste à :

- 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.

Les maxima du gradient horizontal sont déterminés par la méthode de Blakely et Simpson (1986). Elle consiste à localiser les maxima du champ (gradient horizontal de l'anomalie magnétique) défini dans une grille régulière en comparant la valeur du nœud central d'une fenêtre 3 km × 3 km avec celle de ses quatre paires de points de grille environnants. Khattach et al. (2004 et 2006) et Vanié et al. (2006 et 2005) ont utilisé cette méthode avec succès pour caractériser quelques linéaments liés aux accidents tectoniques majeurs du Maroc. Nous l'appliquons à notre zone d'étude.

III.3.2. Application à la zone d'étude

Les gradients horizontaux et leurs maxima ont été calculés à l'aide du logiciel Oasis Montaj 8.4. La superposition des maxima locaux du gradient horizontal déterminés sur l'anomalie du champ magnétique réduit à l'équateur

prolongé vers le haut à une série d'altitudes allant de 1 km à 3 km a permis de dresser la carte présentée à la **Figure 25**.

La carte de la **Figure 25** met en évidence des contacts linéaires correspondant à des failles et des contacts circulaires correspondant aux contours horizontaux des limites de corps intrusifs ou de diapirs. Le degré d'importance (en profondeur) d'une faille est déterminé par la persistance de la présence des maxima locaux pour des altitudes de prolongement de plus en plus élevées. Le même critère permet de comparer qualitativement les profondeurs relatives des corps intrusifs. Ainsi :

- la superposition des maxima quasi-confondus à Ngobadé, Nkondon, Oka'a et à Lembé de direction respective E-W, E-W, ENE-WSW et NE-SW correspondent probablement à des failles à pendage vertical. Par contre à Efulan et à Bibé on note la présence des failles à pendage NNW-SSE et de direction quasi ENE-WSW. Au sud de la zone, à Ovong, on observe la présence d'une faille à pendage S-N. On note également au nord de Mbaka la présence d'une grande faille de direction ENE-WSW à NE-SW et de pendage variable ;
- la forme circulaire du regroupement des solutions à Nkoambang, Nguélémendouka, Bana, Angosass II laisse penser aux contours des limites de corps intrusifs ou de diapirs dans le socle.

Cette carte met en évidence les principales directions de fracturation dans le secteur d'étude et corrobore les résultats obtenus par la méthode de l'angle d'inclinaison.

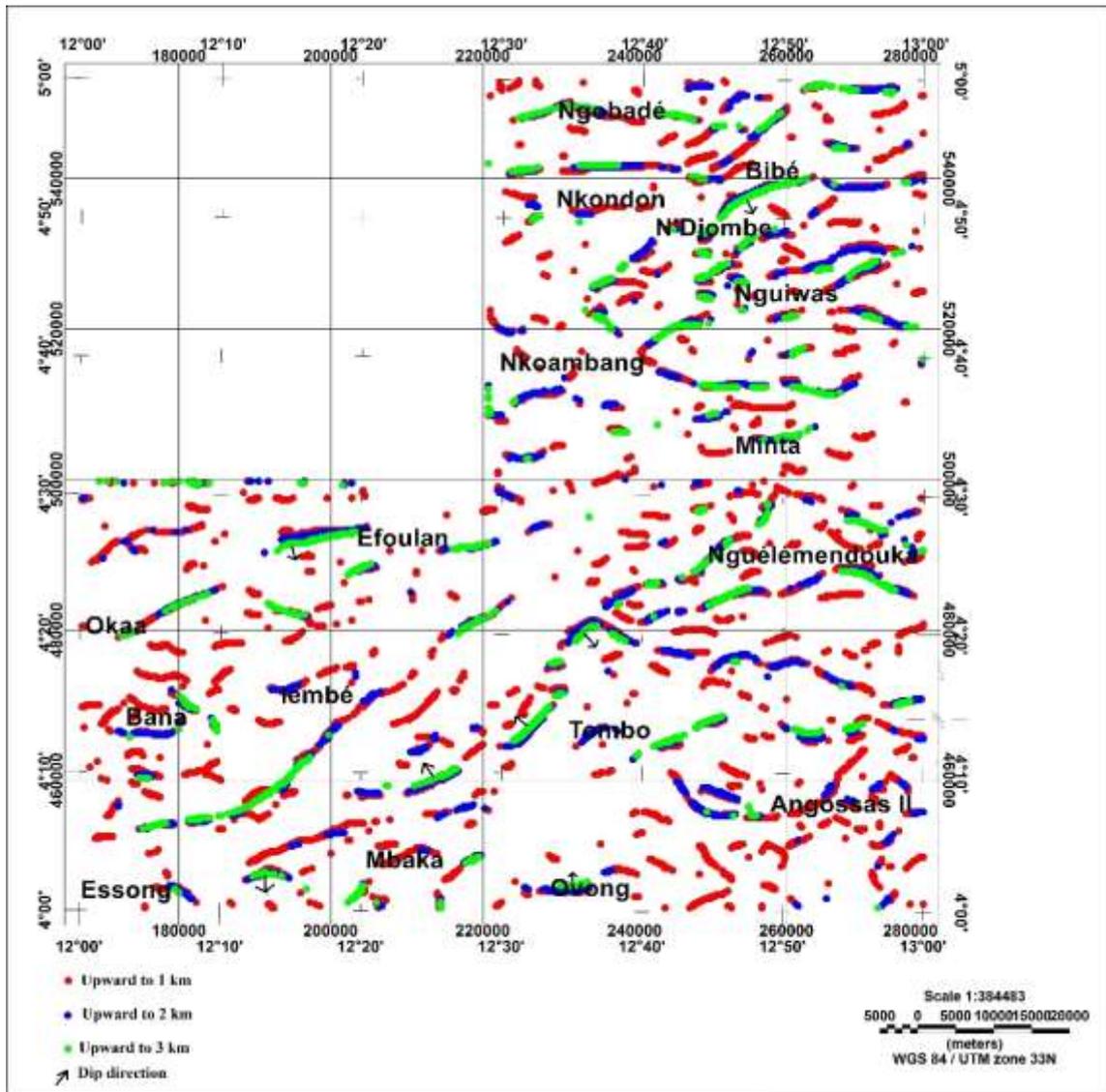


Figure 25 : Localisation des maxima du gradient horizontal couplée au prolongement vers le haut à différentes altitudes.

III.4. Estimation de la profondeur des sources d'anomalies du champ total

La profondeur des sources de la sub-surface joue un rôle important dans l'interprétation des données magnétiques, en particulier dans les stratégies de forage des éléments peu profonds et profonds. Il n'y a toujours pas de méthode offrant une solution adéquate pour estimer la profondeur des sources en raison de l'ambiguïté inhérente à la géométrie des sources d'anomalies magnétiques dans le

sous-sol. C'est la raison pour laquelle plusieurs méthodes ont été utilisées dans le cadre de cette étude afin d'avoir une meilleure estimation de la profondeur des sources d'anomalies magnétiques.

III.4.1. Estimation de la profondeur des sources d'anomalies du champ total à partir du signal analytique (SA).

Le succès des résultats de la méthode du signal analytique vient du fait qu'on détermine l'emplacement et la profondeur des sources magnétiques en émettant seulement quelques hypothèses sur la nature des corps sources (Roest et al., 1992).

La carte du signal analytique de la première dérivée verticale est présentée sur la **Figure 26**. Comme on peut l'observer, on note des similitudes entre cette carte et la carte du signal analytique d'anomalies du champ magnétique. Les profondeurs des sources magnétiques sont obtenues à partir du rapport entre le signal analytique d'anomalies magnétiques SA et le signal analytique de la dérivée verticale d'anomalies magnétiques (SA1). En utilisant l'équation (II.14), la grille de données du SA d'anomalies du champ magnétique est divisée par la grille de données de la première dérivée verticale du signal analytique (SA1) pour estimer la profondeur du toit des sources magnétiques responsables des anomalies observées sur la carte d'anomalies magnétiques.

La carte de la **Figure 27** met en évidence la localisation spatiale des diverses sources magnétiques à des profondeurs différentes. D'une manière générale, les profondeurs du socle magnétique varient entre 153 m et 2685 m. On note que les zones les plus profondes (à plus de 2685 m) sont localisées à Oka'a, Efoulan, Lembé et Tombo, dans les embrechites.

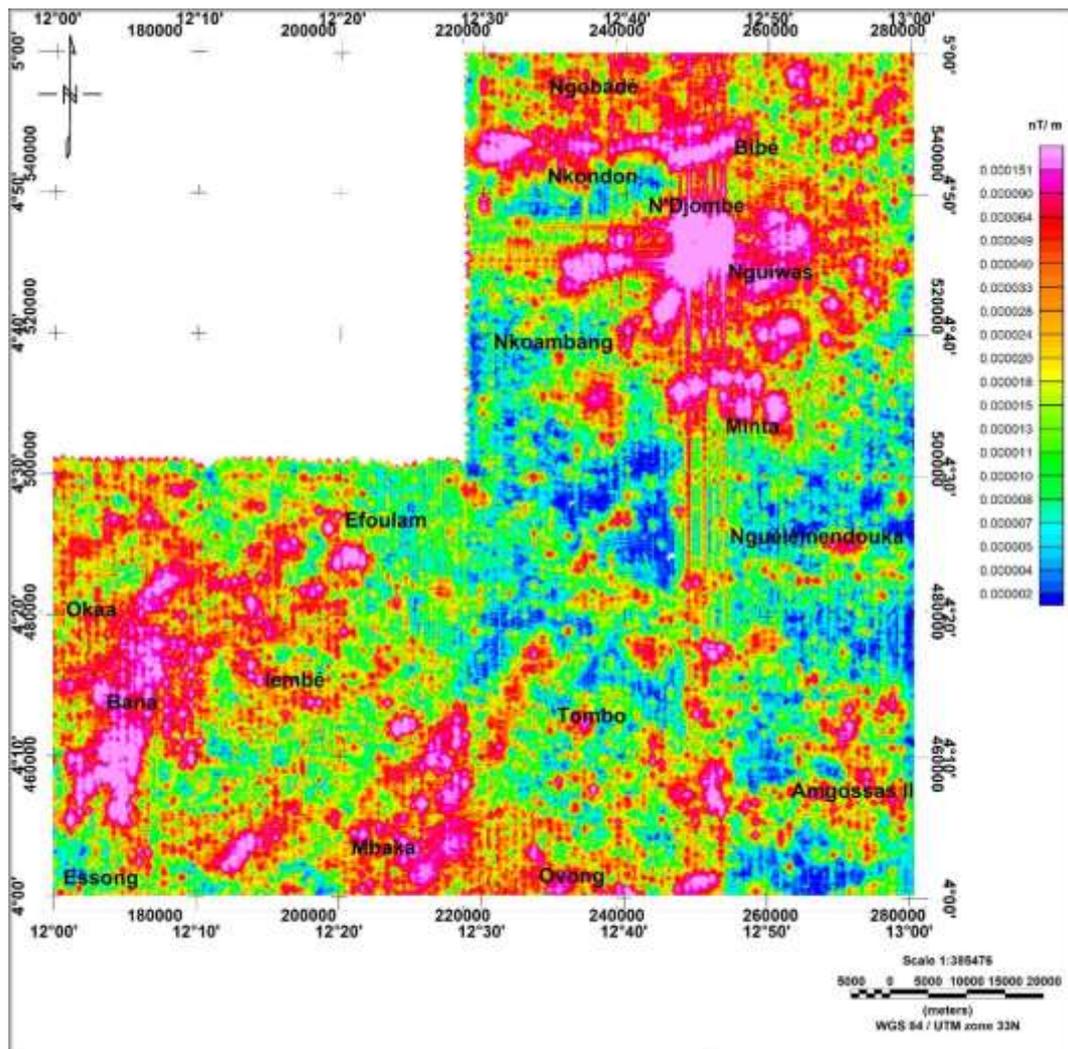


Figure 26 : Carte du signal analytique de la première dérivée verticale du champ magnétique.

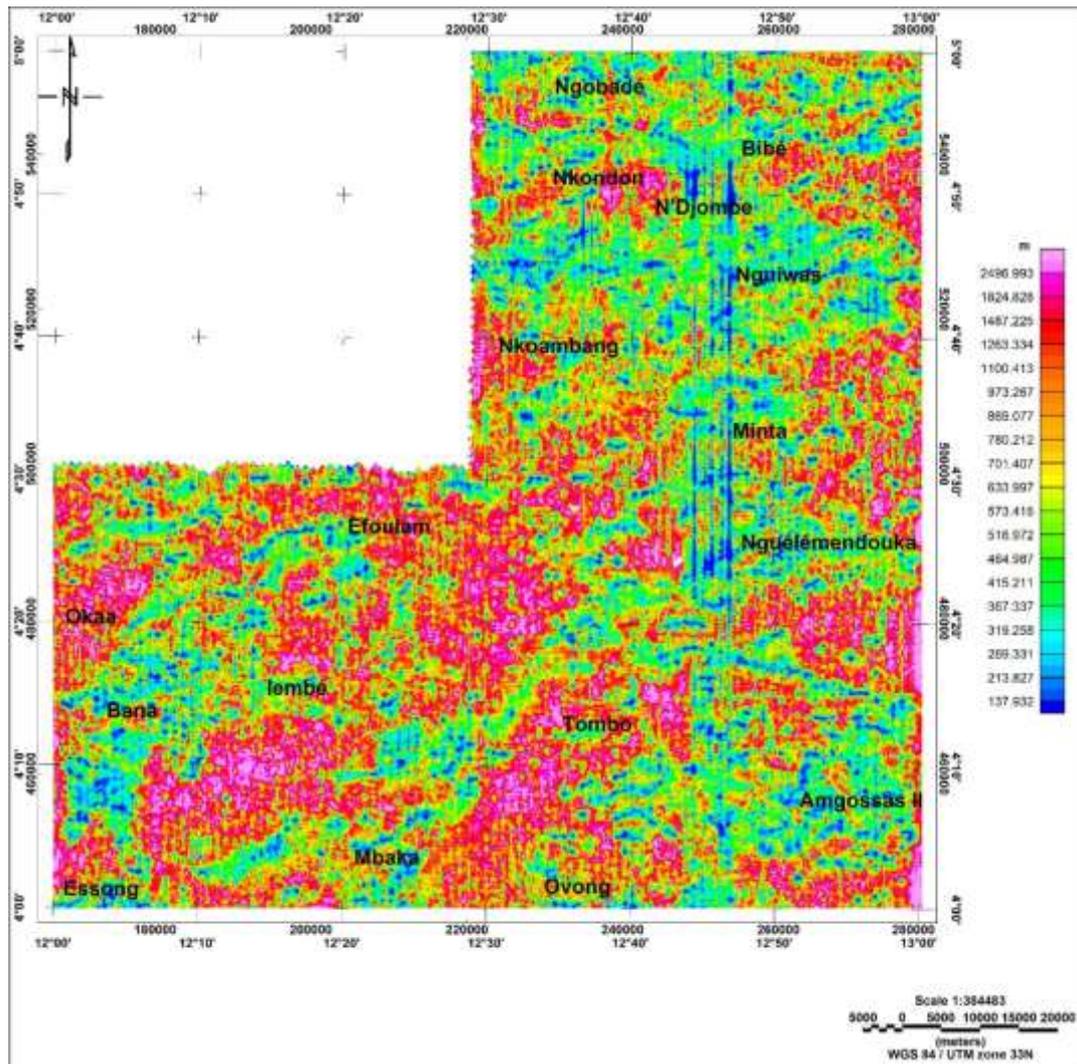


Figure 27 : Carte des profondeurs des sources d'anomalies magnétiques de la zone d'étude déduite à partir du signal magnétique.

III.4.2. Carte du nombre d'onde local

Pour établir la carte du nombre d'onde local k , nous avons utilisé un module du logiciel Oasis montaj. La **Figure 28** représente la carte du nombre d'onde local, calculé à partir du champ d'anomalies magnétiques réduit à l'Equateur. Cette carte présente une nette ressemblance avec la carte des profondeurs des sources d'anomalies magnétique issues du signal analytique, et permet la localisation des sources magnétiques, sans qu'on ait des informations sur les propriétés magnétiques de ces dernières ou celles du champ inducteur. Elle constitue donc un outil efficace pour suivre les structures magnétiques.

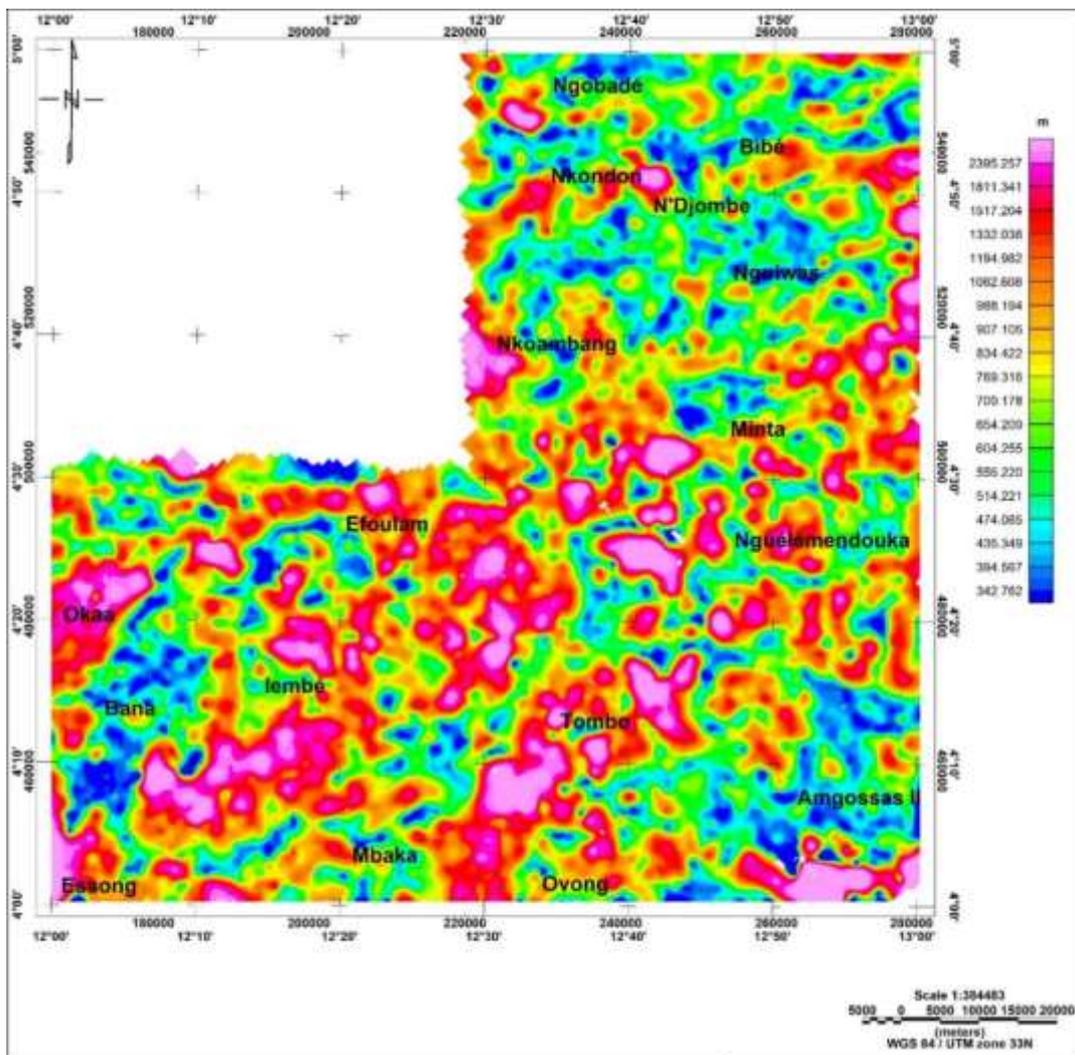


Figure 28 : Carte du nombre d'onde local de la zone d'étude.

D'une manière générale, la **Figure 28** montre que le socle magnétique de la zone d'étude varie d'une zone à une autre, ce qui se reflète dans la vaste gamme de valeurs des profondeurs obtenues. On note sur cette carte que les parties nord (de Nkoambang à Ngodabe) et sud-est (Angossas II) de la zone d'étude sont des zones (en bleu) peu profondes. Les zones Essong-Lembé-Minta et Mbaka-Nguélémendouka sont des zones profondes ; elles sont illustrées par des couleurs orange, rouge et magenta caractérisant ainsi les profondeurs allant de 988 à 2800m.

III.4.3. Déconvolution d'Euler 3D

La déconvolution d'Euler est une méthode très efficace qui permet de localiser les contacts magnétiques dans le plan horizontal ainsi que leurs profondeurs avec peu d'a priori sur la magnétisation des sources causatives. L'inversion par la méthode d'Euler a été réalisée à l'aide d'un programme de calcul incorporé dans Oasis montaj 8.4.

Thompson (1982) et Reid (1990) ont montré que de faibles indices structuraux allant de 0 à 1 fournissent les meilleures estimations des profondeurs. De plus, Marson et Klingele (1993) ont remarqué que le choix approprié de la taille de la fenêtre dépend du pas de la grille et de la longueur d'onde des anomalies examinées. Par conséquent, dans le cadre de cette étude, la déconvolution d'Euler a été appliquée à la grille des données d'anomalies du champ magnétique réduite à l'équateur de la zone d'étude, en essayant chaque indice structural listé dans le **tableau 1** (Cf. chapitre 2), diverses tailles de fenêtre et en comparant les différents résultats. Nous avons constaté que les paramètres suivants représentent les formes des sources dans les données magnétiques et indiquent des profondeurs raisonnables :

- indice structural $N = 1$, pour les dykes et des failles à faible rejet,
- une fenêtre mobile $W = 10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$,
- une tolérance $Z = 15 \%$ sur l'estimation de la profondeur.

La carte issue de cette technique est illustrée par la **Figure 29**. Un bon regroupement de solutions indique que l'emplacement de la source est bien défini, et une dispersion indique que les solutions doivent probablement être ignorées (Reid et al., 1990).

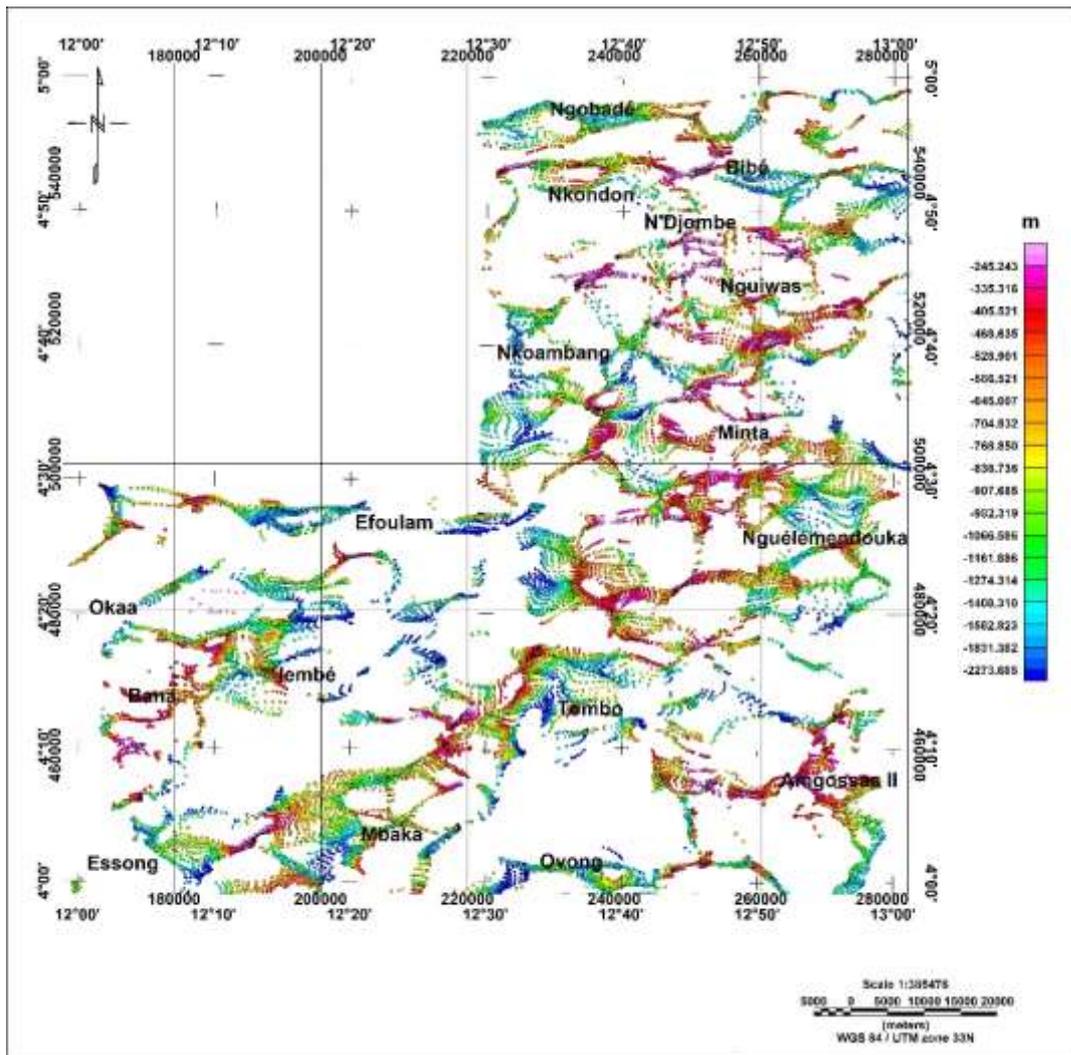


Figure 29 : Carte de la déconvolution d'Euler des anomalies magnétiques pour l'indice structural $N=1$, une Tolérance de 15 % et une fenêtre de 10 km \times 10 km.

Sur cette carte, les solutions d'Euler sont en général bien groupées. Ces solutions sont représentées ici par des cercles colorés. La couleur de ces cercles est fonction de la profondeur. Suivant l'échelle de couleurs, les profondeurs varient de 100 m à 2500 m. Sur la **Figure 29**, on remarque que l'alignement des

solutions indique d'autres nouvelles failles et intrusions, en plus des principaux contacts déduits à partir du tilt angle et de l'analyse multi-échelle du gradient horizontal.

On distingue parfaitement les limites des failles à celles des corps intrusifs, au nord de la zone, à Ngobadé-Nguiwas ; dans la partie centrale, entre Nkoambang et Nguélémendouka la forme des regroupements des solutions d'Euler caractériserait les limites des corps intrusifs dans le socle. L'alignement rectiligne et continu des solutions à Oka'a, Bibé, Minta, Efoulan et Mbaka caractériserait au contraire les failles normales en profondeur. La non-uniformité des profondeurs des dits contacts et failles suggère qu'ils n'ont pas la même origine.

Les zones profondes de la zone d'étude sont marquées par des formes linéaires. Les zones de N'DJombé, Nguiwas, Minta et Angossa sont caractérisées par un regroupement de solution de faible profondeur.

Les solutions d'Euler montrent un bon regroupement le long des directions E-W, ENE-WSW, NE-SW, WNW-ESE et NW-SE. Ces directions préférentielles sont les mêmes que celles révélées par les analyses du gradient horizontal et le tilt-angle. Les directions prédominantes sont : E-W et ENE-WSW, tandis que les directions secondaires sont NE-SW, WNW-ESE et NW-SE.

III.5. Etude structurale

III.5.1. Carte des linéaments magnétiques

La superposition des maxima issu de l'analyse de la carte magnétique par les méthodes du gradient horizontal couplé au prolongement vers le haut à différentes altitudes d'une part et la déconvolution d'Euler d'autre part nous a permis d'obtenir la carte des linéaments de la région d'étude par simple traçage sur les maxima locaux obtenus des deux méthodes complémentaires. Les solutions issues de ces différentes méthodes ont permis de caractériser les failles

(voir tableau 1) reflétant ainsi d'une manière générale l'aspect structural et tectonique de la zone d'étude.

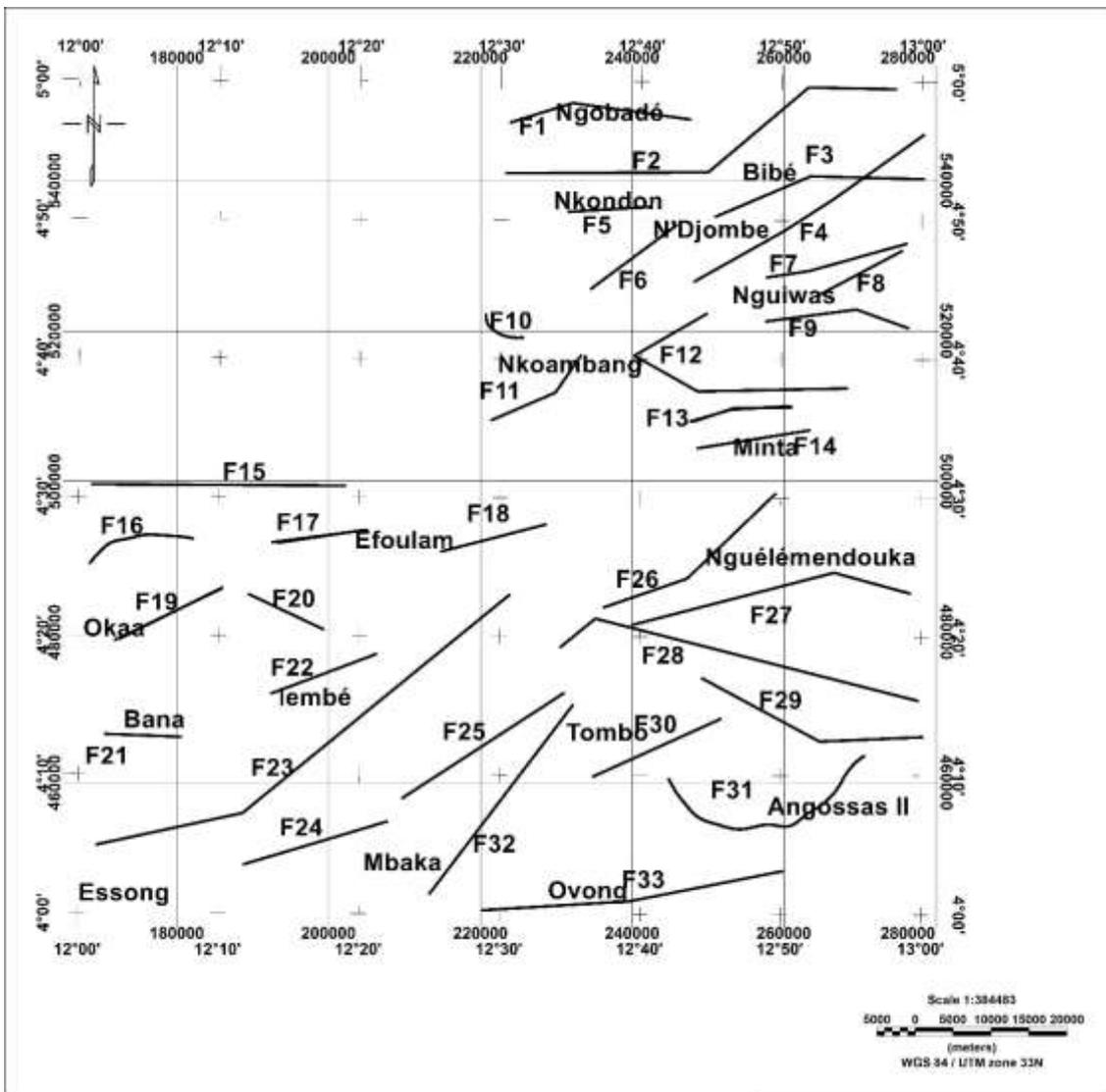


Figure 30 : Carte des linéaments magnétiques de la zone d'étude.

La carte de la **Figure 30** montre la grande complémentarité entre les linéaments déduits des différentes méthodes utilisées. Elle met en évidence l'ensemble des accidents caractérisant le sous-sol de la zone d'étude (**Figure 30**) et montrent leur alignement préférentiel.

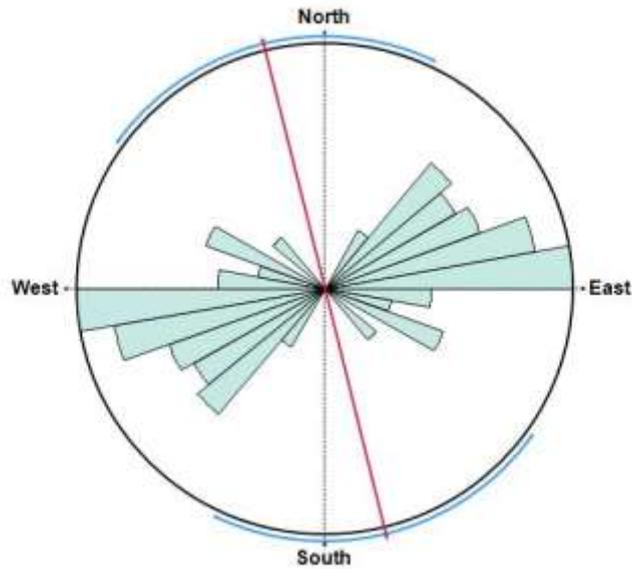


Figure 31 : Rosace des directions de fracturation déduite des anomalies magnétiques.

L'analyse statistique des différentes tendances des linéaments est extrêmement significative dans l'interprétation de tous les types de données, qu'elles soient géologiques ou géophysiques. Selon Dobrin et Savit (1988), l'une des applications géologiques les plus utiles des levés magnétiques consiste à cartographier les tendances structurales en suivant les linéaments magnétiques. En effet, ces linéaments reflètent les conditions géologiques du sous-sol et représentent les événements tectoniques affectant les roches de la région.

Tableau II: Directions et caractéristiques des principales failles identifiées.

N° Failles	Pendage	Profondeur (m)
F1	Vertical	900
F2	Vertical	800
F3	Nord-ouest	900
F4	Vertical	240
F5	Vertical	190
F6	Vertical	260
F7	Vertical	200
F8	Vertical	900
F9	Nord-sud	350
F10	Vertical	1800
F11	Vertical	1500
F12	Vertical	210
F13	Vertical	200
F14	Vertical	240
F15	Vertical	1400
F16	Vertical	700
F17	Nord-ouest	1800
F18	Vertical	2200
F19	Vertical	900
F20	Vertical	2300
F21	Vertical	300
F22	Vertical	1800
F23	Vertical	800
F24	Vertical	1500
F25	Sud-est	700
F26	Vertical	400
F27	Vertical	700
F28	Nord-ouest	800
F29	Vertical	1400
F30	Vertical	1000
F31	Vertical	200
F32	Vertical	1500
F33	Sud-nord	1100

Le résultat statistique de l'analyse des tendances générées à partir de l'application Rose.net est illustré par la rosace des directions de la **Figure 31**. Ce diagramme montre deux directions structurales prédominantes d'intensités et de longueurs différentes. Il s'agit des directions E-W et ENE-WSW, représentant les tendances tectoniques prédominantes qui affecte la zone d'étude. Cependant, il existe d'autres directions structurales mineures figurant sur la Rosace de direction, il s'agit notamment des directions, NE-SW, WNW-ESE et NW-SE. Du point de vue tectonique, les différentes tendances mises en évidence sur la carte structurale interprétative suggèrent que la zone a été soumise à d'importantes contraintes tectoniques régionales.

III.5.2. Linéaments magnétiques superposés aux anomalies magnétiques

La **Figure 32** illustre la superposition des cartes des linéaments aux anomalies magnétiques du champ total réduit à l'équateur. Cette carte (**Figure 32**) montre que les linéaments suivent de manière générale les directions des différents gradients mis en évidence sur la carte d'anomalies magnétiques du champ total. Il apparaît aussi que toutes les zones fortement aimantées ou non, sont affectées par la tectonique régionale.

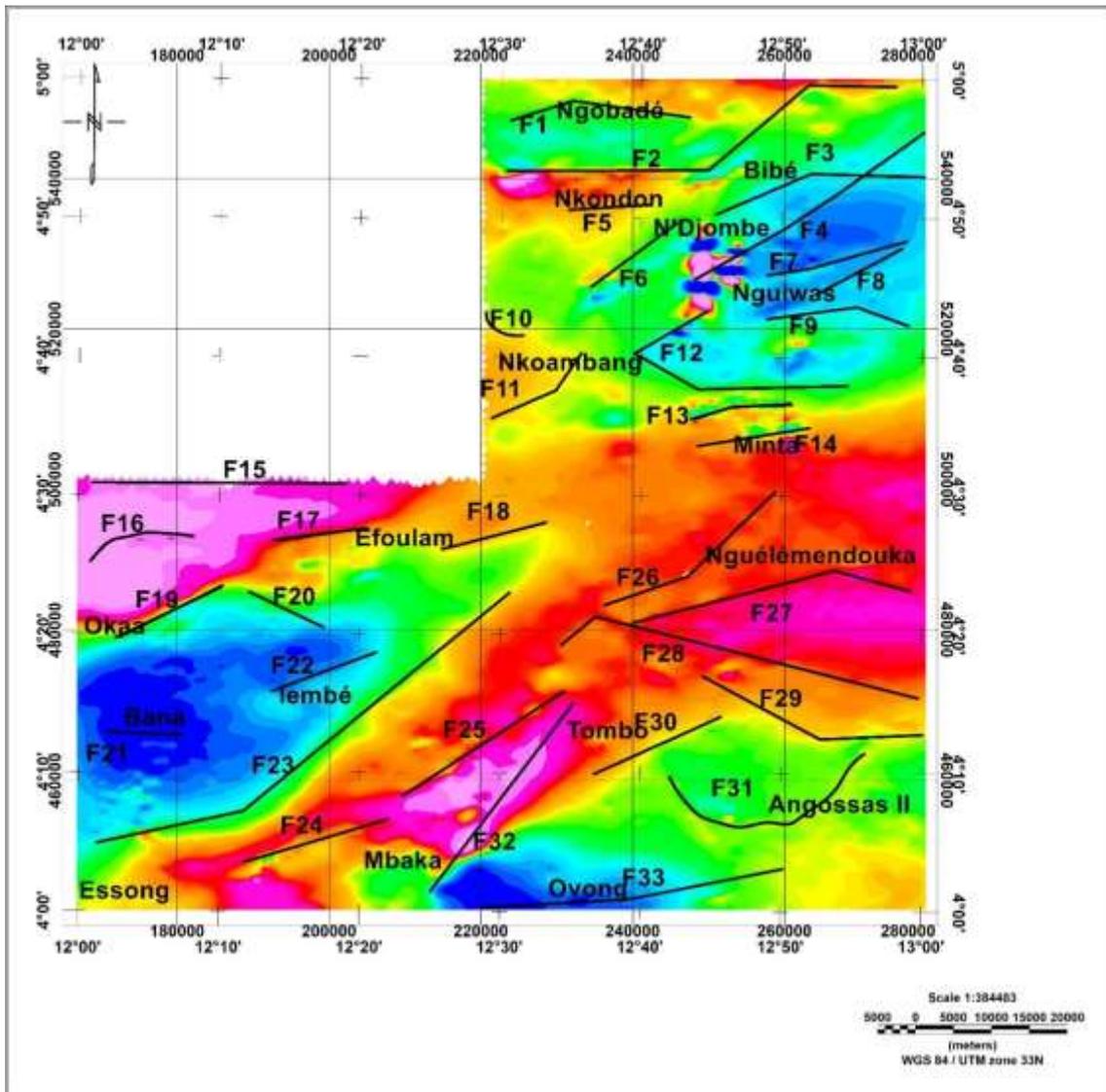


Figure 32 : Carte des linéaments magnétiques superposés aux anomalies magnétiques du champ total réduit à l'équateur.

III.5.3. Linéaments magnétiques et géologie

La carte des linéaments magnétiques a été superposée à la carte géologique afin d'obtenir la carte structurale interprétative de la région (**Figure 33**). Cette carte résume les principales limites entre les zones présentant un contraste important de susceptibilité magnétique sous le sol et plusieurs de ces limites correspondent à des accidents tectoniques. Elle confirme et précise le tracé de structures cassantes issues des études géologiques et géophysiques antérieures et

met en évidence de nouveaux accidents non détectés par les études géologiques. Ces accidents sont organisés comme suit :

- 1) La direction E-W est celle des failles les plus anciennes de la Chaîne Panafricaine. Elle constitue l'une des tendances majeures de la région. Les failles de direction sensiblement E-W sont centrées au nord de la zone d'étude sur les formations de migmatite et des gneiss : ce sont les failles F1, F5 F13, F14 F15, F21 et F17 qui peuvent atteindre les 1700 m de profondeur.

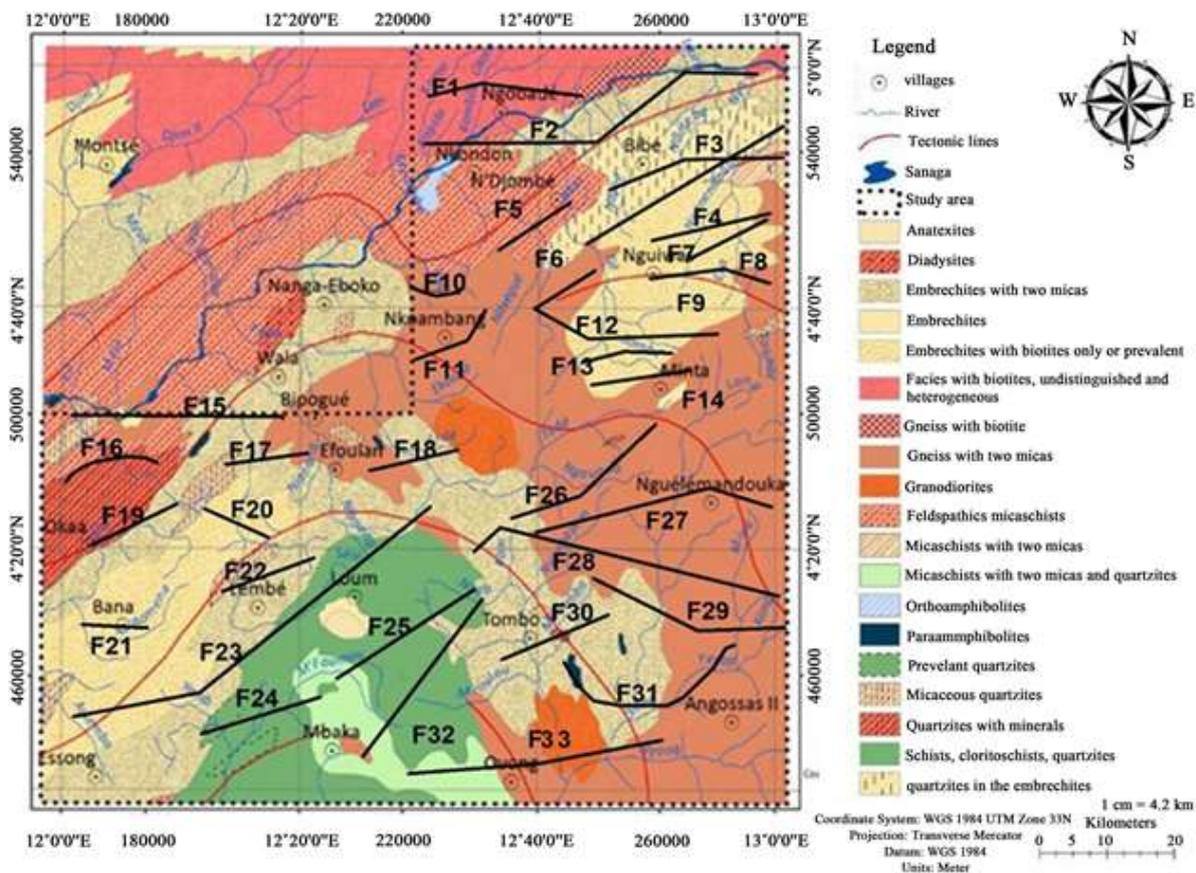


Figure 33 : Carte géologique structurale interprétative de la région.

Ces principaux accidents associés aux linéaments transafricains de l'Afrique Centrale constituent un faisceau de structures majeures généralement cassant. À l'échelle régionale, ils déterminent un vaste couloir tectonique orienté sensiblement E-W de quelques 5000 km de long. Ces structures sont généralement soulignées de mylonites d'âge Précambrien et matérialisent du Cameroun

Méridional au Soudan central, la zone orogénique Nord Equatoriale, d'âge Panafricain qui borde, au nord le Craton du Congo. La signification de ces failles est étroitement liée à l'évolution géodynamique de la Chaîne Panafricaine de l'Afrique Centrale (Mbom-abane, 1997).

- 2) Dans la zone d'étude, le faisceau de failles ENE-WSW est matérialisé par 17 failles différentes, la plupart étant normales.
 - La faille F27 qui affleure sur plus de 37 km de long est localisée sur les embréchites à environ 800 m de profondeur. Son orientation est approximativement ENE-WSW et dévie pour s'orienter WNW-ESE. Elle est à convexité sud-est et pendage vertical.
 - On observe les failles ENE-WSW associées à F4, F7, F8, F9, F11, F18, F19, F22, F24, F30, et F33 de profondeurs variables. Ces accidents très étendus ont des extensions qui varient entre 20 et 50 km et les profondeurs peuvent atteindre les 2400 m.

La direction ENE-WSW est associée aux déformations structurales sous le craton (Feumoe et al., 2012). La présence dans la zone d'étude des accidents de direction ENE-WSW pourrait être liée à la présence du Craton sous la zone d'étude.

- 3) Les accidents NE-SW représentés par les failles F4, F6, F25, F26 et F32. Ces failles sont mineures avec des profondeurs pouvant atteindre 1500 m.
- 4) Les failles représentées par F20 et F29 sont des accidents mineurs. Elles sont de direction NW-SE pour la faille F20 et la faille F29 a pour direction NW-SE puis E-W. Leur profondeur se situe respectivement autour de 2300 m et 1400 m.
- 5) La faille F28 qui affleure sur 50 km est orientée WNW-ESE et se tord pour s'orienter NE-SW. Cet accident présente une convexité vers le nord-ouest et est à pendage vertical, sa profondeur avoisine les 800 m.
- 6) La forme de F10, F16 et F31 laisse penser à des intrusions ou des diapirs dans le socle de la zone d'étude.

III.6. Modélisation des anomalies magnétiques

GM-SYS est le programme utilisé dans le cadre de nos travaux pour la modélisation des sources magnétiques. GM-SYS est un module du logiciel Oasis Montaj (Geosoft), il repose sur une modélisation par calcul direct. Ce programme permet de modéliser la géométrie ainsi que les paramètres physiques de blocs localisés en profondeur, de manière interactive. La modélisation se fait le long de profils recoupant les grilles de données et tient bien évidemment compte de la topographie.

Ce logiciel offre 3 types de modélisation, 2D, 2D1/2 et 2.75D. La différence entre ces deux méthodes repose sur la géométrie des blocs de modélisation et plus spécifiquement sur leur extension dans le plan Y perpendiculaire de l'axe X du profil considéré. En effet, bien que la modélisation se fasse le long d'un profil en 2D, elle intègre l'influence 3D des blocs en profondeur. Ainsi, une modélisation 2D verra ses blocs étendus jusqu'à l'infini (Talwani, 1959 et 1964) (effets limités sur le modèle) alors que les modélisations 2D1/2 (Shuey et Pasquale, 1973) et 2.75D sont basées sur des blocs aux dimensions finies. Les structures géologiques étant par nature 3D mais aux dimensions finies, les approches 2D1/2 et 2.75D prennent en considération ces deux aspects au cours de la modélisation. Dans le cadre de cette investigation, nous avons effectué une modélisation 2.75D de deux profils.

Afin d'éviter les effets de bord, les modèles ont été étendus aux extrémités des profils présentés d'au moins un tiers de leur emprise horizontale. Ceci permet de prendre en compte l'effet géophysique des corps géologiques situés au-delà des extrémités des profils et qui influent de façon sensible sur les extrémités du modèle. Les susceptibilités magnétiques attribuées aux différents corps géologiques correspondent, pour chaque lithologie, aux moyennes des valeurs comprises dans les intervalles représentatifs du **tableau I** (cf. chapitre 2).

Les profondeurs moyennes probables des sources magnétiques ont été calculées à partir des différentes méthodes utilisées pour l'estimation des profondeurs. Elles seront les seules contraintes quantitatives définies à partir des données magnétiques. Les profils utilisés ont été levés sur la carte réduite à l'équateur. L'intérêt de l'utilisation des anomalies réduites à l'équateur est qu'elles permettent d'accéder, si l'aimantation est induite et si les sources sont organisées plus ou moins horizontalement, au contour latéral du toit des sources. En effet, les anomalies se trouvent au-dessus des sources qui les créent, ce qui permet une localisation verticale.

III.6.1. Profil 1

Le profil est réalisé le long d'une coupe orientée S-N sur une distance d'environ 110000 m comporte 100 points expérimentaux (**Figure 14**). Les distances sont données en m, 0 m correspondant à l'extrémité sud de la coupe. Ce profil prend son origine dans la localité d'Ovong, parallèle à la longitude 12°40' il passe par les localités de Tombo, N'Djombé et Ngobadé. Le profil P₁ est caractérisé par des anomalies négatives croissantes partant de l'origine du profil avec une intensité qui varie de -152 nT à 0 nT et s'étendent sur 21145 m. Ces anomalies négatives sont suivies d'une grande zone d'anomalies positives partant de 21145 m à 62322 m avec un pic d'intensité de 28,42 nT. On note la présence de deux autres zones d'anomalies négatives, l'une située entre 62322 m et 93483 m et l'autre entre 97935 m et 106838 m. Deux zones moins étendues d'anomalies positives sont également observées le long du profil, l'une localisée entre 93483 m et 97935 m avec un pic d'intensité de 18,97 nT et l'autre à la fin du profil, entre 106838 m et 110005 m.

La modélisation de ce profil (**Figure 14**) révèle une superposition de trois couches géologiques de nature différente génératrices des anomalies observées. Toutes les trois couches s'étendent le long du profil. La première couche lithologique de susceptibilité moyenne 0,011 SI représente la couche supérieure,

il s'agit du gneiss, sa profondeur varie entre 0 et 3543 m. La deuxième couche lithologique a une épaisseur qui varie entre 122 et 4410 m tout le long du profil. La susceptibilité moyenne de cette formation est de 0,036 SI, il s'agit de la granulite. La troisième formation représente le socle, sa susceptibilité moyenne est 0,046 SI indique qu'il s'agit du granite. La **Figure 34** ci-dessus permet de visualiser la disposition et la géométrie des différentes couches génératrices des anomalies sous le profil P₁. On note un excellent ajustement entre les anomalies observées et calculées avec une erreur absolue acceptable de 1,72.

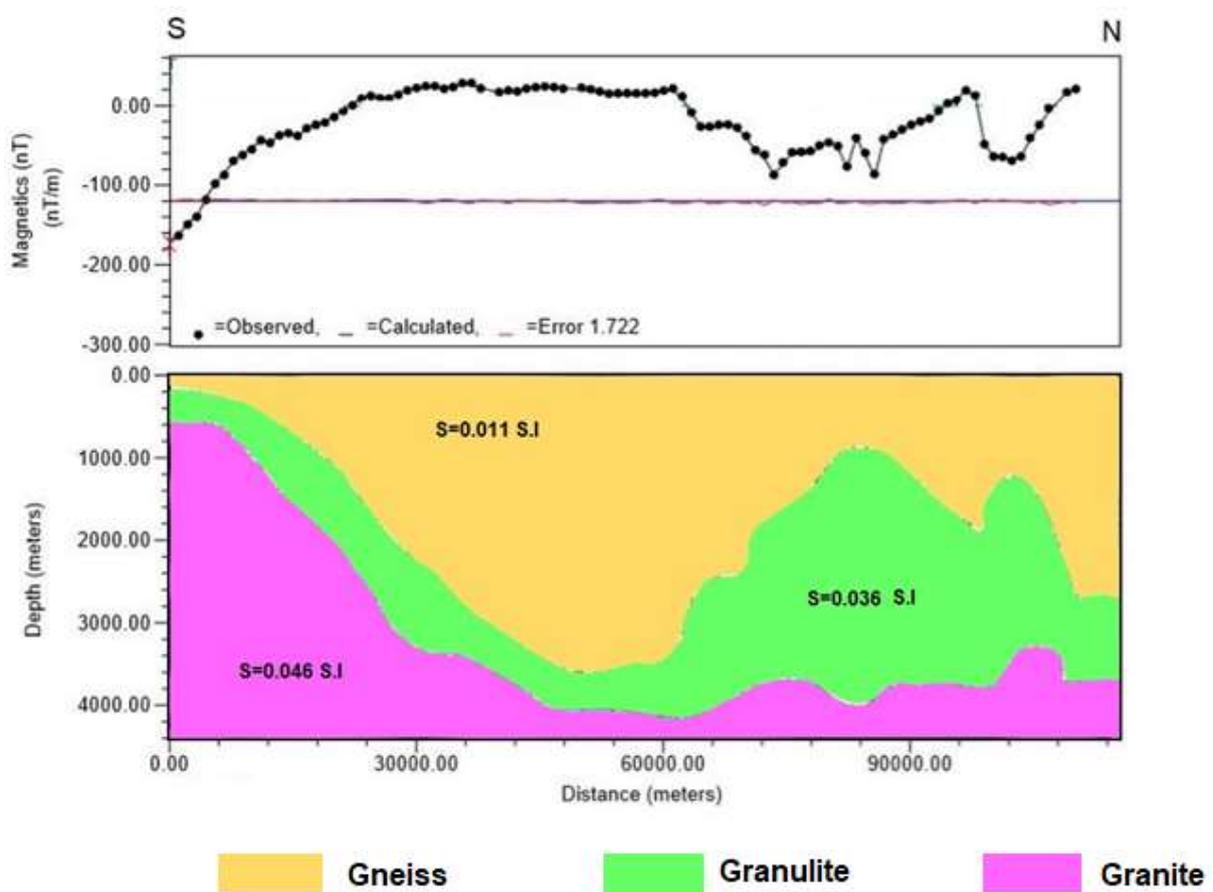


Figure 34: Section transversale du modèle 2.75D du profil P₁.

III.6.2. Profil 2

De direction S-N, le profil P₂ a une longueur de 110000 m et comporte 100 points expérimentaux (**Figure 14**). Les distances sont données en m, 0 m correspondant à l'extrémité sud de la coupe. Ce profil prend son origine au sud de

la zone d'étude dans la localité d'Angossas II et traverse les localités de Nguélémendouka, Minta, Nguiwias et Bibé. Son extrémité nord se localise dans la zone de Bibé.

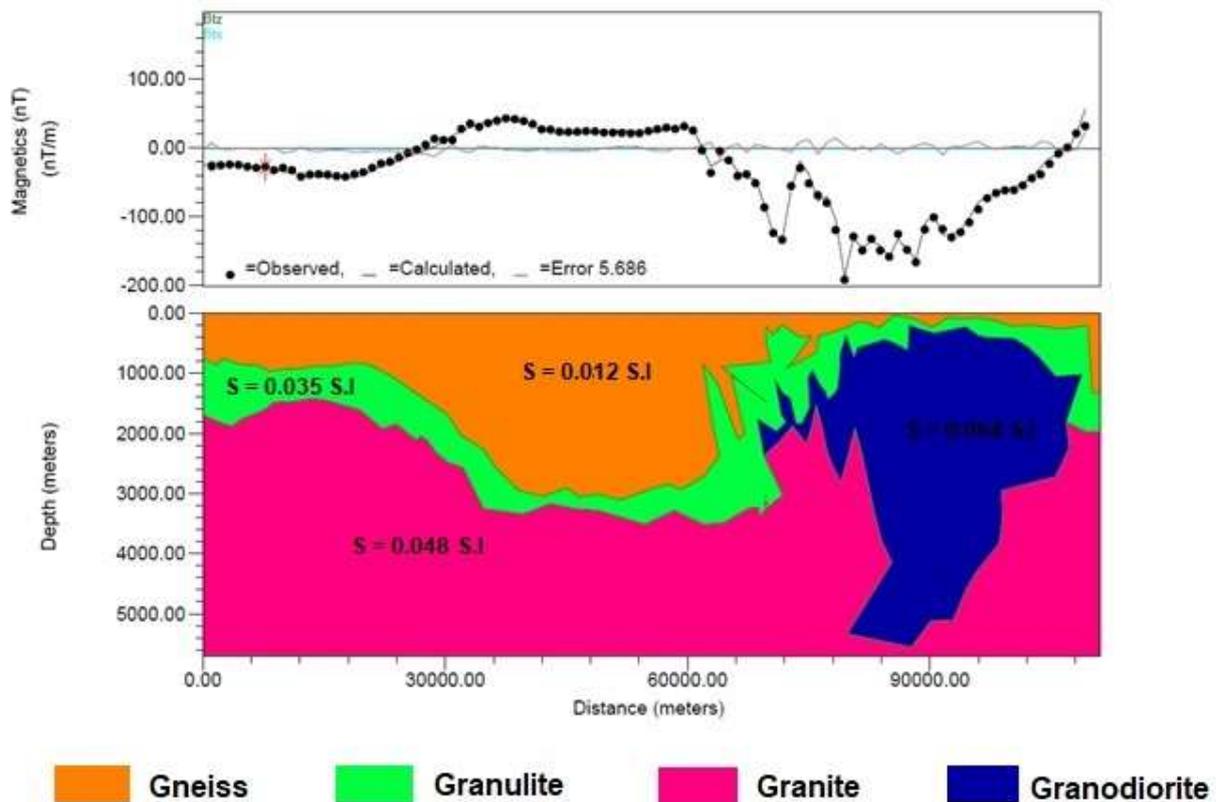


Figure 35: Section transversale du modèle 2.75D du profil P₂.

Le profil de l'anomalie magnétique présente une grande longueur d'onde d'intensité variable entre 52348 m et 117160 m (**Figure 35**) dont le maximum atteint une intensité de 44,77 nT. On observe également le long de P₁ deux grandes zones d'anomalies négatives, l'une localisée entre 0 et 27370 m avec un pic négatif d'intensité de -44,12 nT et l'autre située entre 61822 m et 107000 m avec un pic négatif d'intensité de -192,32 Nt à 79232 m. Les interprétations des coupes géophysiques et géologiques sont commentées du Sud au Nord.

Une analyse attentive de ce profil montre un excellent ajustement entre les anomalies observées et calculées avec une erreur absolue acceptable de 5,68 (**Figure 35**). Le profil traverse également de la surface vers le sous-sol trois unités géologiques successives de susceptibilité respective 0,012 SI, 0,035 SI et 0,048 SI. On note cependant la présence d'un corps de forte susceptibilité magnétique d'une valeur de 0,064 SI situé à une profondeur de 207 m dont la base est située vers 5561 m avec une extension de 40162 m. Partant des gammes et valeurs moyennes des susceptibilités magnétiques des roches données par la littérature scientifique (Cf. Chapitre 2) et en tenant compte du contexte géologique de la zone d'étude marqué par un grand système de failles, un tel contraste est attribué à une intrusion de granodiorites dans la croûte d'un corps volumineux de susceptibilité élevée.

La première formation géologique de susceptibilité moyenne 0,012 SI va de la surface jusqu'à une profondeur de 3125 m, il s'agit du gneiss. La granulite est la deuxième unité géologique. Son interface supérieure se trouve à une profondeur qui oscille entre 67 et 2800 m ; elle va jusqu'à une profondeur de 3505 m. La troisième formation représente le socle, sa susceptibilité moyenne est de 0,048 SI indique qu'il s'agit du granite.

Les résultats de la modélisation montrent que les roches sous-jacentes qui ont donné naissance aux signatures magnétiques, telles qu'elles sont vues sur la carte géologique de la région, ne correspondent pas exactement à celles des modèles générés. Certaines roches qui n'ont pas été révélées sur la carte géologique de la région ont été vues dans les modèles générés.

III.7 Estimation du flux de chaleur dans la région de Minta-Loum à partir des profondeurs de Curie et son implication sur la structure lithosphérique

III.7.1. Estimation des Profondeurs des Points de Curie (PPC)

D'après Mita Rajaram (2007), la température de Curie ou point de Curie est la température à laquelle un minéral ferromagnétique perd ses propriétés ferromagnétiques, et la profondeur du point Curie est la profondeur à laquelle les roches crustales atteignent leur température de Curie.

Les méthodes spectrales ont été les méthodes géophysiques les plus utilisées pour déterminer la profondeur du point de Curie. Le choix des dimensions optimales de la fenêtre est très important dans l'estimation de cette profondeur. Blakely (1996) a suggéré que la taille de la fenêtre soit cinq fois plus grande que la PPC. D'après Maus et al., (1997), la limite de l'extension de la profondeur maximale de l'aimantation crustale serait visible sur les cartes magnétiques, couvrant au moins 100×100 km (Maus et al., 1997). Okubo et al. (1985 et 2003) ont suggéré que les dimensions optimales de la fenêtre carrée étudiée étaient environ dix fois la profondeur cible réelle. Quant à Ravat et al. (2007), une fenêtre de 100×100 km est trop grande pour représenter de manière fiable les variations des PPC à petite échelle, car les grandes longueurs d'onde sont nécessaires pour imager les profondeurs plus faibles. De nombreux chercheurs ont utilisé plusieurs tailles de fenêtre dans la littérature à savoir : $300 \text{ km} \times 300 \text{ km}$ (Trifonova et al., 2009), $200 \text{ km} \times 200 \text{ km}$ (Tanaka et al., 1999), $120 \text{ km} \times 120 \text{ km}$ (Blakely 1988), $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ (Maus et al., 1997), $77 \times 77 \text{ km}$ (Connard et al., 1983), $60 \text{ km} \times 60 \text{ km}$ (Nabi et Abd 2012) et $55 \text{ km} \times 55 \text{ km}$ (Abraham et al., 2014 ; Mickus et Hussein, 2015 ; Hussein et al., 2012) pour estimer les PPC.

Dans le cadre de notre étude, pour estimer les profondeurs de la base des sources magnétiques, nous avons essayé diverses tailles de fenêtre, de $20 \text{ km} \times 20$

km à $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ et constaté qu'une fenêtre de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ degré soit environ $55,55 \text{ km} \times 55,55 \text{ km}$ délimitait mieux les PPC. De plus, comme suggéré par Tanaka et al. (1999), pour obtenir des résultats plus cohérents, la zone d'étude a été divisée en 5 blocs carrés se chevauchant (50% avec les blocs adjacents) (**Figure 36**). Les points noirs au centre de chaque bloc représentent l'emplacement des PPC.

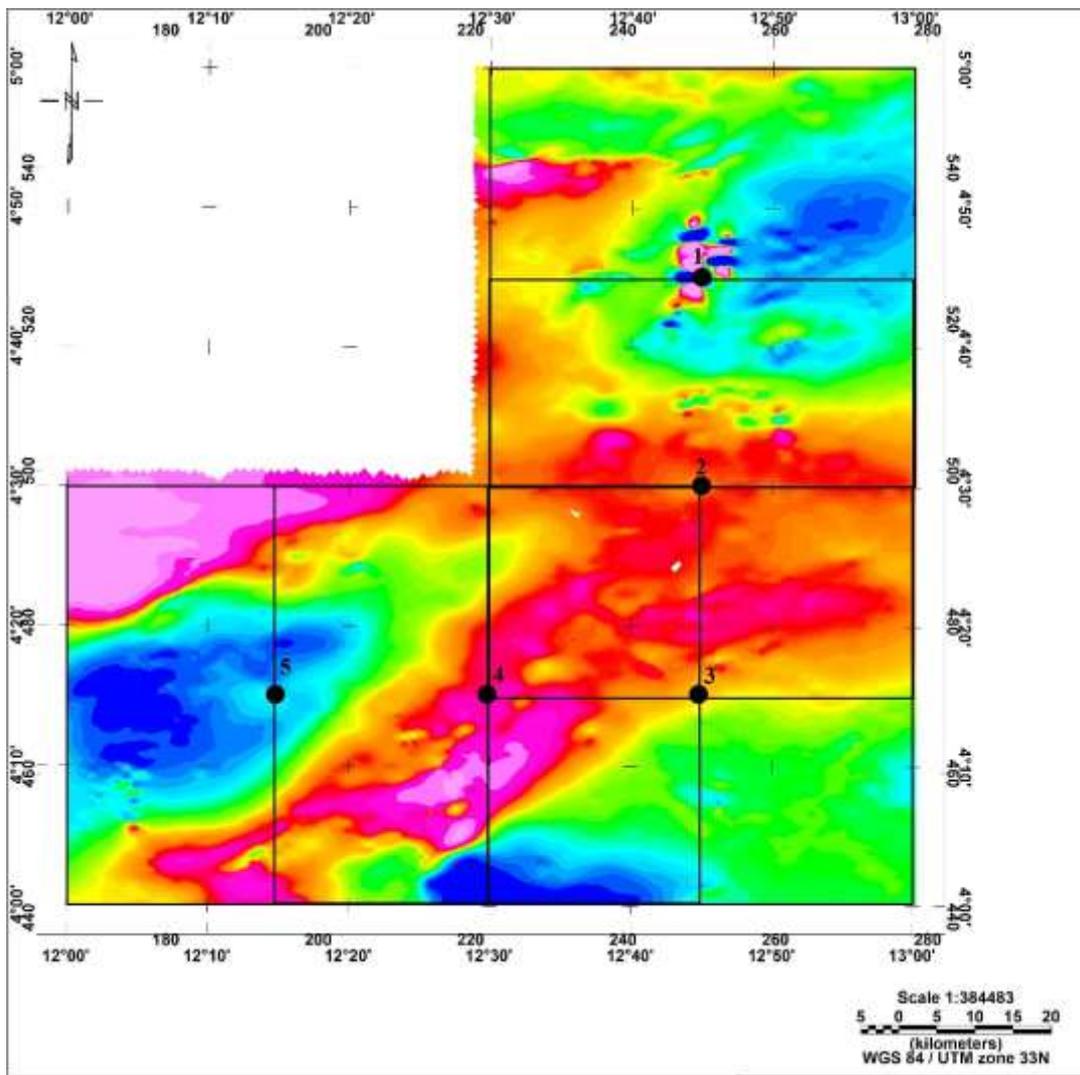


Figure 36 : Carte montrant les cinq blocs superposés utilisés pour l'analyse spectrale 2D. Chaque bloc de $0,5^\circ$ par $0,5^\circ$ degré est désigné par un numéro en son centre.

La transformation rapide de Fourier a été utilisée pour convertir la grille des données d'anomalies magnétique du domaine spatial au domaine fréquentiel. Dans chaque bloc, la puissance spectrale radiale a été calculée à l'aide du module USGG intégré dans le logiciel Oasis Montaj 8.4 (Figure 37).

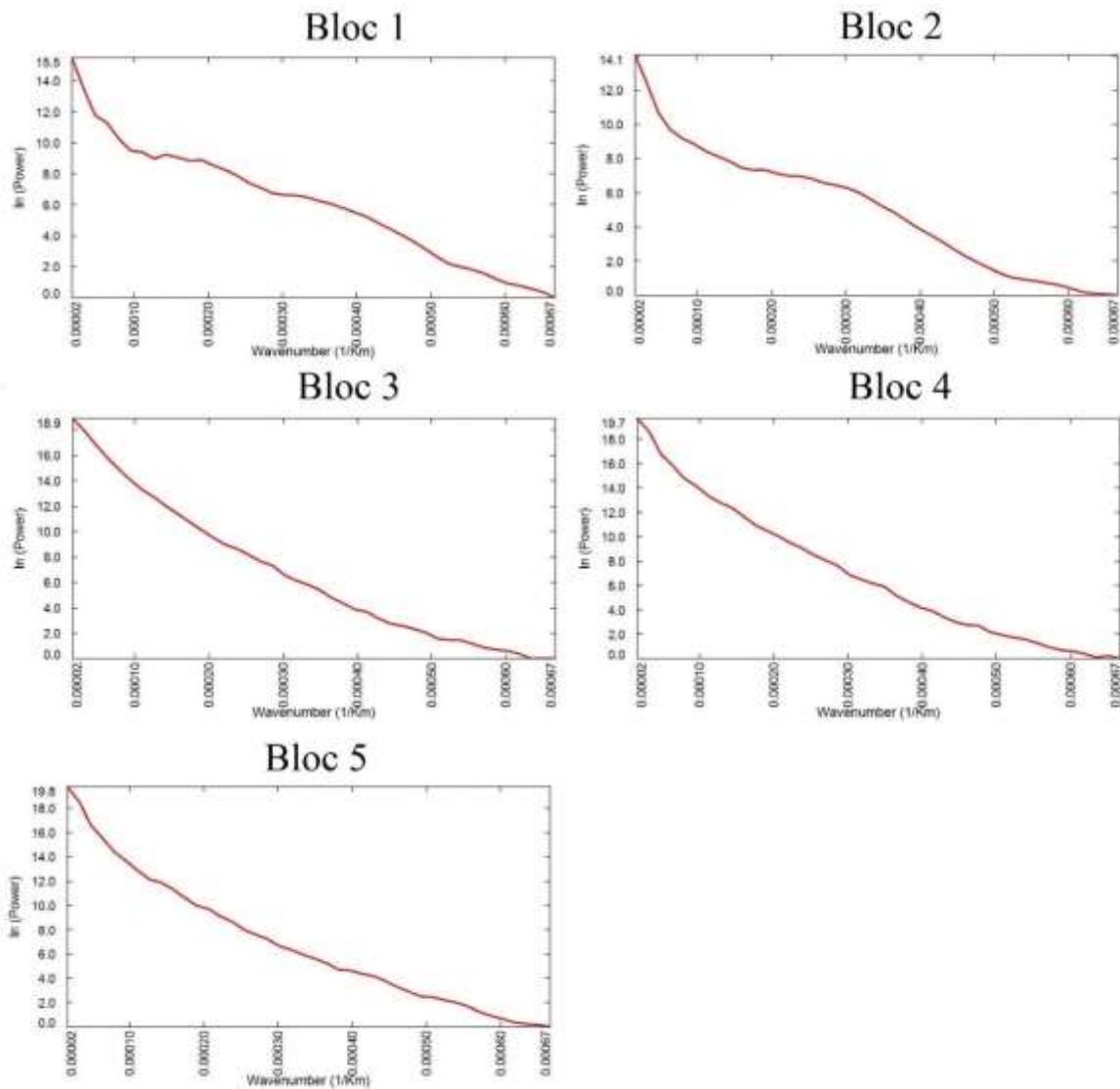


Figure 37: Puissance spectrale radiale des 5 blocs.

Cette figure illustre les puissances spectrales radiales des 5 blocs. Les profondeurs des toits (Z_t) et centroïdes (Z_0) des sources magnétiques ont été déduites à partir de ces puissances spectrales. La relation $Z_b = 2Z_0 - Z_t$ a été utilisée par la suite pour calculer la profondeur de la base des sources d'anomalies magnétiques (Z_b) ou PPC. Le gradient géothermique (dT/dZ) entre la surface de la Terre et la profondeur du point de Curie (Z_b) a été calculé en utilisant la formule T_c/Z_b et le flux de chaleur de la zone d'étude a été déduit à partir de la formule $\lambda T_c/Z_b$.

Dans le cadre de cette investigation, on a supposé que la température du point de Curie est de 580° C et la conductivité thermique de 2,5 Wm⁻¹ °C⁻¹ comme valeur moyenne des roches ignées du socle magnétique. Les résultats des profondeurs estimées, du gradient géothermique et du flux de chaleur des 5 blocs sont présentés dans le **tableau III** ci-dessous.

Tableau III : PPC estimées, gradients géothermiques et flux de chaleur en appliquant la méthode du centroïde aux 5 blocs de la zone d'étude.

Numéro des blocs	Coordonnées (UTM)		Profondeur du toit (km)	Profondeur du centroïde (km)	PPC (km)	Gradient Géothermique (°C/km)	Flux de Chaleur (mW/m ²)
	Easting (km)	Northing (km)					
1	250.34952	525.56929	4.56	5.99	7.42	78.17	195.42
2	250.28806	498.02745	5.16	8.2	11.24	51.6	129.00
3	249.88565	470.46194	4.48	5.87	7.26	79.89	199.72
4	222.11893	470.46194	3.16	4.19	5.22	111.11	277.77
5	194.35221	470.46194	4.87	9.61	14.35	40.42	101.05

D'après ce tableau, la profondeur du toit des sources d'anomalies magnétiques varie entre 3,16 et 5,16 km avec une valeur moyenne de 4,45 km. La profondeur du centroïde varie entre 4,19 et 9,61 km avec une valeur moyenne de 6,77 km, et les valeurs CPD varient entre 5,22 et 14,35 km avec une valeur moyenne de 9,09 km. Le gradient géothermique varie entre 40,42 et 111,11 °

C/km avec une valeur moyenne de $72,24 \text{ } ^\circ \text{C/km}$. Les paramètres de flux thermique varient entre $101,05$ et $277,77 \text{ mW/m}^2$ avec une valeur moyenne de $180,59 \text{ mW/m}^2$. Ces données vont servir de base à la construction de différentes cartes qui font l'objet d'interprétations dans les sections suivantes.

III.7.2. Profondeur du toit des sources des anomalies magnétiques

La **Figure 38** représente la carte caractérisant les variations des profondeurs du toit des sources d'anomalies magnétique à partir de l'analyse spectrale 2D.

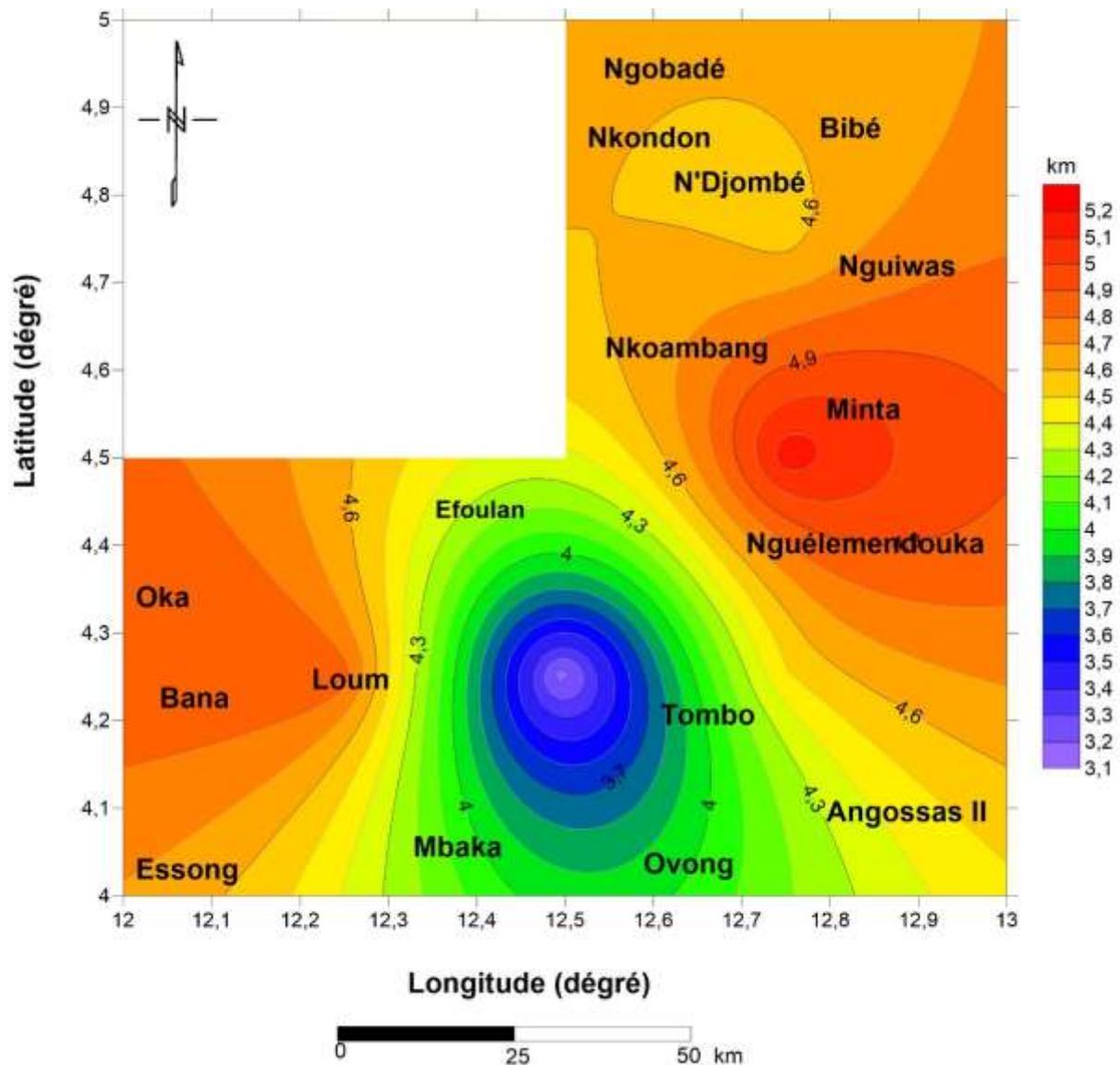


Figure 38: Carte des profondeurs du toit des sources de la zone d'étude.

L'analyse de cette carte montre que la zone entre Tombo, Mbaka et Oving est la moins profonde de la région. Dans cette région, les valeurs des profondeurs du toit des sources d'anomalies magnétiques oscillent entre 3,1 km et 3,9 km. Les zones les plus profondes des toits des anomalies magnétiques ont des valeurs variantes entre 4,7 km et 5,2 km. Elles sont localisées à Minta et Oka'a. Le reste de la zone d'étude est caractérisé par des valeurs intermédiaires.

III.7.3. Carte des Profondeurs du Point de Curie

Les PPC de la zone d'étude sont illustrées par la carte de la **Figure 39**. Cette carte est constituée de différentes couleurs, qui d'après l'échelle des valeurs sont fonction de la profondeur. L'analyse de la **Figure 39** montre que la PPC varie en fonction des différentes roches qui constituent le socle de la zone d'investigation.

Les valeurs des PPC les moins profondes, entre 5 km et 7,5 km, sont observées dans le coin nord-est de la zone d'étude, dans la zone de N'Djombé-Bibé avec une tendance SW-NE. En outre, dans le secteur compris entre Loum et Angossas II, on note les valeurs moins profondes des PPC de direction NW-SE. Les valeurs des PPC intermédiaires, variant entre 7,5 km et 11,5 km, prédominent dans le centre-est, on les retrouve également au nord, dans la zone Nkoambang-Ngobadé. Les valeurs des PPC les plus profondes, comprises entre 11,5 km et 14,5 km, ne se retrouvent qu'à l'ouest et au coin sud-ouest de la zone d'étude avec une tendance E-W.

Des études ont montré que la profondeur du point de Curie est liée au contexte géologique. D'après Tanaka et al. (1999), les profondeurs de Curie sont d'environ 10 km dans les zones volcaniques et géothermiques, de 15-25 km dans les arcs et les îles, et de plus de 20 km dans les plateaux océaniques, alors que Mickus et Hussein (2015) ont montré que dans les terrains précambriens, ces profondeurs sont supérieures à 15 km.

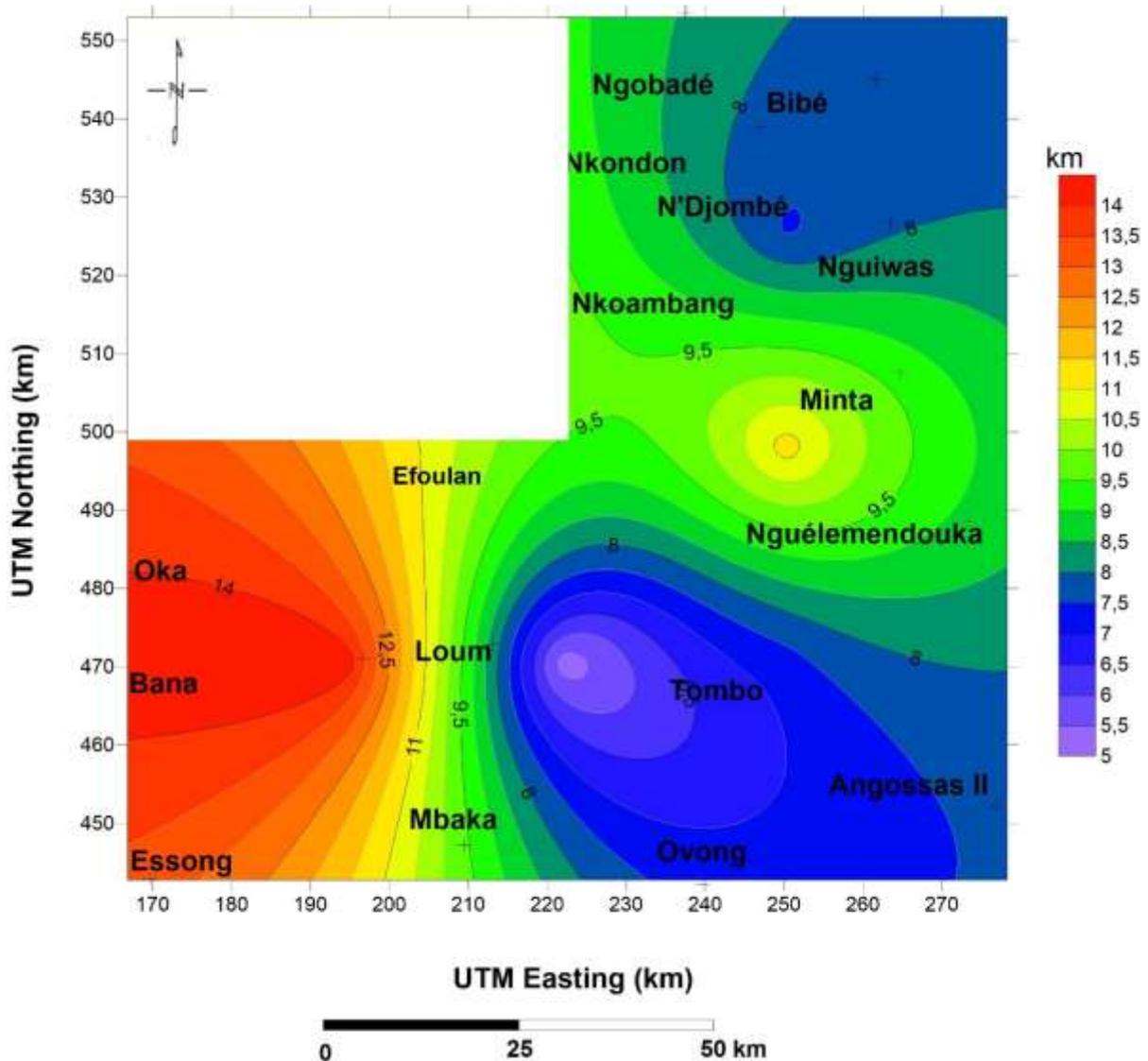


Figure 39 : Carte des profondeurs du point de Curie de la zone d'étude.

III.7.4. Carte du gradient géothermique

L'augmentation de la température avec la profondeur exprime le gradient ou degré géothermique. La carte du gradient géothermique de la zone d'étude (**Figure 40**) a été produite à partir des données du **Tableau III** et du logiciel Surfer 15. La zone de Loum-Minta présente dans son ensemble un gradient géothermique moyen de l'ordre de $72,24\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$. On note cependant à l'ouest (Esson-Bana-Oka'a) et au centre (Minta) de la zone d'étude de faibles valeurs du

gradient géothermique variant entre 40 et 60 °C/km. Une forte anomalie géothermique est bien mise en évidence dans la partie sud de la zone d'étude où se trouve la partie nord de la série d'Akonolinga. Le gradient qui y est de plus de 110°C/km est probablement due au fait que cette série soit la plus récente et la moins métamorphisée. Le reste de la zone d'étude présente des valeurs intermédiaires oscillant entre 60 et 85°C/km. Les tendances directionnelles de ce gradient sont les mêmes que celles présentes sur la carte des PPC.

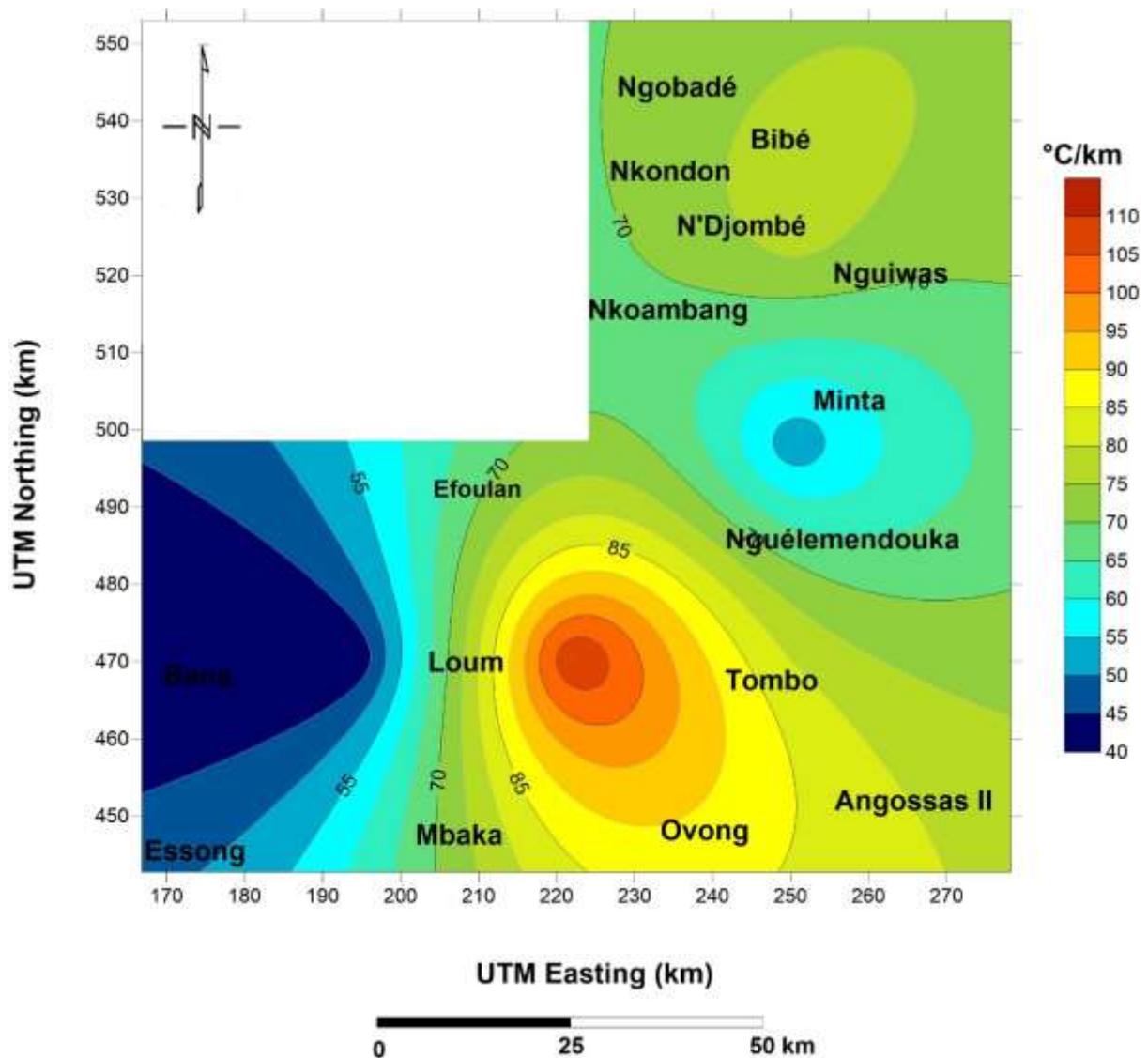


Figure 40 : Carte du gradient géothermique de la zone d'étude calculées à partir des profondeurs du point de Curie.

Afin d'avoir une idée sur la variation du gradient géothermique en fonction de la profondeur, le graphe de la **Figure 41** a été réalisé. On constate que le gradient géothermique décroît de manière significative en fonction de la PPC.

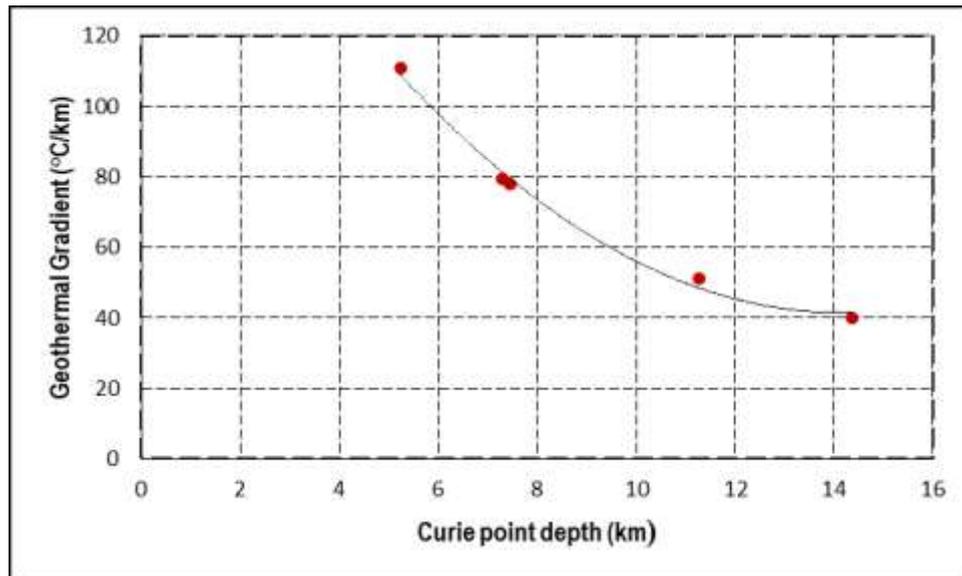


Figure 41: La variation du gradient géothermique en fonction de la profondeur Curie.

Le gradient de la zone d'étude dépend de la profondeur, de la source d'énergie, de la nature et de l'épaisseur des structures, du fluide éventuel transporteur de chaleur initiant un système de convection. Compte tenu des PPC obtenus, notre zone d'investigation peut être considérée comme une zone à fort potentiel géothermique.

III.7.5. Carte du Flux de Chaleur

La terre est chaude, la chaleur terrestre qui se propage à travers la croûte continentale (appelé flux de chaleur) n'est pas homogène. Le flux de chaleur varie donc d'un endroit à un autre (Christopher et al., 1978). La **Figure 42** représente la carte du flux de chaleur de la zone d'étude. L'analyse de cette carte montre que

les valeurs du flux de chaleur de Loum-Minta varient entre 100 et 280 mW/m², avec une valeur moyenne de 180,6 mW/m². Le flux de chaleur enregistré dans la zone d'étude est par conséquent très élevé par rapport à la moyenne mondiale qui est de 65 mW/m² dans la croûte continentale d'après Pollack et al. (1993). Des valeurs supérieures à environ 80 à 100 mW/m² indiquent des conditions géothermiques anormales dans le sous-sol (Sharma, 2004).

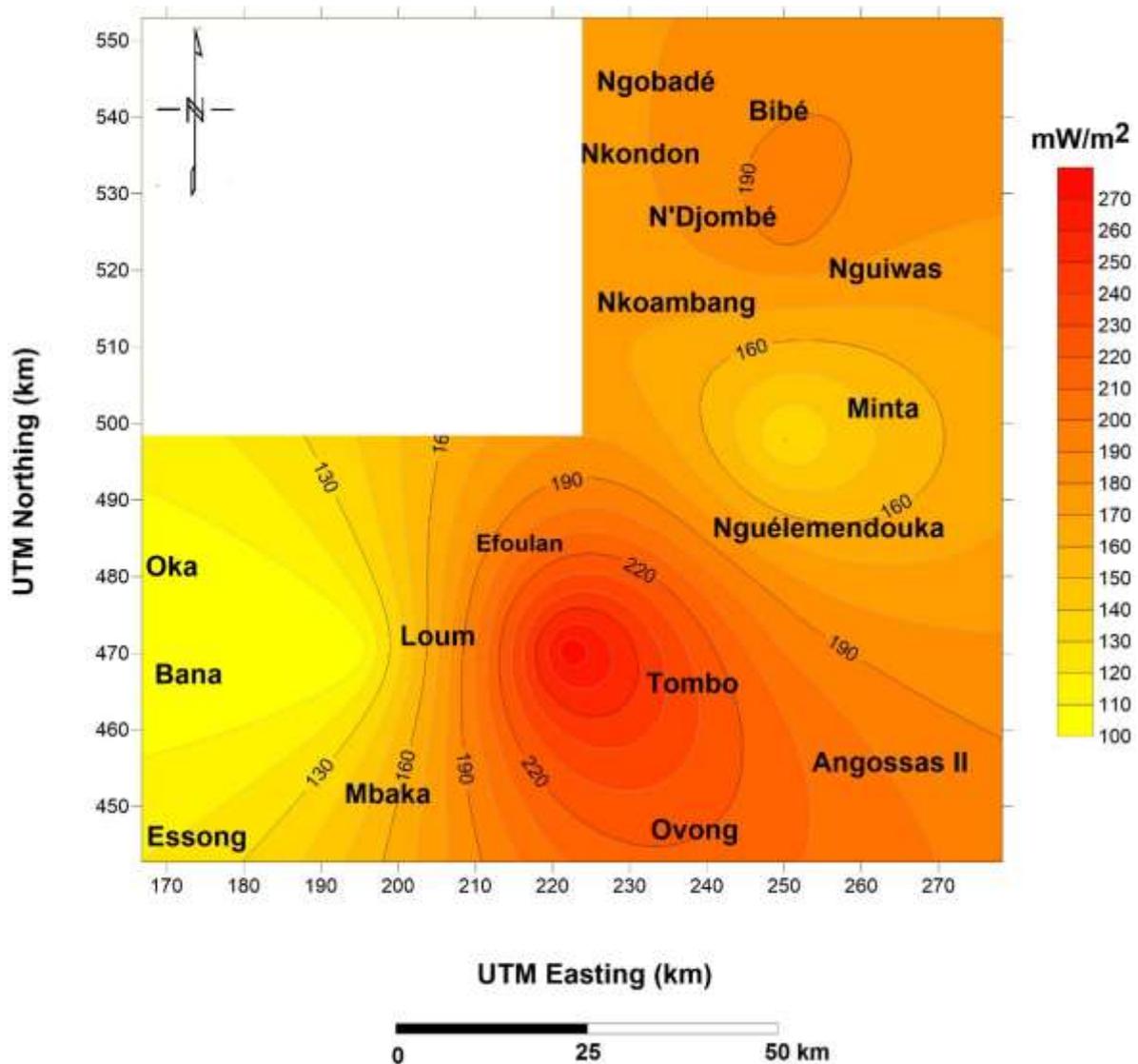


Figure 42: Carte du flux de chaleur de la zone d'étude.

Cette carte met également en évidence une zone d'anomalies très significatives qui cumulent à 277.8 mW/m^2 et d'orientation NW-SE localisée dans la partie nord de la série d'Akonolinga. Cette anomalie est probablement liée comme dans le cas du gradient géothermique au fait que la série soit récente et moins métamorphisée. On note également à l'ouest (Esson-Bana-Oka'a) et au centre (Minta) de la zone d'étude des valeurs relativement faibles du flux de chaleur, de tendance E-W qui varient entre 100 et 150° mW/m^2 . Les valeurs intermédiaires variant entre 150 et 220 mW/m^2 sont observées dans le reste de la zone d'étude.

Tanaka et al. (1999) ont montré que toute profondeur du point de Curie donnée est inversement proportionnelle au flux de chaleur. Ce qui implique que les régions où le flux de chaleur est élevé sont associées à des PPC moins profonds, alors que les régions où le flux de chaleur est plus faible sont associées à des PPC plus profonds (Ross et al., 2006). Ce qui se vérifie à travers le graphe de la **Figure 43** qui a été réalisé. On constate que le flux de chaleur décroît de manière significative en fonction de la PPC.

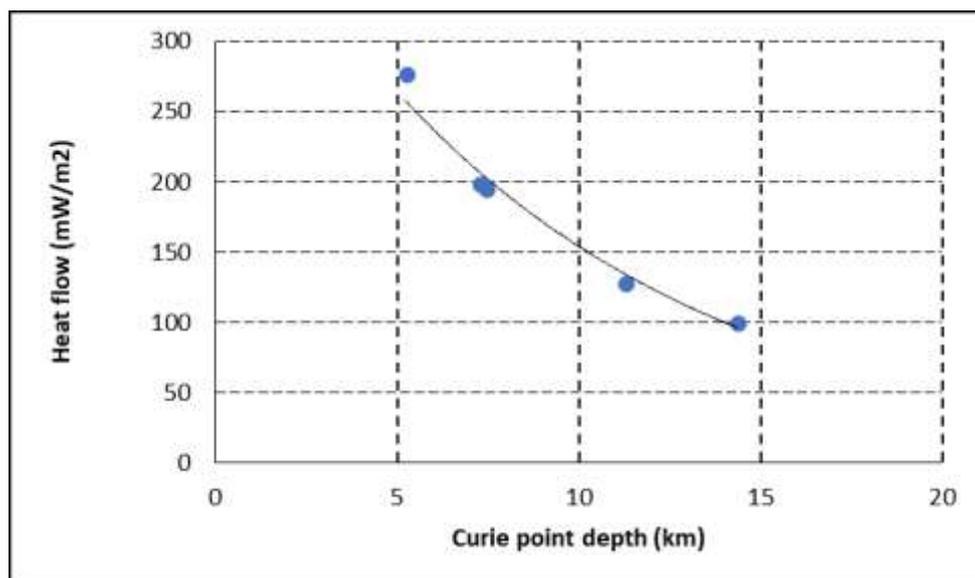


Figure 43 : variation du flux de chaleur en fonction de la profondeur Curie.

III.8. Discussion

Dans cette section nous allons faire un examen critique des résultats qui ont été précédemment présentés. Cette critique permettra de dégager les idées essentielles qui peuvent être retenues dans ce travail.

La discussion portera sur les corrélations entre les différents résultats obtenus dans le cadre de cette étude, la tectonique locale et régionale d'une part et les mécanismes de contrôle du flux de chaleur par les éléments structuraux d'autre part.

III.8.1. Cartes magnétiques transformées

L'analyse et l'interprétation de la carte d'anomalie du champ magnétique total et de ses cartes transformées nous ont permis de mettre en évidence les différentes structures tectoniques caractérisant le sous-sol de la zone d'étude.

L'étude de la carte d'anomalies du champ magnétique total réduit à l'équateur nous a permis de mettre en évidence quatre domaines ayant des caractéristiques magnétiques différentes dans la région, traduisant probablement le remaniement du vieux continent. Ces domaines sont séparés par des gradients ou discontinuités magnétiques, signe probable de la présence des multiples contacts et failles situés à des profondeurs variables dans le sous-sol. Ces multiples contacts et failles constituent des zones de faiblesse qui constituent des zones intéressantes de minéralisation. L'application du gradient vertical à la grille des données d'anomalie du champ magnétique total réduit à l'équateur a permis de bien individualiser les anomalies en accentuant les effets des sources superficielles. Le prolongement vers le haut et vers le bas à diverses altitudes nous a permis de confirmer que l'effet des sources superficielles est masqué par celui des sources profondes compte tenu de la faible corrélation entre la carte d'anomalies du champ magnétique total réduit à l'équateur et la carte géologique de la région.

Une approche méthodologique simple basée sur l'utilisation d'images filtrées par quatre méthodes de transformation d'anomalies magnétiques à savoir : le signal analytique, le tilt-angle, le gradient horizontal et l'analyse multi-échelle des maxima du gradient horizontal a contribué à l'élaboration d'une carte structurale interprétative de la zone de Loum-Minta. Cette carte structurale met en évidence les différents accidents géologiques qui caractérisent le sous-sol de la région.

III.8.2. Etude structurale

La carte structurale interprétative (**Figure 33**) résume les principaux accidents tectoniques caractérisant le sous sol de la zone d'étude. Ces accidents sont interprétés comme des dykes, des failles, des contacts ou des limites entre les formations géologiques. Leurs directions sont respectivement E-W, ENE-WSW, NE-SW, WNW-ESE et NW-SE. La mise en place de ces couloirs témoigne les évènements tectoniques de la région (Regnault, 1986 ; Meying et al., 2009 ; Ndougssa et al., 2010).

Les analyses structurales et tectoniques indiquent que la zone d'étude est fortement affectée par des failles, des plis faillés et des dykes suivant les directions mentionnées ci-dessus. Ici, certains ensembles de failles et de plis suivent les tendances structurales prédominantes E-W et ENE-WSW, qui sont deux axes majeurs hérités des différents événements tectoniques survenus dans cette région.

Selon Trompette (1994) et Ngako et al (2011), la tendance prédominante des failles E-W affectant la zone est une direction qui caractérise les structures régionales panafricaines. Ces linéaments font partie du plus grand corridor tectonique transafricain à travers la plaque africaine, de l'océan Atlantique (golfe de Guinée) à la mer Rouge (golfe d'Aden). Ils représentent, selon Ngako et al., (1991), Genik (1992) et Rolin (1995) le patrimoine structurel de l'Afrique Centrale.

Les contacts et failles orientés ENE-WSW d'après Kankeu et al. (2009), sont associés à la deuxième phase de déformation D_2 , caractérisée par des plis (S_2) et une foliation (F_2). L'orientation ENE-WSW est bien celle qui caractérise également la tectonique Panafricaine à l'échelle régionale ; elle a été mise en évidence sur les structures de l'Adamaoua par Noutchogwé en 2010. C'est aussi la direction des grandes structures panafricaines du Cameroun à savoir le Cisaillement Centre Camerounais et la faille de la Sanaga.

A l'échelle régionale, les contacts NE-SW de la subsurface représentent les évènements de déformation régionale D_2 (compression) et D_3 (extension). Ils peuvent être corrélés au développement de la zone de Cisaillement Centre Camerounais. Le système de failles orienté NE - SW à E-W, est en accord avec les directions mises en évidence dans les investigations géologiques effectuées dans la zone Awaé - Ayos (sud du Cameroun) par Olinga et al., (2010) dans une zone adjacente à notre zone d'étude. Les linéaments avec des tendances NW -SE et ESE -WNW semblent corrélés avec ceux résultant de l'orogénèse panafricaine et correspondant à la limite entre la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale et le Craton du Congo, tel que décrit par Basseka et al. (2011) dans une étude gravimétrique réalisée au sud de la zone d'investigation.

Les caractéristiques tectoniques mises en évidence dans cette étude ont des liens avec le système de failles orientées E-W, ENE-WSW et NE-SW, identifiées par des études gravimétrique (Ndougsa et al., 2003 ; Shandini et al., 2010 et 2012), audiomagnétotellurique (Ndougsa et al., 2011) et aéromagnétique (Yandjimain et al., 2017) dans les régions environnantes.

Le réseau de failles mis en évidence dans notre zone d'étude semble être une extension de celui observé dans les études gravimétriques effectuées par Mbom Abane (1997) au sud de la zone d'étude. D'après Mbom Abane (1997), cette zone présente les caractéristiques cumulatives de la tectonique fragile et de la tectonique tangentielle, matérialisées par les directions E-W et ENE-WSW,

reflétant vraisemblablement l'existence d'un ancien héritage tectonique repris dans les plissements et les cisaillements au cours des tectoniques tardives survenues dans la Zone Mobile d'Afrique Centrale.

III.8.3. Estimation de la profondeur des sources d'anomalies

Les profondeurs des sources d'anomalies estimées à partir des différentes méthodes sont fluctuantes, la raison étant probablement la difficulté à détecter les corps sources d'anomalies magnétiques.

Les résultats des profondeurs estimées à partir de la méthode du signal analytique, la SPI et de la déconvolution d'Euler, indiquent que les profondeurs des sources d'anomalies de la zone de Loum-Minta donnent des résultats légèrement différents, variant respectivement entre 154 m et 2686 m , 200 m et 2800 m , 246 m et 2274 m. Néanmoins nous pouvons établir une moyenne des résultats issus de ces différentes méthodes pour donner une estimation de la profondeur la plus représentative des sources d'anomalies magnétiques sous Loum-Minta, celle-ci varie de 200 m à 2586 m.

On note une nette ressemblance entre les cartes des profondeurs des sources d'anomalies magnétiques issues des méthodes du signal analytique et du nombre local d'onde. Sur ces cartes, les zones les plus profondes sont orientées NE-SW et sont localisées au sud et au sud-ouest de la région. Par contre on retrouve les zones les moins profondes au Nord.

III.8.4. Modélisation 2.75D

La modélisation 2.75D des profils d'anomalies choisis suivant une direction perpendiculaire à la direction moyenne des anomalies magnétiques, nous a permis d'obtenir la géométrie des structures responsables des anomalies observées. Les modèles obtenus présentent une superposition de trois formations géologiques de susceptibilités différentes. On note cependant, une masse intracrustale, volumineuse présentant un contraste de susceptibilité très élevé qui ne corrèle pas avec la géologie de la zone d'étude. La région étant caractérisée par

une collision continentale Chaîne Panafricaine Nord Equatorial-Craton du Congo, cet accident aurait provoqué des fractures profondes dans la lithosphère. Cet évènement aurait favorisé l'accès et l'installation du magma dans le socle fracturé ; le magma s'est consolidé en profondeur sans atteindre la surface et constitue probablement les corps aimantés trouvés dans la zone d'étude.

Evidemment, aucune formation n'est supposée avoir réellement une susceptibilité homogène du fait des altérations lithologiques et de la variation naturelle de la susceptibilité avec le type de roche. On pourrait donc considérer que dans les modèles proposés, une couche lithologique donnée représenterait un groupe de terrains de contrastes de susceptibilité voisines. Ainsi la susceptibilité attribuée à chaque corps serait la susceptibilité moyenne du groupe de terrain.

Il est important de mentionner que la plupart des affleurements marqués sur la carte géologique ne sont pas représentés dans ces modèles ; cela est dû probablement à leur faible épaisseur qui ne permet pas de causer des modifications significatives sur le champ magnétique.

III.8.5. Corrélation entre la profondeur du point de Curie, gradient horizontal, flux de chaleur et la lithosphère de zone d'étude

Le point de Curie est la température à laquelle les matériaux de la croûte perdent leur capacité à être aimantés de façon permanente. La profondeur à laquelle cette température est atteinte est principalement contrôlée par le gradient géothermique et les propriétés thermiques des roches. Ces deux facteurs jouent un rôle important dans le contrôle du flux de chaleur dans la croûte (Araniz-Rodrigues et Orihuela, 2013). De plus le lien étroit existant entre les phénomènes géodynamiques et l'état thermique rend indispensable l'étude du flux de chaleur. Par conséquent, les variations des valeurs des PPC peuvent être corrélées aux événements tectoniques d'une zone donnée.

Les cartes des PPC (**Figure 39**) et du flux de chaleur (**Figure 42**) révèlent que les PPC varient entre 5,22 et 14,35 km et que le flux de chaleur est élevé et

oscille entre 101,05 et 277,77 mWm⁻². Ces résultats sont cohérents avec la nature de la collision continentale active de la région marquée par la subduction de la plaque méridionale-Craton. Les variations des PPC issus de l'analyse spectrale 2D et les caractéristiques thermiques de la croûte sont probablement dues à l'orogénèse qui a eu lieu au Panafricain dans la région.

La profondeur moyenne du Moho au niveau de la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale est de 37 km alors que dans le nord du Craton ou Complexe du Ntem, elle est de 46 km (Tokam et al., 2010). Nous constatons que la PPC moyenne issue de notre étude est inférieure à la profondeur du Moho.

Araniz-Rodrigues et Orihuela (2013) ont classé les valeurs de la PPC en deux groupes, en fonction de leur position par rapport à la profondeur du Moho: (1) les valeurs des PPC moins profondes que la profondeur du Moho sont habituellement associées aux zones à fort flux de chaleur; et (2) les valeurs de PPC plus profondes que le Moho correspondent aux zones tectoniquement et isostatiquement stables et sont caractérisées par un faible flux de chaleur. En comparant les résultats de cette étude à ceux de l'étude réalisée par Feumoe et Ndougsa (2017) dans une région adjacente à la nôtre, on constate bien que le flux de chaleur dans notre zone est élevé par rapport à celui qu'ils ont déterminé dans la zone du Craton du Congo, ce qui suggère que notre zone d'étude est relativement moins stable.

De nombreuses études ont mis en évidence une décroissance significative du flux de chaleur avec l'âge croissant de la lithosphère continentale (Chapman et Pollack 1975). Les travaux de Feumoe et Ndougsa (2017) montrent que la lithosphère continentale stable (la partie nord du Craton du Congo) a un flux de chaleur et un gradient géothermique relativement faibles. Ces conditions ne sont pas favorables à la déformation. Par contre, la zone d'étude est caractérisée par de multiples failles et fractures mises en évidence dans cette étude (**Figure 33**) et un flux de chaleur très élevé. D'après Takherist (1991), les observations indiquent

que la déformation se produit le plus souvent dans la lithosphère qui se remet toujours d'un événement thermique antérieur ou d'un événement thermique précédent. Tous ces résultats, semblent confirmer l'orogénèse caractérisé par le rajeunissement des structures qui a eu lieu au Panafricain dans la zone d'étude.

L'anomalie du flux de chaleur localisée dans la zone de la série d'Akonolinga pourrait expliquer le séisme observé dans la région Akonolinga/Ayos/Nguelemendouka/Abong-Mbang en 1913 dont la magnitude était de 5,1 sur l'échelle de Richter (Ndougsa et al., 2010). Il est donc important de sensibiliser les populations qui occupent cet espace géographique aujourd'hui sur la nécessité de respecter les normes de construction, afin de palier aux effets d'un autre séisme.

III.9. Validité des résultats

Les résultats obtenus au cours de l'interprétation magnétique sont tributaires, d'une part, de la technique utilisée pour le traitement des données, et d'autre part, des contraintes apportées dans le choix des paramètres physiques intervenant dans l'élaboration des modèles.

La modélisation spatiale des données aéromagnétiques utilise la courbure minimale (en anglais : *minimum curvature*) comme méthode d'interpolation. Cette méthode minimise les erreurs d'interpolation permettant ainsi de reconstituer efficacement les aspects structuraux et géologiques du sous-sol prospecté.

Les différentes méthodes de transformation des données magnétiques utilisées dans le cadre cette investigation ont fait leurs preuves dans de nombreux travaux (Blakely, 1996 ; Bouiffiane, 2008 ; Feumoe et al., 2012 ; Ndougsa et al., 2012 ; Basseka et al., 2017), leur efficacité n'est plus à démontrer. elles garantissent ainsi la fiabilité des résultats issus de l'interprétation des différentes cartes magnétiques transformées.

L'estimation de la profondeur des sources magnétiques est l'une des étapes importantes dans l'interprétation quantitative des données magnétiques. Les méthodes utilisées pour l'estimation des profondeurs des sources d'anomalies sont principalement basées sur des algorithmes spécifiques qui influencent fortement les résultats. La dérive de l'algorithme de chaque méthode est fonction des différents paramètres de contraintes. Par exemple, la déconvolution d'Euler et la méthode du signal analytique utilisées dans le cadre de cette étude sont principalement contraintes par l'indice structural. Les résultats des études antérieures effectuées dans les zones adjacentes à la zone prospectée ont été un grand atout dans le choix de l'indice structural. Les profondeurs des sources d'anomalies estimées à partir de la déconvolution d'Euler ont été obtenues avec une tolérance de 15 %. La méthode s'est avérée raisonnablement efficace pour la détermination de la profondeur des sources magnétiques et particulièrement bonne pour localiser la position horizontale de ces sources

Trois paramètres sont nécessaires pour la modélisation : le contraste de susceptibilité magnétique, la profondeur (ou les limites d'extension verticale) et la forme des sources. Les modèles 2.75D obtenus sont plus ou moins réalistes compte tenu de l'absence des valeurs réelles des susceptibilités des roches de la région et les données de forage.

L'estimation de la PPC à partir d'anomalies magnétiques nécessite l'utilisation de grandes zones de données pour les calculs. Il n'y a toujours pas de consensus sur la taille de la fenêtre minimale requise pour arriver à une bonne estimation de la PPC. Néanmoins afin d'avoir des résultats plus fiables nous avons essayé diverses tailles de fenêtre, de 20 km × 20 km à 100 km × 100 km et nous avons constaté qu'une fenêtre de 0,5° × 0,5° délimitait au mieux les PPC. En l'absence de toute méthode directe permettant de déterminer les PPC dans la zone d'investigation, les résultats obtenus ici fournissent des informations précieuses

relatives à l'état thermique actuel de cette zone et les implications géodynamiques éventuelles sur la structure lithosphérique.

La conductivité thermique est l'un des paramètres le plus important à définir pour le calcul du flux de chaleur. Il caractérise l'aptitude d'une roche à conduire la chaleur. Nous avons utilisé une valeur de $2.5 \text{ Wm}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ comme valeur moyenne des roches ignées du socle magnétique, un choix qui a été fait sur la base des résultats des travaux antérieurs. Les mesures plus précises de la conductivité thermique sur les échantillons des roches de la région permettront de mieux estimer le flux de chaleur et par conséquent affiner les différents résultats et conclusions obtenus. Néanmoins, les résultats du flux de chaleur issus de ces travaux sont satisfaisants.

Conclusion

Les principaux accidents tectoniques caractérisant le sous-sol de la zone d'étude ont été mis en évidence. Leurs directions sont respectivement E-W, ENE-WSW, NE-SW, WNW-ESE et NW-SE. La mise en place de ces couloirs témoigne les événements tectoniques de la région.

Les estimations de la PPC peuvent fournir des indications précieuses dans l'évaluation du gradient géothermique, du flux de chaleur et l'évolution géodynamique de la lithosphère. Il ressort que la zone d'étude est caractérisée par des PPC moins profondes. On note également un gradient géothermique et un flux de chaleur anormaux, probablement dû à l'activité tectonique intense qu'a connue la lithosphère de la zone au Panafricain.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

CONCLUSION

La méthode magnétique, bien qu'étant l'une des plus anciennes en géophysique, continue de susciter de l'engouement auprès de ses utilisateurs. En effet la singularité liée à l'exploitation d'un champ naturel et le développement de techniques nouvelles qui permettent de couvrir de grandes superficies à coût judicieux, font de la méthode magnétique l'une des méthodes géophysiques les plus utilisées. L'application de cette méthode à la zone de Loum-Minta avait pour objectif principal :

- d'identifier et établir la corrélation entre les anomalies magnétiques et les structures géologiques, caractériser les variations d'aimantation dans le socle afin de produire la carte structurale interprétative de la zone de Loum-Minta et proposer des modèles magnétiques des structures le long des profils choisis sur la carte des anomalies réduites à l'équateur ;
- d'analyser l'état thermique actuel de la zone et les implications géodynamiques éventuelles sur la structure lithosphérique, à partir de l'estimation de la Profondeur du Point de Curie (PPC), du gradient thermique et du flux de chaleur issus de l'analyse spectrale des données aéromagnétiques.

Au terme de ce travail, nous récapitulons les principaux points abordés et les résultats obtenus. Nous verrons aussi quelles perspectives géophysiques nous ouvre cette étude.

➤ **Analyse de la structure du socle de Loum-Minta**

Les travaux antérieurs ont montré que la zone de Loum-Minta fait partie du Cameroun méridional. Elle constitue la marge panafricaine de la zone de transition résultant de la collision Chaîne Panafricaine-Craton du Congo. Cette zone a fait l'objet d'une campagne aéromagnétique en 1970 par l'agence

canadienne de développement international pour le compte du Cameroun et les données issues de cette campagne ont été la clé de cette étude.

Après une synthèse sur les principes de base de la méthode magnétique et sur l'analyse spectrale, nous avons parcouru les différentes méthodes de transformation et d'interprétation des données aéromagnétiques appliquées dans le cadre de cette étude à savoir : réduction au pôle, gradient vertical, prolongement vers le haut et vers le bas, signal analytique, tilt-angle et son gradient horizontal, gradient horizontal, analyse multi-échelle des maxima du gradient horizontal, la déconvolution d'Euler modélisation 2.75D et l'analyse spectrale.

Une analyse des anomalies magnétiques du champ total montre une faible corrélation entre les contours géologiques et les anomalies. On note également la présence de multiples anomalies de longueurs d'ondes variables caractérisant la complexité du sous-sol de la zone d'étude.

L'analyse des cartes obtenues par les méthodes de prolongement révèle que l'effet des sources superficielles est masqué par celui des sources profondes.

Une approche méthodologique simple basée sur l'utilisation d'image filtrée par quatre méthodes de transformations d'anomalies magnétiques à savoir : le signal analytique, le tilt-angle, le gradient horizontal et l'analyse multi-échelle des maxima du gradient horizontal a contribué à l'élaboration d'une carte structurale interprétative de la zone de Loum-Minta. Cette carte structurale met en évidence les différents accidents géologiques qui caractérisent le sous-sol de la région. L'analyse de cette carte montre plusieurs tendances directionnelles qui s'intègrent parfaitement dans le contexte tectonique général de la Chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale. En effet, parmi les caractéristiques distinguées dans la configuration de cette chaîne, nos investigations révèlent en particulier des directions structurales principales : E-W, ENE-WSW et NE-SW. Les tendances secondaires ont été également mises en évidence, notamment les directions WNW-ESE et NW-SE. Ces différentes directions structurales dérivent probablement la collision

entre la Chaîne Nord Equatoriale et le Craton du Congo et confirme que la zone d'étude s'intègre parfaitement dans le contexte tectonique de la Chaîne Nord Equatoriale.

Les profondeurs de ces différentes structures ont été déterminées par le biais de plusieurs méthodes afin d'obtenir des valeurs plus fiables. Les valeurs des profondeurs issues de ces méthodes ont été obtenues avec de faibles écarts justifiés par la difficulté à détecter les sources responsables d'anomalies magnétiques observées en surface. Néanmoins la profondeur moyenne du socle magnétique de la zone est de 3552 m, c'est la valeur moyenne des différentes profondeurs déterminées.

La modélisation 2.75D nous a permis d'obtenir la géométrie des structures responsables des anomalies observées le long des profils choisis. Les modèles obtenus montrent que la zone d'étude est constituée de gneiss, de granulite et de granite.

➤ **Analyse de l'état thermique de Loum-Minta**

Cette étude constitue une première approche pour l'établissement d'une carte thermique du Cameroun, étant donnée l'absence de diagraphies thermiques. La disponibilité des données magnétiques offre une importante opportunité pour la détermination du flux de chaleur à partir des profondeurs du point de Curie.

Nous avons appliqué l'analyse spectrale 2D aux données aéromagnétiques afin d'estimer les Profondeurs du Point de Curie sous la région de Loum-Minta. En général, la zone d'étude présente les PPC peu profonds avec une valeur moyenne de 9,09 km, probablement dû à des intrusions magmatiques en profondeur survenue lors l'orogénèse panafricaine. Des PPC peu profondes entraînent un gradient et un flux de chaleur élevés.

La carte du flux de chaleur obtenue présente d'importantes variations régionales qui reflètent celles du gradient géothermique moyen. Le flux moyen sur l'ensemble de la zone est de 180.59 mW.m⁻². Il est élevé comparativement au

flux thermique moyen dans la région continentale thermiquement « normale » qui est d'environ 65 mW/m^2 (Pollack et al., 1993). Des valeurs supérieures à environ 80 à 100 mW/m^2 indiquent des conditions géothermiques anormales dans le sous-sol (Sharma, 2004).

L'activité sismique de 1913 enregistrée à proximité de cette région, la présence de multiples failles et fractures dans les unités de roche et de fortes valeurs de flux de chaleur pourraient être le résultat de mouvement ou des intrusions magmatiques minces à l'intérieur de la Croute.

Nous avons cependant été limités par le manque d'informations supplémentaires sur les mesures de température en profondeur. De toute évidence, quelques mesures ne permettent pas de tirer des conclusions de grande portée, nous recommandons par conséquent une mesure détaillée de la température à différentes profondeurs à travers une série de forages à intervalles réguliers dans le complexe du socle cristallin et Archéen du Cameroun. Cela fournirait les données dont on a tant besoin pour d'autres études sur l'origine, la mise en place des structures, les caractéristiques géophysiques, géologiques et thermiques du sous-sol camerounais.

➤ **Perspectives**

Malgré les incertitudes admises, nous pouvons dire que cette étude a permis de mettre en évidence quelques traits majeurs des structures superficielles et profondes sous Loum-Minta dont l'existence était inconnue jusque-là.

L'intérêt d'une telle étude est évident : elle peut être considérée comme un document de référence pour des recherches minières et environnementales. Les résultats obtenus dans le cadre de ce travail ont fourni d'importants apports géophysiques/géologiques utiles : à la localisation des ressources naturelles, à la prédiction des risques/catastrophes naturelles, à des études environnementales et à l'exploration de l'énergie géothermique dans la région.

La méthode magnétique, comme toute autre méthode géophysique ne suffit pas pour mener seule une prospection de reconnaissance. Elle doit souvent être couplée à une autre méthode pour avoir le maximum d'informations sur l'étude et la connaissance d'une structure géologique bien définie. Bien que le magnétisme permette de mettre en évidence les limites entre les structures de forts contrastes de susceptibilité, il ne peut pas, localiser les contrastes situés au-delà de la profondeur isotherme dite profondeur de Curie. Nous proposons pour une étude complète et plus détaillée de notre région :

- d'utiliser la méthode magnétotellurique et la gravimétrie ;
- d'utiliser conjointement les données aéromagnétiques, gravimétriques et les données de forage pour la modélisation afin de mieux contraindre les modèles obtenus ;
- de mesurer la température à différentes profondeurs à travers une série de forages à intervalles réguliers et de déduire le flux de chaleur par la suite afin de connaître avec plus de précision le potentiel géothermique de la zone d'étude.

En bref, en associant les méthodes géophysiques sus-citées, l'on apporterait des informations complémentaires à cette investigation, qui joue certainement le rôle d'un pionnier dans un exercice particulier, dans la zone étudiée.

REFERERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCE BIBLIOGRAPHIQUES

Abraham, E.M., Lawal, K.M., Ekwe, A.C., Alile, O., Murana, K.A., Lawal, A.A., 2014. Spectral analysis of aeromagnetic data for geothermal energy investigation of Ikogosi Warm Spring-Ekiti State, southwestern Nigeria. *Geotherm Energy*, 2(6), 21 pages.

ACDI - Etudes aéromagnétiques sur certaines régions de la République Unie du Cameroun, Toronto, 1976, 192 pages.

Alvarez, P., 1995. Les facteurs de control de la sédimentation du super groupe Ouest-Congolien (Sud-Congo) rampe carbonatée et activité biologique au protérozoïque supérieur. *Mem. BRGM*, 239, 273 pages.

Araniz-Rodriques, M. S., and Orihuela, N., 2013. Curie point depth in Venezuela and the the Eastern Caribbean. *Tectonophysics*, 590, 38–51.

Aynard C., 1953. An attempt to interpret the gravimetric map of the northern part of the Moroccan basin of Ghareb. Maps of the residual anomaly and first vertical derivative. *Geophys. Prosp.*, 1, 279-289.

Ball, E., Bard, J. P., Soba, D., 1984. Tectonique tangentielle dans la catazone du Cameroun : les gneiss de Yaoundé. *Journal of African Earth Sciences*, 2, 91-95.

Bansal, A.R., Gabriel, G., Dimri, V.P. and Krawczyk, C.M., 2011. Estimation of depth to the bottom of magnetic sources by a modified centroid method for fractal distribution of sources: An application to aeromagnetic data in Germany. *Geophysics*, 763, 11-22.

Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic map: pseudogravimetric anomalies. *Geophysics*, 22, 359-383.

Baranov, V., and Naudy, H., 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29, 67-79.

Basseka C.A., Shandini Y., Tadjou J.M., 2011. Subsurface structural mapping using gravity data of the northern edge of the Congo Craton, South Cameroun. *Geofizika*, 28, 229-245.

Bessaka, A.C., Albert, Eyiké Yomba, A., Kenfack, J.V., Njiteu Tchoukeu, C.D., Som Mbang, M.C., and Shandini Njankouo, Y.S. 2017. Magnetic Anomaly Interpretation of the Northern Congo Craton Boundary: Results from Depth Estimation and 2.5D Modeling. *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 5, 90-101. <https://doi.org/10.4236/gep.2017.512007>

Bessoles, B. et Lasserre, M., 1977. Le complexe de base du Cameroun. *Bull. Soc. Geol., France*, XIX 5, 1085-1092

Bhattacharyya, B.K., Leu, L., 1977. Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies. *Geophysics*, 42, 41–50.

Bhattacharyya, B.K., Leu, L.-K., 1975. Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone National Park: mapping of Curie points isothermal surface for geothermal reconnaissance. *J. Geophys. Res.* 80, 4461–4465.

Blakely, R. J. and Simpson, R. W., 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51, 1494-1498.

Blakely, R., 1988, Curie temperature isotherm analysis and tectonic implications of aeromagnetic data from Nevada, *Journal of Geophysical Research*, 93, 11817–11832.

Blakely, R.J., 1996. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, 441 pages.

Bouiffiane, M., 2008. Cartographies aéromagnétique et magnétique multi-échelles : étude structurale d'une région du Fossé Rhénan. Thèse, Univ., Université Louis Pasteur- Strasbourg I, 206 pages.

Boukéké, D.B., 1994. Structures crustales d'Afrique Centrale déduites des anomalies gravimétriques et magnétiques : le domaine précambrien de la

République Centrafricaine et du Sud Cameroun. Thèse, Univ, Université de Paris Sud, 278 pages.

Briggs, I. C., 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 39,39–48.

Brunet, M., Dejax, J., Hell, J.V., 1997. Les Bassins sédimentaires du Nord-Cameroun : synthèse des travaux du programme PIRCAOC-3^{ième} colloque de stratigraphie et paléontologie de l'Atlantique Sud, 8-13 Mars 1997, Yaoundé, Cameroun, res.

Brunhes, B., David, P., 1903. Étude des anomalies du champ magnétique terrestre sur le Puy de Dôme. *J. Phys. Theories Appliqué*, 2, 202-205.
doi:10.1051/jphystap:019030020020201.

Bullard, E.C., 1949. The Magnetic Field within the Earth. *Proc. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 197, 433-453. doi:10.1098/rspa.1949.0074

Bullard, E.C., 1950. The transfer of heat from the core of the Earth. *Geophys. J. Int.*, 6, 36-41. doi:10.1111/j.1365-246X.1950.tb02971.x

Cahen, L., Sneling, N. J., Delhal, J. and Vail, J. R., 1984. The geochronology and evolution of Africa. Clarendon Press, OXFORD, 169 pages.

Castaing, C., Feybesse, J.L., Thieblemont, D., Triboulet, C., Chevremont, P., 1994. Paleogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks. *Precambrian Res.*, 69, 327-344.

Chambodut, A., 1989. In: Gupta, H.S. Ed., *Encyclopedia of solid earth geophysics*, Springer, Dordrecht, 1: 761–766.

Chapman, D. S. and Pollack, H. N., 1975. Global heatflow: A new look. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, 23-32, 1975.

Chouteau, M., 2002. Géophysique appliquée I : Magnétisme. Ecole Polytechnique de Montréal, 410 pages.

Clifford, T. N., Gass, I. G. 1970. African Magmatism and Tectonics. Oliver and Boyds, Edinburg 1-26.

Collignon, F., 1968. Gravimétrie de reconnaissance de la République Fédérale du Cameroun. Ostrom Paris, 35 pages.

Connard, G., Couch, R. and Gemperle, M., 1983. Analysis of aeromagnetic measurements from the Cascade Range in central Oregon, Geophysics, 48, 376–390.

Cornacchia, M., Dars, R., 1983. Un trait structural majeur du continent africain. Les linéaments centrafricains du Cameroun au Golfe d'Aden. Bulletin de la Société géologique de France, 7, XXV, 101-109.

Corpel, J. et Debeglia, N., 1978. Réinterprétation aéromagnétique Cameroun : Yaoundé-Akonolinga, Ebolowa-Djoum. BRGM/GPH, 120 pages.

Cristopher H. et H. Armstead, 1978. La Géothermie, Exploration – Forage - Exploitation, Edition du Moniteur, Paris, 167 pages.

Denith and Mudge, 2014. Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist-University Printing House, Cambridge University press.

Dentith, M., 2011. Magnetic methods, Airborne. In: Gupta, H.S. Ed., Encyclopedia of solid earth geophysics, vol. 1. Springer, Dordrecht, pp. 761-766.

Dobrin, M.B., Savit, C.H., 1988. Introduction to Geophysical Prospecting, McGraw-Hill, New York, 867 pages.

Dumont, J.F., 1986. Identification par télédétection de l'accident de la Sanaga Eastern Caribbean, Tectonophysics, 590, 38-51.

Elsasser, W.M., 1939. On the Origin of the Earth's Magnetic Field. Phys. Rev. 55, 489-498. doi:10.1103/PhysRev.55.489.

Elsasser, W.M., 1946. Induction Effects in Terrestrial Magnetism Part I. Theory. Phys. Rev. 69, 106 -116. doi:10.1103/PhysRev.69.106.

Eno Belinga, S. M., 1984. Géologie du Cameroun. Univ. Yaoundé Cameroun, 307 pages.

Everett, M.E., 2013. Near-surface applied geophysics. Cambridge University Press, 441 pages.

Evjen, H.M., 1936. The place of the vertical gradient in gravitational interpretations. *Geophysics*, 1, 127-136.

Feumoe, A. N. S., Ndougsa-Mbarga, T., Manguelle-Dicoum, E. and Derek Fairhead, J., 2012. Delineation of tectonic lineaments using aeromagnetic data for the south-east Cameroon area. *Geofizika*, 29, 33-50.

Feumoe, A.N.S. et Ndougsa Mbarga, T., 2017. Curie Point Depth Variations Derived from Aeromagnetic Data and the Thermal Structure of the Crust at the Zone of Continental Collision South-East Cameroon. *Geophysica* 2017, 52(1), 31–45.

Feybesse, J.L., Johan, V., Maurizot, P., Abessolo, A., 1986. Mise en évidence d'une nappe syn-métamorphe d'âge éburnéen dans la partie Nord-Ouest du craton zaïrois, Sud-Ouest Cameroun. In: Les formations birrimiennes en Afrique de l'Ouest. Compte rendu de conférences. Occasional Publications-CIFEG. 105-111.

Feybesse, J.L., Johan, V., triboulet, C., Guerrot, C., Mayaga-mikolo, F., Bouchot, V., Eko n'dong, J., 1998. The west Central Africa belts: a model of 2.5-2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution. *Precambrian Research* 87, 161-216.

Finn, C. A. and Ravat, D., 2004. Magnetic depth estimates and their potential for constraining crustal composition and heat flow in Antarctica. *EOST. Am. Geophys. Un.*, 85, Fall meeting Suppl., Abstract, T11A-1236.

Foss, C., 2011. Magnetic data Enhancement and Depth Estimation. H. Gupta, Ed. *Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 736-746.

Gazel J. et Guiraudie C., 1965. Notice explicative sur la région AbongMbang-Ouest 1/500 000. D.M.G. Yaoundé, Cameroun, 29 p., index, 1 carte.

Gazel, J., Hourcq, V. et Nicklès, M., 1956. Carte géologique du Cameroun à 1/1000.000, 2 feuilles avec notice explicative. Bulletin Direction Mines et Géologie Cameroun, N° 2.

Gazel, J., 1954. Carte géologique de reconnaissance du Cameroun. Feuille N° : NB.33. S.O.E.030. Dressée et publiée par le Service des Mines du Cameroun.

Genik, G.J., 1992. Regional framework, structural and petroleum aspects of rift basins Niger, Chad and Central African Republic C.A.R. *Tectonophysics*, 213, 169- 185.

Giraud, R., Bellion, Y., Benkhelil, J. and Moreau, C., 1987. Post-Hercycian tectonics in Northern and Western Africa. *Geol. J.*, pp.433-466.

Gunn, P., Minty, B., et Milligan, P., 1997b. The Airborne Gamma-Ray Spectrometric Response Over Arid Australian Terranes. In A. Gubins Ed., *Proceedings of Exploration 97: Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, pp. 733-740.

Hinze, W.J., Von Frese, R.R.B., Saad, A.H., 2013. *Gravity and Magnetic Exploration: Principles, Practices, and Applications.* Cambridge University Press, 530 pages.

Hsu, S-K., Coppens, D., and Shyu, C-T., 1998. Depth to magnetic source using the generalized analytic signal. *Geophysics*, 63, 1947–1957.

Hsu, S-K., Sibuet, J-C., and Shyu, C-T., 1996. High-resolution detection of geologic boundaries from potential-field anomalies: An enhanced analytic signal technique. *Geophysics*, 61, 373–386.

Hussein, M., Mickus, K., and Serpa, L., 2012, Curie point depth estimates from aeromagnetic data from Death Valley and surrounding regions, California. *Pure and Applied Geophysics*, 170, 617–632.

Jegouzo, P., 1984. Evolution du Sud-ouest Cameroun durant l'orogénèse panafricaine ; association des tectoniques cisailante et chevauchante. *Colloque chevauchement et déformation, Toulouse* : 123, 14 pages.

Kankeu, B., Greilingb, R.O., Nzenti, J.P., 2009. Pan-African strike–slip tectonics in eastern Cameroon-Magnetic fabrics AMS and structure in the Lom basin and its gneissic basement. *Precambrian Research*, 174, 258-272.

Keating, P., and Pilkington, M., 2004. Euler deconvolution of the analytic signal and its application to magnetic interpretation. *Geophysical Prospecting*, 52, 165–182.

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. *C. R. Geoscience*, 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. *C. R. Geoscience* 338, 521-526.

Laplaine, L., 1971. Notice explicative sur la feuille Nola (Partie Cameroun) de la carte de reconnaissance au 1/500000. Dir. Mines et geol. Cameroun, Yaoundé, 42 pages.

Lasserre, M., Soba, D., 1976. Age libérien des granitoïdes et des gneiss à pyroxène du Cameroun méridional. *Bulletin du B.R.G.M*, 2,17-32.

Leu, L., 1982. Use of reduction-to-the-equator process for magnetic data interpretation. *Geophysics*, 47, 445-45.

Li, X., 2010 Magnetic reduction-to-the-pole at low latitudes: observations and considerations. *The Leading Edge*, 27, 990–1002.

London, M., Cambridge, G and Larmor, J., 1919. How could a rotating body such as the Sun become a magnet. *Rep. Brit. Assoc. Adv. Sci* 159, 412.

Larmor, J., Joseph, S. - 1919 - Possible rotational origin of magnetic fields of Sun and Earth. *Electr. Rev.*, 85, 212.

MacLeod, I.C., Jones, K., and Dai, T.F., 1993. 3-D analytic signal in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes. *Explor. Geophys.*, 24, 679–688.

Maden, N., 2010 Curie-point depth from spectral analysis of magnetic data in Erciyes stratovolcano central Turkey. *Pure and Applied Geophysics*, 167, 349-358.

Manguelle-Dicoum, E., 1988. Etude géophysique des structures superficielles et profondes de la région de Mbalmayo Cameroun. Thèse de Doctorat d'Etat ès Science, Spécialité Géophysique, Université de Yaoundé, 202 pages.

Manguelle-Dicoum, E., 2013. Preliminary evaluation of limestone and barren stratum layers thicknesses using audiomagnetotelluric soundings in the Mintom area, southern East of Cameroon. *Disaster Advances*, vol. 6(2), 66-92

Maurin, J.C. and Giraud, R., 1990. Relationships between tectonics and sedimentation in the Barremo-Aptien intracontinental basins of northern-Cameroon. *J. Afri. Earth sci.*, 10, 1/2, 331-340.

Maurizot P., Abessolo A., Feybesse J.L., Johan J., Lecomte P., 1986. Etude et prospection minière du Sud-Ouest Cameroun, synthèse des travaux de 1978 à 1985, 1986, BRGM, rapport 85 CMR 066, 274 p. (unpublished).

Maus, S. and Dimri, V. P., 1996. Depth estimation from the scaling power spectrum of potential field. *Geophys. J. Int.*, 124, 113–120.

May, P.R., 1971. Patterns of Triassic-Jurassic diabase dykes around the North Atlantic in the context positioning of the continents. *Geol. Soc. Ameri. Bull.*, 82, 1225-1292.

Mbom-Abane, S., 1997. Investigation géophysique en bordure du Craton du Congo région d'Abong-Mbang/Akonolinga, Cameroun et implications structurales. Thèse Doctorat d'Etat ès Sciences, Univ., de Yaoundé I, Fac. Sciences, 187 pages.

Meying A, Ndougsa Mbarga T, Gouet D, Assembe S.P., 2013. Near surface fractures evidence from Audio-Magnetotelluric AMT investigation in Ayos-Nguelemendouka area Eastern Cameroon. *International Journal of Geosciences*, 4, 480-493.

Meying, A., 2011. Investigations crustales profondes et superficielles par méthode audio magnétotellurique AMT dans la région Ayos-Nguelmendouka Cameroun. Thèse de Doctorat/Phd de l'Université de Yaoundé I, 139 pages.

Meying, A., Ndougsa Mbarga, T., and Manguelle-Dicoum, E., 2009. Evidence of fractures from the image of the subsurface in the Akonolinga-Ayos area Cameroon by combining the Classical and the Bostick approaches in the interpretation of audiomagnetotelluric data. *Journal of Geology and Mining Research*, 18, 159-171.

Mickus, K., and Hussein, M., 2015. Curie Depth Analysis of the Salton Sea Region, Southern California. *Pure and applied geophysics*, 172 (6), 1383-1780.

Miller, H. G., Singh, V., 1994. Potential field tilt a new concept for location of potential field sources. *Journal of applied Geophysics*, 32, 213-217.

Milson, 2003. Field geophysics. Third edition, University College London, 249 pages.

Mioara Manda et Isac, A, I., 1989. Encyclopedia of Solid Earth Geophysics Encyclopedia of Earth Sciences Series, 381-386.

Moreau, C., Regnault, J. M., Deruelle, B. and Robineau, B., 1987. A new tectonic model for the Cameroon line, Central Africa. *Tectonophysics*. 141, 317-334.

Muffler L.J.P., Costain J. K., foley d., Sammel E.A., Youngquist W., 1979: Nature and distribution of geothermal energy. *Revue Geothermal Ressources Council – Special repport N° 7*, 1-13.

Mvondo, H., Den-Brok, S. W. J., Mvondo-Ondoa, J., 2003. Evidence for symmetric extension and exhumation of the Yaoundé nappe Pan-African Fold Belt, Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.*, 35, 215-231.

Mvondo, H., Owona, S., Mvondo-Ondoa, J., Essono, J., 2007. Tectonic evolution of the Yaoundé segment of the Neoproterozoic Central African Orogenic Belt in southern Cameroon. *Can. J. Earth Sci.*, 44, 433-444

Nabi, S. H. A., 2012. Curie point depth beneath the Barramiya-Red sea coast area estimated from spectral analysis of aeromagnetic data. *J. Asian Earth Sci.*, 43, 254–266.

Nabighian, M. N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation, *Geophysics*, 37, 507-517.

Nabighian, M. N., 1974. Additional comments on the analytic signal of two signal amplitude. *Geophysics* 39, 85-92.

Nabighian, M. N., 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations, *Geophysics*, 49, 780-786.

Nabighian, M.N., Grauch, V.J.S., Hansen, R.O., LaFehr, T.R., Li, Y., Peirce, J.W., Phillips, J.D., Ruder, M.E. - 2005b - The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, 70, 33ND-61ND. doi:10.1190/1.213378.

Ndougsa-Mbarga, T., 2004. Etude géophysique par methode gravimétrique des structures profondes et superficielles de la région de Mamfé. Thèse Doctorat Ph.D, Univ. , de Yaoundé I, 265 pages.

Ndougsa-Mbarga, T., Feumoe, A. N. S., Manguelle-Dicoum, E. and Fairhead, J. D., 2012. Aeromagnetic Data Interpretation to Locate Buried Faults in South-East Cameroon. *Geophysica*, 48 (1-2), 49-63.

Ndougsa-Mbarga, T., Manguelle-Dicoum, E., Tabod, C.T., and Mbom-Abane, S., 2003. Modelisation d'anomalies gravimétriques dans la region de MenguemeAkonolingaCameroun. *Sci. Technol. Dev.*, 10, 67-74.

Ndougsa-Mbarga, T., Njilah, I. K., Nni, J. and Nana, J., 2010. Note on the Review of Earthquakes on Cameroon Territory. *Journal of Civil Protection, Ministry of Territorial Administration*, 3, 65-67.

Ngako, V., Affaton, P., Nnange, J.M., Njanko, T., 2003. Pan-African tectonic evolution in the central and the southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements. *J. Afr. Earth Sci.*, 36: 207-214.

Ngako, V., and Njonfang, E., 2011. Plates Amalgamation and Plate Destruction, the Western Gondwana History, Tectonics, Dr. Damien Closson Ed., ISBN: 978-953-307-545-7, InTech, Available from: <http://www.intechopen.com/books/tectonics/plates-amalgamation-and-plate-destruction-the-western-gondwana-history>.

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

Nwankwo, L., Shehu, A., 2015. Evaluation of Curie-point depths, geothermal gradients and near-surface heat flow from high-resolution aeromagnetic HRAM data of the entire Sokoto Basin, Nigeria. *J Volcanol Geotherm Res*, 305, 45–55.

Nzenti, J. P., Barbey, P., Jegouzo, P, Moreau, C., 1984. Un nouvel exemple de ceinture granulitique dans une chaîne protérozoïque de collision : les migmatites de Yaoundé au Cameroun. *C.R. Académie des Sciences Paris* 299: 1197-1199.

Nzenti, J.P., Barbey, P., Macaudiere, J. and Soba, D., 1988. Origin and Evolution of the Precambrian high grade Yaounde gneiss Cameroon. *Precambrian Res.*, 38, 91-109.

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

O’Connell, M. D., and Owers, M., 2008. A line spacing compression method and an improved minimum curvature operator for grid interpolation of airborne magnetic surveys. *Exploration Geophysics*, 39, 148–154.

O’Connell, M. D., Smith, R. A., and Vallee, M. A., 2005. Gridding aeromagnetic data using longitudinal and transverse horizontal gradients with the minimum curvature operator. *The Leading Edge*, 24, 142–145.

Okubo, Y., J. R. Graf, R. O. Hansen, K. Ogawa, and H. Tsu., 1985. Curie point depths of the island of Kyushu and surrounding areas, Japan, *Geophysics*, 53, 481–494.

Olinga, J. B., 2003. Cadre géodynamique et évolution tectonométamorphique des ensembles cristallophylliens d’Awae et d’Ayos Sud – Cameroun. Thèse de Doctorat PhD, Spécialité Pétrologie et Géologie Structurale, Université de Yaoundé I, Fac. Sciences, 156 pages.

Olinga, J. B., Mpesse, J. E., Minyem, D., Ngako, V., Ndougsa-Mbarga, T. and Ekodeck, G. E., 2010. The Awaé - Ayos strike-slip shear zones Southern-Cameroon: Geometry, kinematics and significance in the late Panafrican tectonics. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 257(1), 1-11.

Paterson, Grant and Watson Ltd, 1976. Etudes aéromagnétiques sur certaines régions de la République Unie du Cameroun. Rapport d’interprétation. A.C.D.I. TORONTO, 192 pages.

Penaye, J., Toteu, S.F., Van Schmus, W. R. and Nzenti, J.P., 1993. U-Pb and Sm-Nd preliminary geochronologic data on the Yaounde series, Cameroun: re-interpretation of the granulitic rocks as the suture of a collision in the Central Africa belt. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 317 II, 789-794.

Phillips, J. D., 2000. Locating magnetic contacts: A comparison of the horizontal gradient, analytic signal, and local wavenumber methods: 70th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 402-405.

Phillips, J.D., 1998. Processing and Interpretation of Aeromagnetic Data for the Santa Cruz Basin- Patahonia Mountains Area, South-Central Arizona: U.S. Geological Survey Open-File Report 02-98.

Pin, C., Poidevin, J.L., 1987. U-Pb zircon evidence for a Pan-African granulite facies metamorphism in the Central Africa Republic. A new interpretation of High grade series of the northern border of the Congo craton. *Precambrian Research*, 36, 303-312.

Pinna P., Abessolo A., Angel J.M., Mananga G., Mekoulou T.M., Vernhet Y., Viallefond L. Inventaire minier du Centre-Nord Cameroun 2^{ème} phase, 1987, BRGM, rapport 87 CMR 207, 169 pages.

Poidevin, J. L., 1985. Le Protérozoïque supérieur de la République Centrafricaine. *Ann. Mus. Roy. Afr. Centr., Sci. Geol.*, 91, 74 pages.

Poidevin, J.L., 1983. La tectonique panafricaine à la bordure Nord du craton du congolais. L'orogénèse des "Oubanguides". *Abstracts 12th Afr. Geol. Tervuren*: 75.

Pollack, H., Hurter, S., and Johnson, J., 1993. Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set. *Reviews of Geophysics* 31, 267–280.

Porada, M., 1984. Pan African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil. *Precambrian research*, 44, 103-136.

Poudjom-Djomani, Y.H., 1993. Apport de la gravimétrie à l'étude de la lithosphère continentale et implications géodynamiques : étude d'un bombement intaplaque: le massif de l'Adamaoua Cameroun. Thèse de Doctorat, Université de Paris Sud, Centre d'Orsay, 294 pages.

Rahman M., Ullah S.E., 2013. Constrained interpretation of aeromagnetic data using tilt-angle derivatives from north-western part of Bangladesh. *Glob. Adv. Res. J. Eng Technol. Innov.*, 2, 196-204.

Rajaram, M., 2009. What's new in interpretation of magnetic data? *Geohorizons*, 50-51.

Rajaram, M., 2007. Depth to Curie Temperature, In Gubbins, D., Herrero-Bervera, E. eds.-*Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*-Springer, 157–159.

Ravat, D., Pignatelli, A., Nicolosi, I., and Chiappini, M., 2007. A study of spectral methods of estimating the depth to the bottom of magnetic sources from near-surface magnetic anomaly data, *Geophys. J. Int.*, 169, 421–434.

Reeves, C., 2005. *Aeromagnetic survey: principles, practice et Interpretation.* Published by Geosoft, 155 pages.

Regnault, J.M., 1986. *Synthèse géologique du Cameroun.* Yaoundé : Ministère des Mines, de l'Eau et de l'Energie, Direction des Mines et de la Géologie, 119 pages.

Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. J. and Somerton, I. W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler Deconvolution: *Geophysics*, 55, 180-191.

Reynolds, J.M., 2011. *An introduction to applied and environmental geophysics.* John Wiley et Sons, 446 pages.

Roest, W. R., Verhoef, J., and Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3-D signal analytic, *Geophysics*, 57, 116-125.

Rolin, P., 1992. Présence d'un chevauchement ductile majeur d'âge panafricain dans la partie centrale de la République Centrafricaine : Résultats préliminaires. *CR Acad. Sci. Paris*, 315, 467–470.

Rolin, P., 1995. La zone de décrochement panafricain des Oubanguides en République Centrafricaine. *C.R. Acad. Sc., Paris*, 320 IIA, 63-69.

Ross, H.E., Blakely, R.J., Zoback, M.D., 2006. Testing the use of aeromagnetic data for the determination of Curie depth in California. *Geophysics* 71, L51–L59.

Saada, A.S., 2015. Edge Detection and Depth Estimation from Magnetic Data of Wadi Araba, Eastern Desert- Egypt. *Journal of Applied Geology and Geophysics*, 3(6), 33-45.

Salem, A., William, S., Fairhead, D., Ravat, D., Smith, R., 2007. Tilt-depth method: a simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. *The Leading-Edge*, 150, 2-5.

Salem, A., Williams, S., Fairhead, D., Smith, R., Ravat, D., 2008. Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives. *Geophysics*, 73, 1-10.

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 do Instituto de Geociências*, 331, 73-82.

Shandini, Y. Tadjou, J.M, Tabod, C.T, and Basseka, A., 2011. Delineating deep Basement faults of south Cameroon area. *World Applied Science Journal*, 14, 611–615.

Shandini, Y. and Tadjou, J.M., 2012. Interpreting gravity anomalies in south Cameroon, central Africa. *Earth Sciences Research Journal*, 16, 5–9.

Shuey, R.T. and Pasquale, A.S., 1973. End corrections in magnetic profile interpretation. *Geophysics*, 31, 362-37.

Shuey, R. T., Schellinger, D. K., Tripp, A. C., and Alley L. B, 1977. Curie depth determination from aeromagnetic spectra. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 50, 75–101.

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

Stampolidis, A., Kane, I., Tsokas, G.N., Tsourlo, P., 2005. Curie point depths of Albania inferred from ground total field magnetic data. *Surveys in Geophysics*, 26, 461–480.

Stavrev, P.Y., 1997. Euler deconvolution using differential similarity transformation of gravity or magnetic anomalies. *Geophysical Prospecting* 45, 207-246.

Tadjou, J.M., Nouayou, R., Kamguia, J., Kande, H.L. et Manguelle-Dicoum, E., 2009. Gravity analysis of the boundary between the Congo craton and the Pan-African belt of Cameroon. *Austrian J. Earth Sci.*, 102, 71-79.

Takherist, D., 1991. Structure crustale, subsidence mésozoïque et flux de chaleur dans les bassins nord-sahariens Algérie. Thèse de Doctorat, 236 pages.

Talwani, M., Worze, J.L. and Landismam, M., 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Research*, 64, 49-59.

Talwani M. Heirtzler, J.R., 1964. Computations of magnetic anomalies caused by two-dimensional structures of arbitrary shape, In: *Computers in the mineral industries*: G. Parks, Ed., Stanford Univ., 464-480.

Tanaka, A., Okubo, Y. and Matsubayashi, O., 1999. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics*, 306, 461–470.

Tchameni, R., (1997). Géochimie et géochronologie des formations de l'Archéen et du Paléoproterozoïque du Sud-Cameroun (Groupe du Ntem, craton du Congo). Thèse Doctorat Université d'Orléans, France 356 pages

Telford, W.M., Geldart, L.P., Sherriff, R.E., Keys, D.A., 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 860 pages.

Thompson, D.T., 1982. EULDPH: A new technique for making computer assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47, 31-37. DOI: 10.1190/1.1441278.

Thurston, J. B., and Smith, R. S., 1997. Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using the SPITM method. *Geophysics*, 62, 807-813.

Tokam, A.P.K., Tabod, T.C., Nyblade, A.A., Douglas, A.J.J., Pasyanos, W.M.E., 2010. Structure of the crust beneath Cameroon, West Africa, from the joint inversion of Rayleigh wave group velocities and receiver functions. *Geophysical Journal International*, 1-16.

Toteu, S.F., 1987. Chronologie des grands ensembles structuraux de la région de Poli. Accrétion crustale dans la chaîne Panafricaine du Nord Cameroun. Thèse Doctorat d'Etat, Université Nancy I, 197 pages.

Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., and Nyobe, J.B. 1994. U-Pb and Sm-Nd evidence for eburnean and panafrican high grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Pre. Res.*, 67,321-347.

Trifonova, P., Zhelev, Z., Petrova, T. and Bojadgieva, K., 2009. Curie point depths of Bulgarian territory inferred from geomagnetic observations and its correlation with regional thermal structure and seismicity. *Tectonophysics*, 473, 362–374.

Trompette, R. 1994. Geology of Western Gondwana 2000–500 Ma, Pan-African–Brasiliano, aggregation of South America and Africa, Balkema, A. A., Rotterdam, 350 pages.

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. *Bull. Inst. Sci. Rabat, section Sciences de la Terre*, n° 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, 23-30.

Vauche, A., Kessler, S.F., Lecorche, J.P. and Villeneuve, M., 1987. Southward extrusion tectonics during the carboniferous Africa-North America collision. *Tectonophysics*, 142, 317-322.

Verduzco, B., Fairhead J.D., Green C.M., and MacKenzie C., 2004 New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*, 23, 116-119, DOI: 10.1190/1.1651454.

Vicat, J.P., 1998. Esquisse géologique du Cameroun, GEOCAM 1/1998, Presses Universitaires de Yaoundé I, 3 -11.

Vignès-Adler, M., Le Page, A. and Alder, P.M., 1991. Fractal analysis of fracturing in two African regions from satellite imagery to ground scale. *Tectonophysics*, 16, 69-86.

Yandjimain, J., Ndougsa-Mbarga, T., Meying, A., Bi-Alou, M.B., Ngoumou, P.C., Assembe, S.P., Ngoh J.D. and Owono-Amougou, O.U.I., 2017. Combination of Tilt-angle and Euler Deconvolution Approaches to Determine Structural Features from Aeromagnetic Data Modeling over Akonolinga-Loum Area Centre-East, Cameroon. *International Journal of Geosciences*, 8, 925-947.

ANNEXES

LES PUBLICATIONS ISSUES DE LA THESE

1. **Mono, J.A., Ndougsa-Mbarga, T., Tarek, Y., Ngoh, J.D. (2018).** Estimation of Curie-point depths, geothermal gradients and near-surface heat flow from spectral analysis of aeromagnetic data in the Loum–Minta area (Centre-East Cameroon). *Egyptian Journal of Petroleum*, 27, 1291–1299. doi.org/10.1016/j.ejpe.2018.07.002
2. **Mono, J.A., Ndougsa-Mbarga, T., Bikoro-Bi-Alou, M., Ngoh, J.D., Owono, O.U. (2018)** Inferring the subsurface basement depth and the contact locations from aeromagnetic data over Loum–Minta area (Centre-East Cameroon). *International Journal of Geoscience*, Vol 9(7), 435-459. doi.org/10.4236/ijg.2018.97028
3. **Mono, J.A., Bikoro-Bi-Alou, M., Meying, A., Ndougsa-Mbarga, T., Assembe, P., Kofané, T.C. (2019).** Crustal structure and tectonic setting over the Panafrican domain in Loum-Minta area (Centre-East Cameroon) from aeromagnetic analysis). *Journal of Geoscience and Environment Protection*, Vol 7, 61-83. doi.org/10.4236/gep.2019.74005



Full Length Article

Estimation of Curie-point depths, geothermal gradients and near-surface heat flow from spectral analysis of aeromagnetic data in the Loum – Minta area (Centre-East Cameroon)

Jean Aimé Mono ^{a,b,*}, Théophile Ndougssa-Mbarga ^{a,c}, Yara Tarek ^d, Jean Daniel Ngoh ^a, Olivier Ulrich Igor Owono Amougou ^a

^a Postgraduate School of Sciences, Technologies & Geosciences, University of Yaoundé I, Yaoundé, Cameroon

^b Basic Sciences Teaching Department of Advanced Technical Teacher Training School, University of Douala, Cameroon

^c Department of Physics, Advanced Teacher Training College, University of Yaoundé I, Yaoundé, Cameroon

^d Exploration Department, Egyptian Petroleum Research Institute, Cairo, Egypt



ARTICLE INFO

Article history:

Received 31 March 2018

Revised 18 July 2018

Accepted 29 July 2018

Available online 5 September 2018

Keywords:

Curie point depth

Spectral analysis

Geothermal

Heat flow

Aeromagnetic

ABSTRACT

The current study deals with an estimate the Curie point depth, Heat flow and geothermal gradient from spectral analysis of aeromagnetic data in the Loum – Minta area, Centre-East Cameroun. Aeromagnetic data reduce to equator was divided into 5 blocks. All of the blocks overlapped with adjoining blocks by 50 percent and each block analyzed using the spectral centroid method to obtain depth to the top, centroid and bottom of magnetic sources. The depth values were subsequently used to evaluate the Curie-point depth (CPD), geothermal gradient and near-surface heat flow in the study area. The result shows that the CPD varies between 5.22 and 14.35 km with an average of 9.09 km, the geothermal gradient varies between 40.42 and 111.11 °C/km with an average of 72.24 °C/km, and the resulting heat flow varies between 101.05 and 277.77 mW m⁻² with an average of 180.59 mW m⁻². Such heat flow values are suggestive of anomalous geothermal conditions and are recommended for detailed geothermal exploration.

© 2018 Egyptian Petroleum Research Institute. Production and hosting by Elsevier B.V. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

1. Introduction

The study area lies in the northern part edge of the Congo Craton (CC), in the central-east area of Cameroon (Central African fold belt zone). It extends from latitudes 4° 00' to 5° 00'N and longitudes 12° 00' to 13° 00'E (Fig. 1). The surface area of the study region covers approximately 9259.07 km². In Cameroon, extensive geophysical investigations have been largely confined to regional and local geological structures study, oil–gas exploration, and mineral surveys. Geothermal investigations have not received enough attention across the Cameroon landscape. There is a missing gap in crustal temperature information of Cameroon. Hence, this study can be a significant contribution for the exploration of geothermal fields in the future.

The objective of this investigation is to apply spectral analysis on aeromagnetic data over the Loum-Minta area in order to estimate the CPD and to deduce the geothermal gradient and heat flow in order to explore the geothermal potential. Furthermore, the

geothermal gradient using Curie-point has never been applied in the studied area before.

2. Geological and tectonic setting

The study area is at the limit of the granite formations, which occupies the greater part of Adamaoua and the Yaoundé domain. The Yaoundé Domain consists of an extensive tectonic nappe that was thrust onto the Congo Craton (CC) during the Pan-African collision [1]. Thrust slices of metasedimentary rocks with poorly constrained ages of ~626 Ma [2] are common in the Yaoundé Domain [1]. The geological maps of [3] (Fig. 1) show the granite-covered area and the ancient metamorphic series of Nanga-Eboko that is mainly composed of ectinites and migmatites. The more recent and less metamorphosed series of Akonolinga consists mainly of chlorite-schist and quartzite occurs the southern part of the study area. The tectonic facts revealed that, the area of study is characterized by four phases of deformations D₁–D₄ [4]. A D₁-early tectonic event, responsible of the E–W foliation which has been progressively transposed by a D₂ tectonic event. A D₂ event has developed heterogeneous simple shear in a dextral transpressive

Peer review under responsibility of Egyptian Petroleum Research Institute.

* Corresponding author.

E-mail address: monojeanaim@yahoo.fr (J.A. Mono).

<https://doi.org/10.1016/j.ejpe.2018.07.002>

1110-0621/© 2018 Egyptian Petroleum Research Institute. Production and hosting by Elsevier B.V.

This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

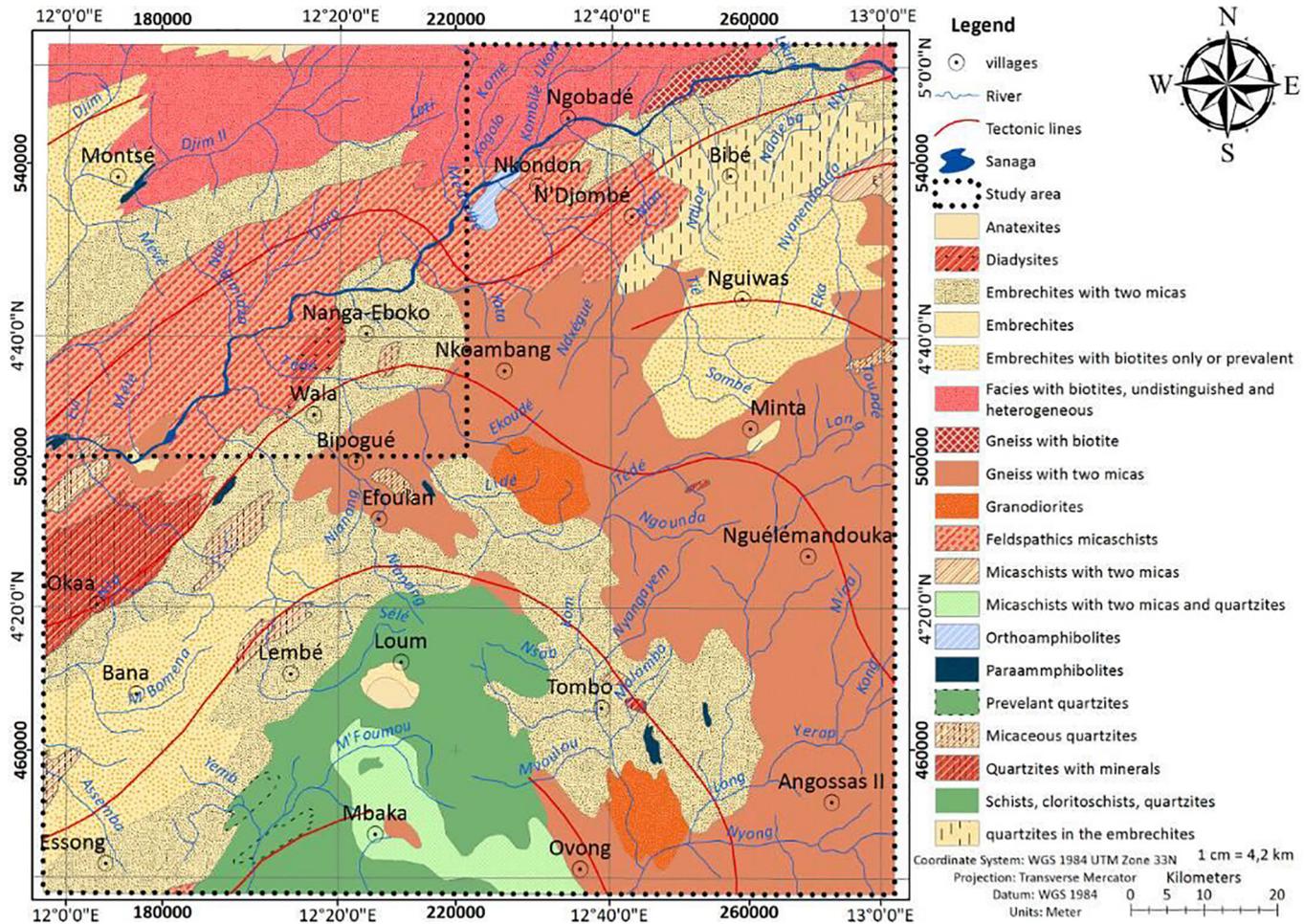


Fig. 1. Geology map of the study area [3].

context with moderate to strong dipping NE–SW striking foliation; a D_3 tectonic event has lead to a sinistral N–S ductile shear characterized by N- to ENE-striking foliation and E–W strike-slip shear corridors and a D_4 tectonic event that developed N–S dextral ductile strike-slip deformation.

3. Materials and method

3.1. Aeromagnetic data

The data set use in the present study is from an aeromagnetic survey covering some parts of Cameroon territory. This aeromagnetic survey was conducted in 1970 by Survair Limited (Ottawa) as part of a cooperative agreement between the Canadian and the Cameroon governments. The flying height was 235 m, flight lines had an N–S direction with 750 m interlines space. After correction of the measurements for the temporal variations of the magnetic field, the total magnetic intensity (TMI) anomaly (Fig. 2) was deduced by subtracting the theoretical geomagnetic field or IRGF (International Geomagnetic Reference Field) at each station. The TMI was reduced to the equator (RTE) (Fig. 3) to correct the shape and the peak of the magnetic anomalies over their causative bodies. The RTE correction applied assumed a declination of -5.73° and an inclination of -15.92° utilizing the FFTFIL (Fast Fourier Transform Transform Filtering) program (Geosoft Oasis Montaj 8.3).

3.2. Method

One of the methods of examining thermal structure of the crust is the estimation of the CPD, using aeromagnetic data [5]. Various studies have shown correlations between Curie temperature depths and average crustal temperatures, leading to viable conclusions regarding lithospheric thermal conditions in a number of regions around the world [6]. Diverse methods have been described by several Authors [7–10] for estimating the Curie depth. The method adopted to estimate CPDs from the aeromagnetic anomaly data by [9] and [10] was used in this study. This method is based on the calculation of the depth of a magnetic source from the power spectrum of magnetic anomalies after transformation of data into frequency domain. The top and centroid depths of the magnetic sources are given as Z_t and Z_0 by Okubo et al. (1985), respectively. The CPD (Z_b) after [9] is then obtained from:

$$Z_b = 2Z_0 - Z_t \quad (1)$$

The geothermal gradient (dT/dz) between the Earth's surface and the Curie point depth (Z_b) can be defined by Eq. (8) [9,10]:

$$\frac{dT}{dz} = \frac{\theta_c}{Z_b} \quad (2)$$

where θ_c is the curie temperature.

In addition, the geothermal gradient can be associated to the heat flow Q by using Eq. (3):

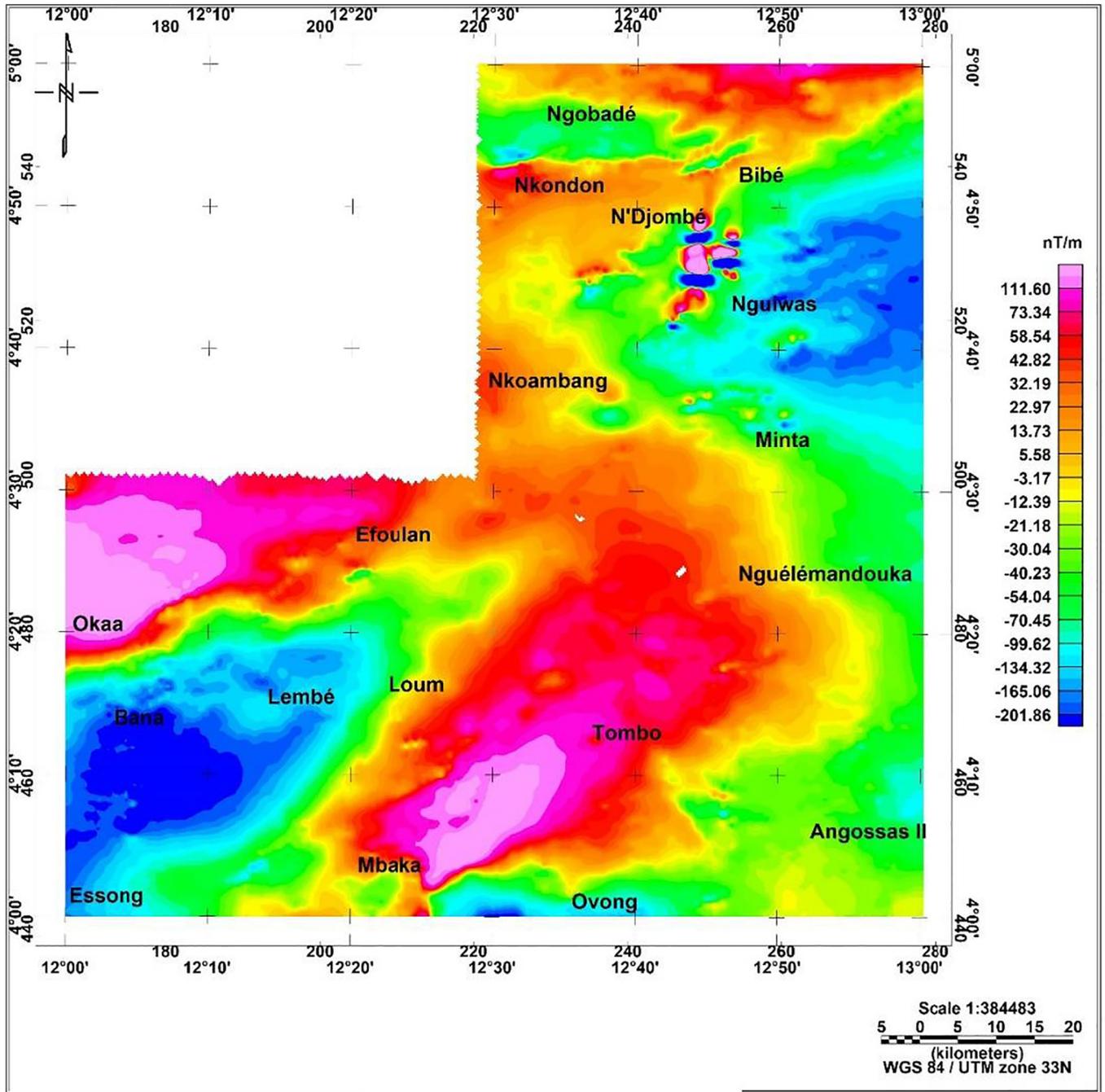


Fig. 2. Total magnetic intensity (TMI) anomaly map of the area.

$$Q = \lambda \frac{\theta_c}{Z_b} \tag{3}$$

where λ is the coefficient of thermal conductivity.

4. Result and discussion

Researchers have preferred several window sizes to estimate CPD in literature ([9,11–13]). In this study, TMI-RTE map was divided into five overlapping (overlapped 50% with the adjacent blocks) square blocks having the size of $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (shown as the block numbers of 1, 2, 3 4 and 5 in Fig. 4) where the centers of the blocks are marked with a black circle. In each block, power spectrum was applied using Oasis Montaj 8.3 software in order

to calculate the depth to top (Z_t) and centroid (Z_o) depths of magnetic sources. Fig. 5 shows two examples of power spectrum of the aeromagnetic data from two blocks: block 4 and block 5. From the relation of $Z_b = 2Z_o - Z_t$, the CPD (Z_b) was computed, following the [9] procedure. The geothermal gradient (dT/dZ) was calculated using the formula of Eq. (2) and the Eq. (3) was finally applied to estimate the heat flow of the study area. In this calculation, the Curie point temperature was assumed to be 580C and thermal conductivity $2.5 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$ as an average value for the igneous rocks over basement. The results of the estimated depths, geothermal gradient and heat flow for the 5 blocks are shown in Table 1.

According to the Table 1, the depth to top of magnetic source ranges between 5.16 and 3.16 km with an average value of 4.45 km, the centroid depth ranges between 4.19 and 9.61 km with

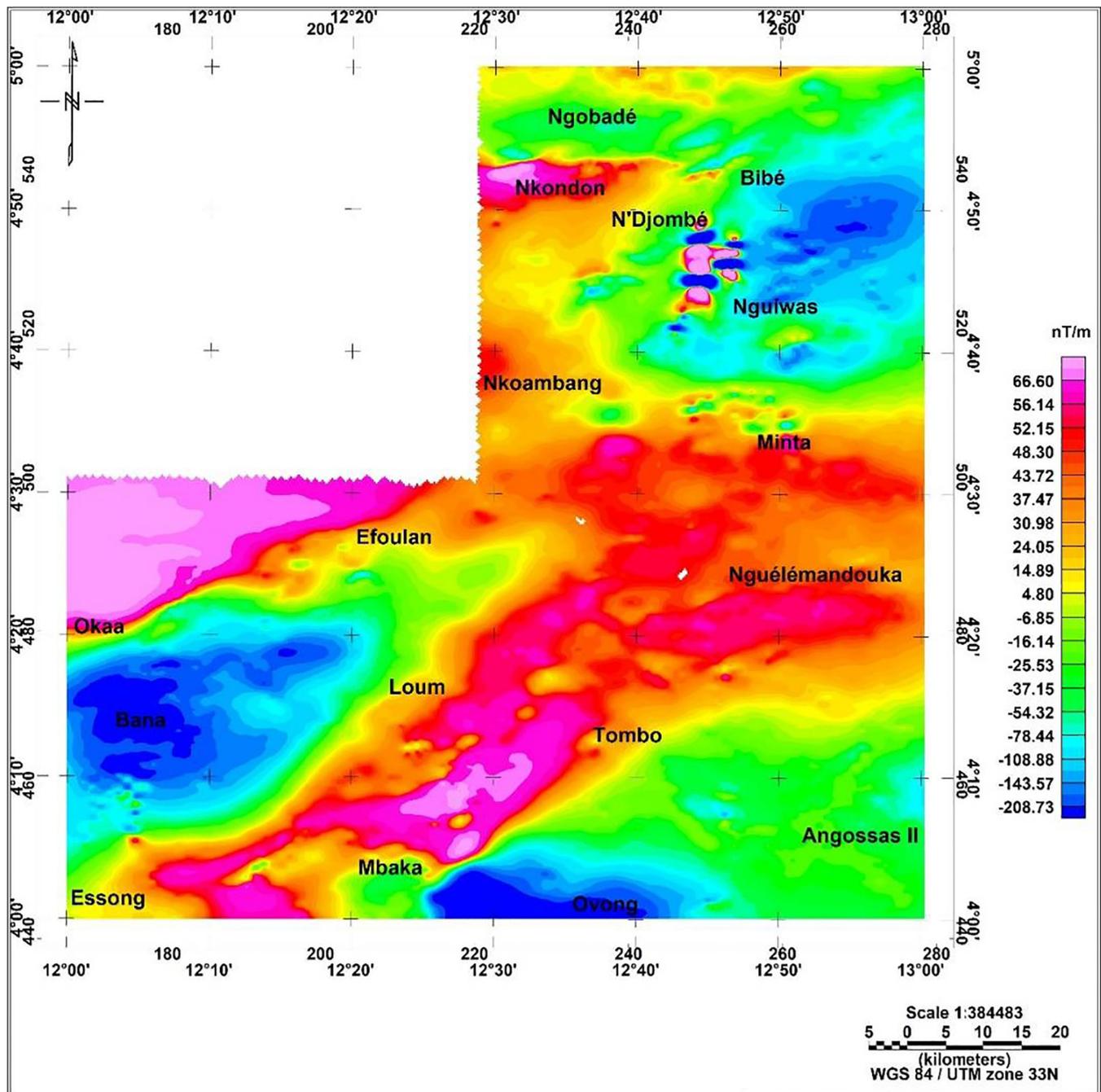


Fig. 3. Total magnetic intensity Reduced to equator of (TMI-RTE) map of the area.

an average value of 6.77 km, and the CPD values vary between 5.22 and 14.35 km with an average value of 9.09 km. Fig. 6 shows the CPD values variation in the Loum-Minta area with the shallowest parts (less than 8 km) in the north-eastern and south-eastern; whereas the maximum value is located in the western part. The CPD estimates the average bottom depth of magnetic sources and it is believed they reflect the thermal structure of the region. [10] showed that Curie point depths are shallower than about 10 km in volcanic and geothermal areas, 15–25 km at island arcs and ridges, deeper than 20 km at plateaus, and deeper than 30 km at trenches.

Table 1 similarly discloses that geothermal gradient vary between 40.42 and 111.11 °C/km with an average value of 72.24 °C/km, while heat flow parameters vary between 101.05

and 277.77 mW/m² with an average value of 180.59 mW/m², respectively. Figs. 7 and 8 show the contour maps for the geothermal gradient and heat flow, respectively. Fig. 9 and Fig. 10 give the variation of geothermal gradient and heat flow with the estimated CPD respectively. In the study area, the geothermal gradient and heat flow values decrease significantly with the deepening of Curie point depth as it shown in Figs. 9 and 10 below.

All the current literature states that the Curie point depth and of course heat flows are greatly dependent upon geological conditions. Heat flow is the primary observable parameter in geothermal exploration. Generally, the units that comprise high heat flow values correspond to volcanic and metamorphic regions since these two units have high heat conductivities. Additionally, tectonically active regions affect heat flow significantly. The average heat flow

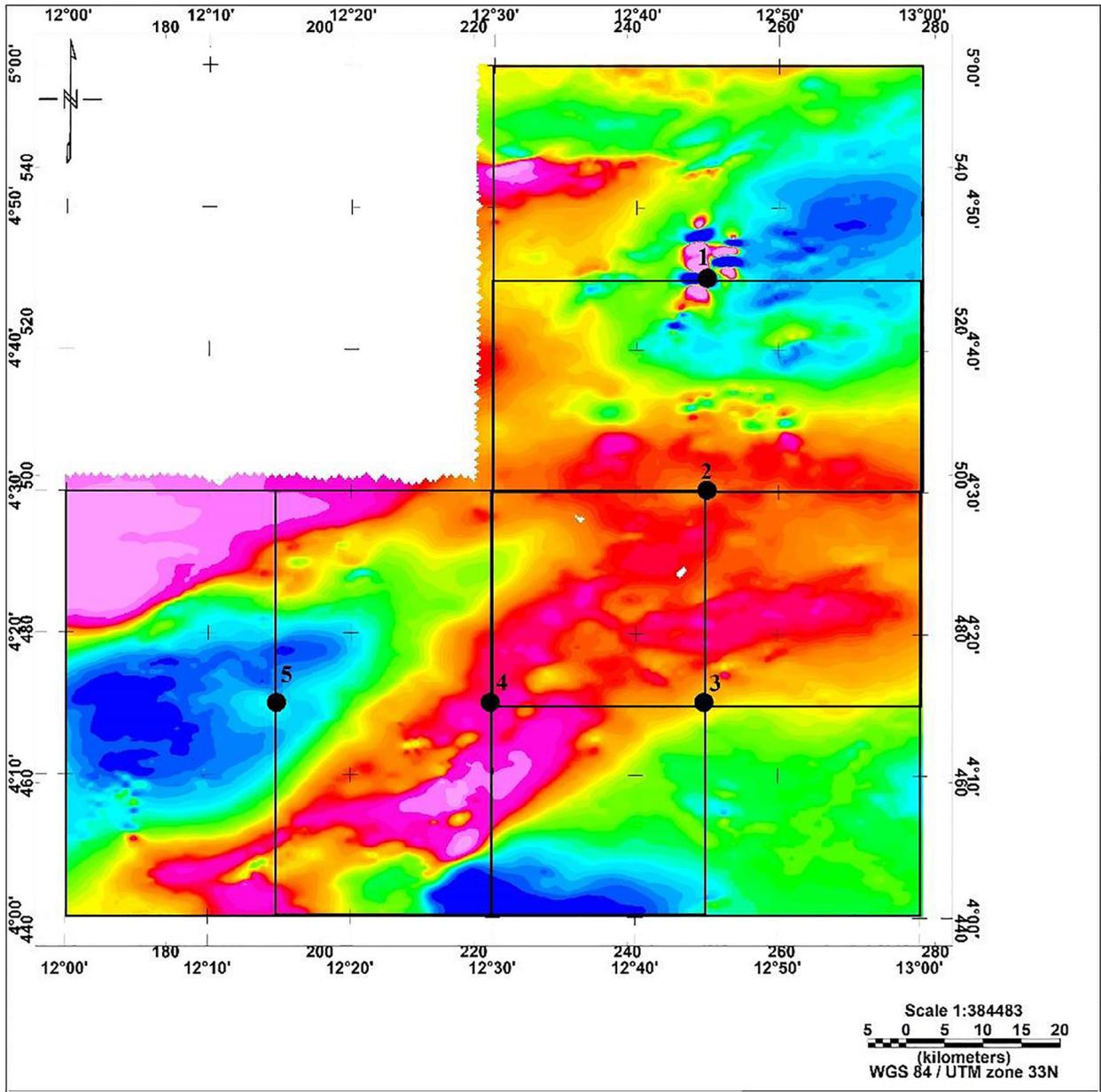


Fig. 4. Map showing the four overlapping blocks used for power spectral analysis. Each 0.5° by 0.5° blocks is denoted by a number at its center.

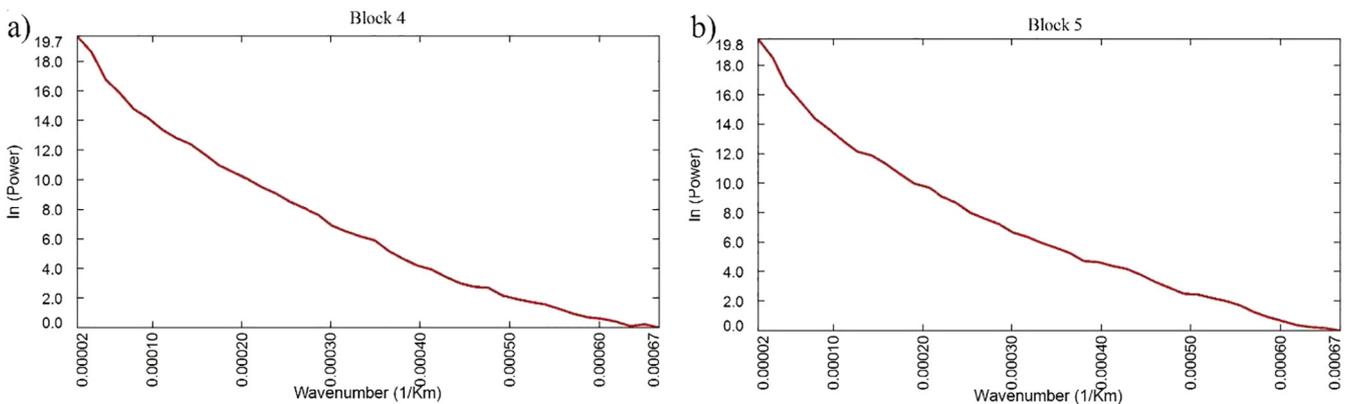


Fig. 5. Radial power spectrum for two blocs: block 4 in (a): the depth of the top $Z_t = 3.16$ km, the depth to centroid $Z_0 = 4.19$ km, the Curie point depth $Z_b = 2Z_0 - Z_t = 5.22$ km; block 5 in (b): the depth of the top $Z_t = 4.87$ km, the depth to centroid $Z_0 = 9.61$ km, the curie point depth $Z_b = 2Z_0 - Z_t = 14.35$ km.

Table 1
 Estimated CPD, geothermal gradients and heat flow by applying the centroid method for the 4 blocks in the study area.

Block number	Coordinates (UTM)		Depth to top (km)	Depth to centroid (km)	DCP (km)	Geothermal Gradient (°C/km)	Heat flow (mW/m ²)
	Easting (km)	Northing (km)					
1	250.34952	525.56929	4.56	5.99	7.42	78.17	195.42
2	250.28806	498.02745	5.16	8.2	11.24	51.6	129.00
3	249.88565	470.46194	4.48	5.87	7.26	79.89	199.72
4	222.11893	470.46194	3.16	4.19	5.22	111.11	277.77
5	194.35221	470.46194	4.87	9.61	14.35	40.42	101.05

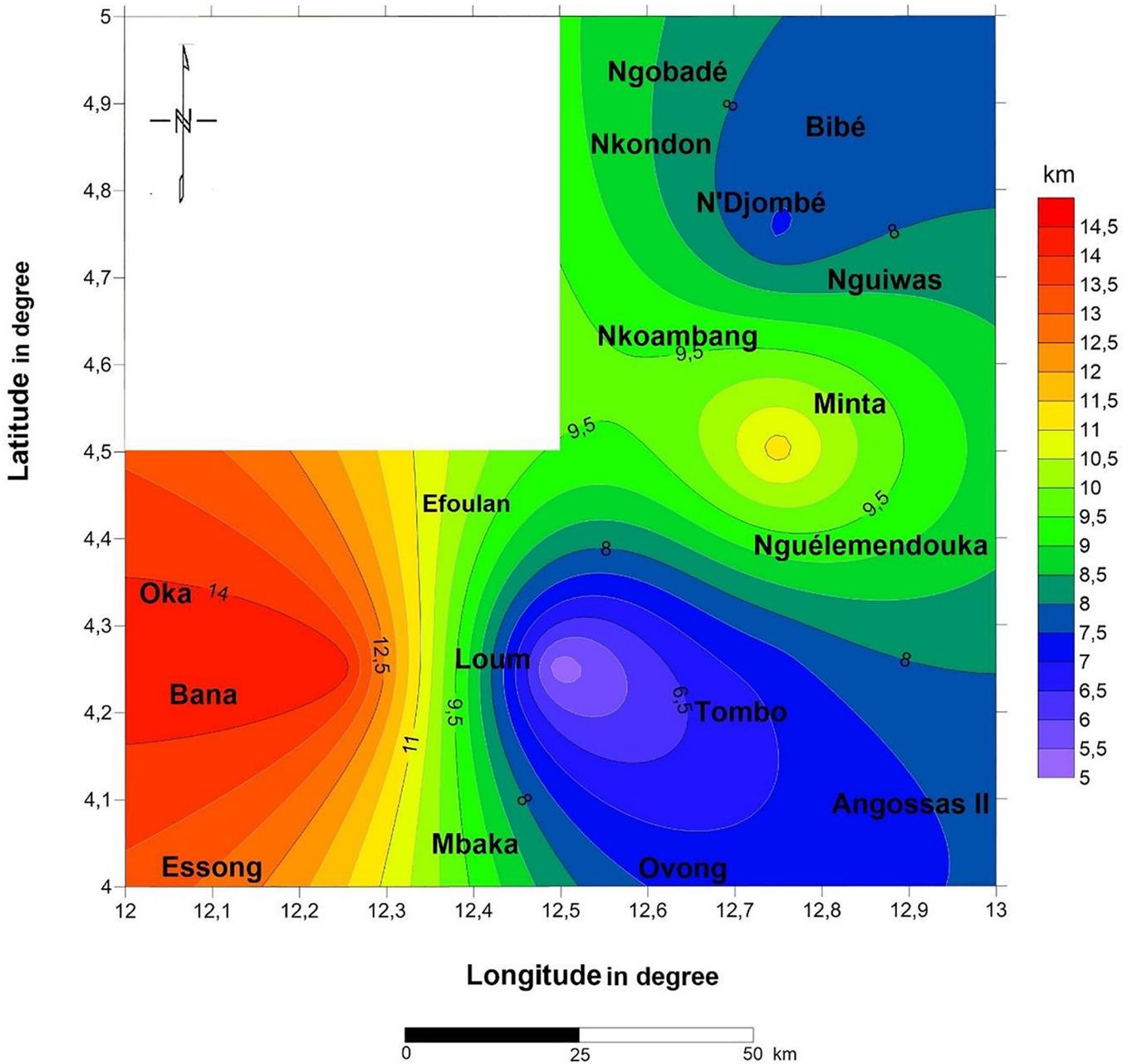


Fig. 6. CPD map of the study area.

in thermally normal continental regions is reported to be above 60 mW m⁻². Values in excess of about 80–100 mWm⁻² indicate anomalous geothermal conditions [14]. Anomalous high heat flow values above 100 mW m⁻² have been observed in the study area.

5. Conclusion

The Curie point depth for the study area was estimated using surface magnetic data through spectral analysis. The result reveals that, the Curie point depth varies inversely with heat flow; this shows that heat flow in the study area decreases with increase in

Curie depth. The inferred Curie point depth obtained ranges from 5.22 km to 14.35 km. On the other hand, the heat flow in the study area varies between 101.05 and 277.77 mWm⁻² with an average of 180.59 mWm⁻², and the geothermal gradient varies between 40.42 and 111.11 °C.km⁻¹ with an average of 72.24 °C.km⁻¹. The interpretation of aeromagnetic data to estimate the depth to Curie point and heat flow over in Loum-Minta area, contributed to the better understanding of geothermal regime in this area, the study has shown that a possibility of geothermal resource exists in this area. Therefore, the anomalous heat flow areas observed in this study maybe recommended for further investigation.

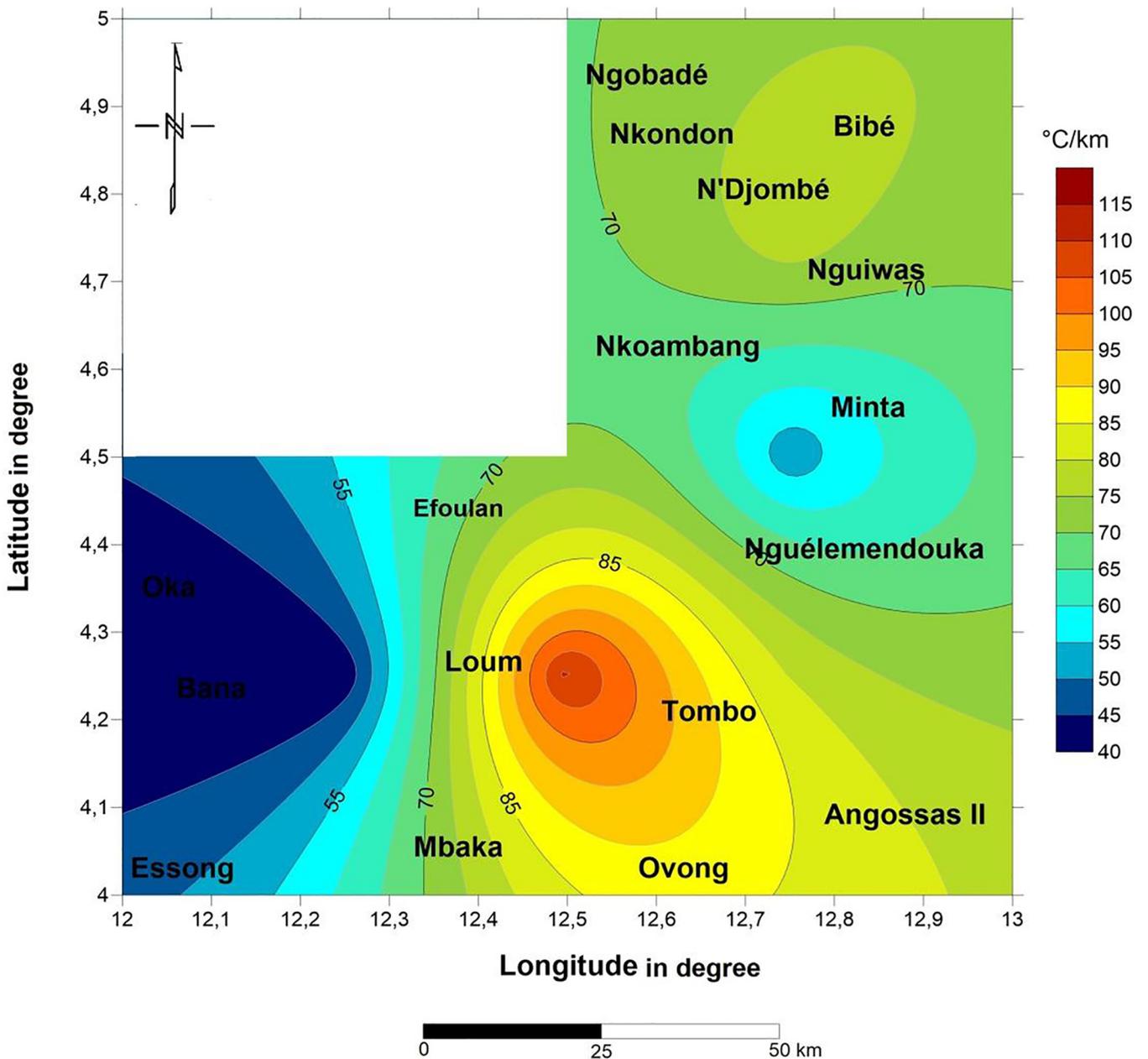


Fig. 7. Geothermal gradient map of the study area.

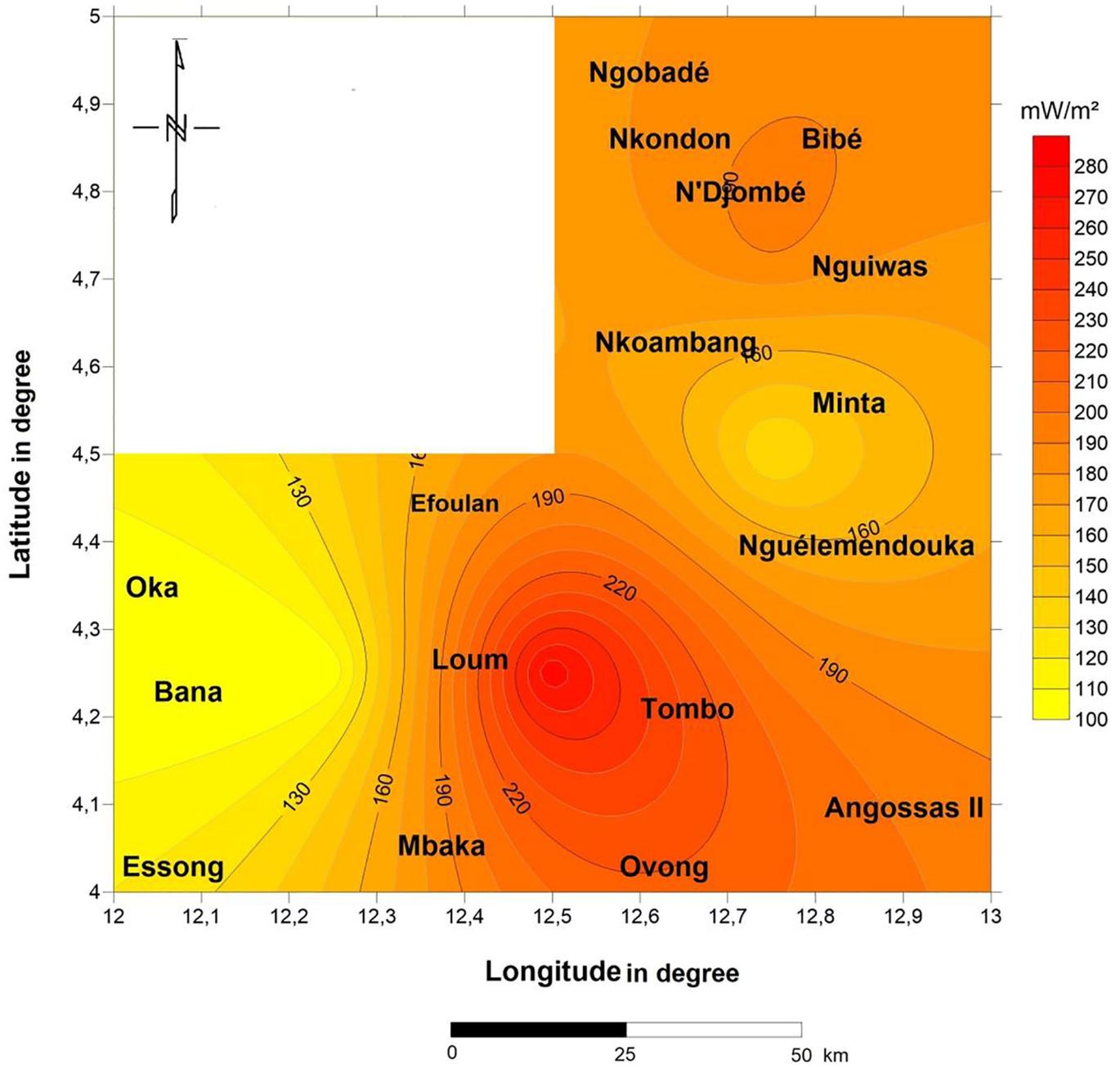


Fig. 8. Heat flow map of the study area.

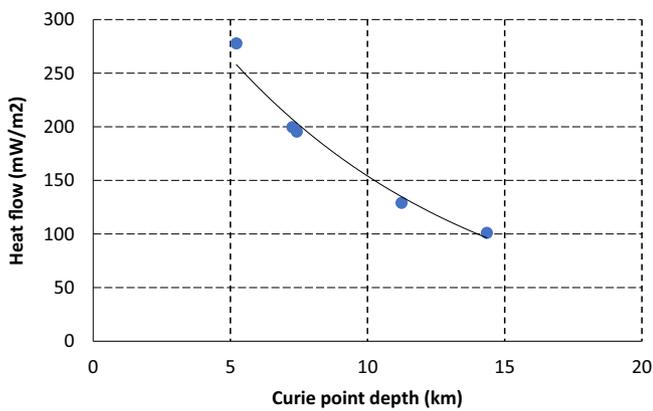


Fig. 9. The variation of heat flow with the estimated Curie point depth.

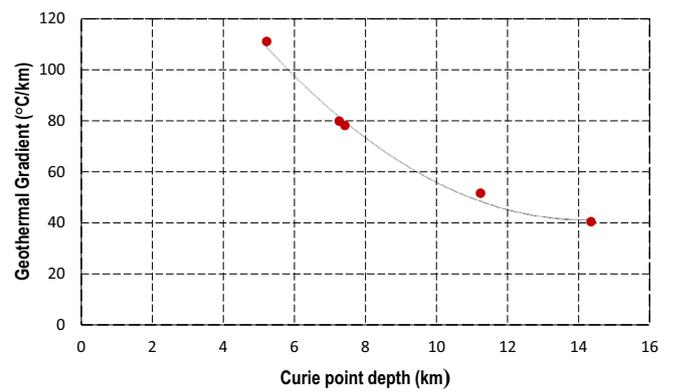


Fig. 10. The variation of geothermal gradient with the estimated Curie point depth.

References

- [1] W.R. Van Schmus, E.P. Oliveira, A.F. Da Silva Filho, S.F. Toteu, J. Penaye, I.P. Guimarães, Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt, in: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., de Brito Neves, B. B., De Wit, M.J. (eds.), *West Gondwana. Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region*, Geological Society (London) Special Publication 294 (2008) 69–99.
- [2] S.F. Toteu, J. Penaye, E. Deloule, W.R. Van Schmus, R. Tchameni Diachronous, Evolution of volcano-sedimentary basins North of the Congo craton: Insights from U-Pb ion microprobe dating of zircons from the Poli, Lom and Yaoundé Groups (Cameroon), *J. Afr. Earth Sc.* 44 (2006) 428–442.
- [3] J. Gazel, Carte géologique de reconnaissance du Cameroun. Feuille N° : NB.33.S. O.E.030. Dressée et publiée par le Service des Mines du Cameroun, 1954.
- [4] H. Mvondo, S.W.J. Den-Brok, J. Mvondo-Ondoa, Evidence for Symmetric Extension and Exhumation of the Yaoundé Nappe (Pan-African Fold Belt, Cameroon), *J. Afr. Earth Sci.* 36 (3) (2003) 215–231.
- [5] M.N. Dolmaz, T. Ustaomer, Z.M. Hisarli, N. Orbay, Curie point depth variations to infer thermal structure of the crust at the African-Eurasian convergence zone, SW Turkey, *Earth Planets Space* 57 (2005) 373–383.
- [6] H.E. Ross, R.J. Blakely, M.D. Zoback, Testing, the use of aeromagnetic data for the determination of Curie depth in California, *Geophysics* 71 (2006) 51–59.
- [7] A. Spector, F.S. Grant, Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics* 35 (1970) 293–302.
- [8] B.K. Bhattacharyya, L.-K. Leu, Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone National Park: mapping of Curie points isothermal surface for geothermal reconnaissance, *J. Geophys. Res.* 80 (1975) 4461–4465.
- [9] Y. Okubo, J.R. Graf, R.O. Hansen, K. Ogawa, H. Tsu, Curie point depths of the island of Kyushu and surrounding areas Japan, *Geophysics* 53 (1985) 481–494.
- [10] A. Tanaka, Y. Okubo, O. Matsubayashi, Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia, *Tectonophysics* 306 (1999) 461–470.
- [11] S.H.A. Nabi, Curie point depth beneath the Barramiya-Red sea coast area estimated from spectral analysis of aeromagnetic data, *J. Asian Earth Sci.* 43 (2012) 254–266.
- [12] P.O. Nwobgo, Spectral prediction of magnetic source depths from simple numerical models, *Comput. Geosci.* 24 (1998) 847–852.
- [13] E.M. Abraham, K.M. Lawal, A.C. Ekwe, O. Alile, K.A. Murana, A.A. Lawal, Spectral analysis of aeromagnetic data for geothermal energy investigation of Ikogosi Warm Spring-Ekiti State, southwestern Nigeria, *Geotherm. Energy* 2 (1) (2014) 1–11, <https://doi.org/10.1186/s40517-014-0018-9>.
- [14] A. Jessop, M. Hobart, J. Sclater, The world heat flow data collection 1975, Geothermal Services of Canada, *Geotherm. Service* 50 (1976) 55–77.

Inferring the Subsurface Basement Depth and the Contact Locations from Aeromagnetic Data over Loum-Minta Area (Centre-East Cameroon)

Jean Aimé Mono^{1,2*}, Theophile Ndougsa-Mbarga^{1,3*}, Marcelin Bikoro Bi-Alou⁴, Jean Daniel Ngoh¹, Olivier Ulrich Owono¹

¹Postgraduate School of Sciences, Technologies & Geosciences, University of Yaoundé I, Yaoundé, Cameroon

²Basical Sciences Teaching Department of Advanced Technical Teacher Training School, University of Douala, Douala, Cameroon

³Department of Physics, Advanced Teacher's Training College, University of Yaoundé I, Yaoundé, Cameroon

⁴Department of Earth Sciences, Faculty of Science, University of Maroua, Maroua, Cameroon

Email: *monojeanaime@yahoo.fr, *theopndougsa@gmail.com

How to cite this paper: Mono, J.A., Ndougsa-Mbarga, T., Bi-Alou, M.B., Ngoh, J.D. and Owono, O.U. (2018) Inferring the Subsurface Basement Depth and the Contact Locations from Aeromagnetic Data over Loum-Minta Area (Centre-East Cameroon). *International Journal of Geosciences*, 9, 435-459.

<https://doi.org/10.4236/ijg.2018.97028>

Received: March 19, 2018

Accepted: July 24, 2018

Published: July 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 present study aims to estimate the basement depth and contact locations, deduced from the available aeromagnetic data. The total intensity aeromagnetic (TMI) map was first corrected by the application of the reduction to equator technique. Different edge detection processes, for example, tilt angle derivative (TDR) and its total horizontal derivative (HD_TDR) as well as 3D-Euler deconvolution can determine the edges of these sources. These techniques were carried out on the aeromagnetic data of Minta region (the study area). A correlation was noticed between these techniques indicating that both of them can be attributed in delineating the general structural framework of the area. The aeromagnetic data analysis enables to highlight many deeply-seated structural features trending in the E-W, ENE-WSW and NE-SW directions in this region. The E-W trend is more strongly developed than the other identified trends. Moreover that, two depth methods were applied: analytic signal (AS) and source parameter imaging (SPI). They reflected similar results for estimating the basement depths. From both of them the depth ranges from 150 to 2800 m. Five methods (TDR, HD_TDR, 3D-Euler deconvolution, AS and SPI) for locating magnetic sources indicated that the depth of the basement rocks ranged between 150 and 3000 m as the average range. Also, the comparative study among the 2D magnetic modeling was established by one profile constructing.

Keywords

Power Spectrum, Multiscale Analysis (THDR_TDR, AS), Euler

1. Introduction

The magnetic method is one of the most commonly used geophysical tools. This stems from the fact that magnetic observations are obtained relatively easily and cheaply and few corrections must be applied to the observations. The aim of a magnetic survey is to investigate subsurface geology based on anomalies in the Earth's magnetic field resulting from the magnetic properties of the underlying rocks. The magnetization of rocks and associated remanence is affected by deformation, tectonism, magmatism and metamorphism hence they reflect geological processes [1]. The purpose of the application of the aeromagnetic interpretation is to help in solving the problems of regional geological mapping and structure, delineation of buried contacts and basement depth. Different methods, based on the use of the magnetic field derivatives, have been developed to determine magnetic source parameters such as locations of boundaries and depths. Many researchers [2] [3] used source parameter imaging (SPI) to determine the depth to basement surface. The aeromagnetic method has been used in many geophysical studies in Cameroon [4]-[11] to map tectonic structures such as faults, lineaments, fractures and to highlight non-flush geological structures. Such structures may serve as potential hosts for a variety of minerals and may be used as guidance for exploration of the epigenetic, stress-related mineralization in the surrounding rocks [12]. The current study investigates the transition zone between the north margin of the Congo Craton (CC) and the North Equatorial Fold Belt (NEFB). Many authors [13] [14] invoke the thrusting of the NEFB over the CC. Besides, the study area has been affected by some shears that gave rise to many major faults including the Sanaga Fault (SF). This NE lineament is an active fault corresponding that may be to the north margin of the CC [15] [16]. The purpose of the present work is to produce a picture for the basement depth and contact locations, deduced from the available aeromagnetic data. In this paper, different techniques (TDR, HD_TDR, 3D-Euler deconvolution, AS and SPI) have been applied on the Minta area to locate the boundaries and the depths of the magnetic sources given the complexity of the geology of the study area in order to have better results. It is interested to correlate between these edge detection methods to measure the degree of similarity between their results. AS and SPI are used to calculate the depth to basement of the study area. Correlation between them also should be noticed.

2. Geological and Tectonic Setting of the Study Area

The area that is the subject of our study is east of Yaoundé (Central Cameroon). It covers the portions of the departments of Haute Sanaga (capital city Nanga Eboko) in the central region, Nyong and Mfoumou (capital Akonolinga) in the

Central region, and Upper Nyong (capital city Abong-Mbang) in the Eastern Region. The area under study has a relatively monotonous relief, with an altitude which is between 600 m and 700 m. Our survey area is crossed on the north by the Sanaga River flows in a sinistral ductile fault oriented N70E and corresponds to a westward extension of the Bozoum fault-N'délé located in the Central African Republic [16]. The Mobile zone of Central Africa which limits the Congo Craton to the north and continues in northeastern Brazil by the Sergipano range [17] [18] (Figure 1(a)) is interpreted as a continent-to-continent collision chain involving the Congo craton and the northern Cratonic domain of Adamaoua-Yadé [19] or the active border of northern-central Cameroon [20]. In Cameroon, it is subdivided into supergroup of the north and supergroup of the south by the shear zone of the centre of Cameroon (CCSZ) [21] (Figure 1(b)):

1) The Northern Cameroon Supergroup (NCSG) consists of metase-dimentary rocks known as the Poli Group which is associated with subordinate 830 Ma-old volcanics of fault and alkaline affinities (Figure 1(b)). Widespread 630 - 660 Ma-old calc-alkaline granitoids from Adamawa and West Cameroon Groups were transformed to gneisses. The inherited zircons in the granitoids provide ages up to 2 Ga and may attest a Palaeoproterozoic crustal source in this region [19].

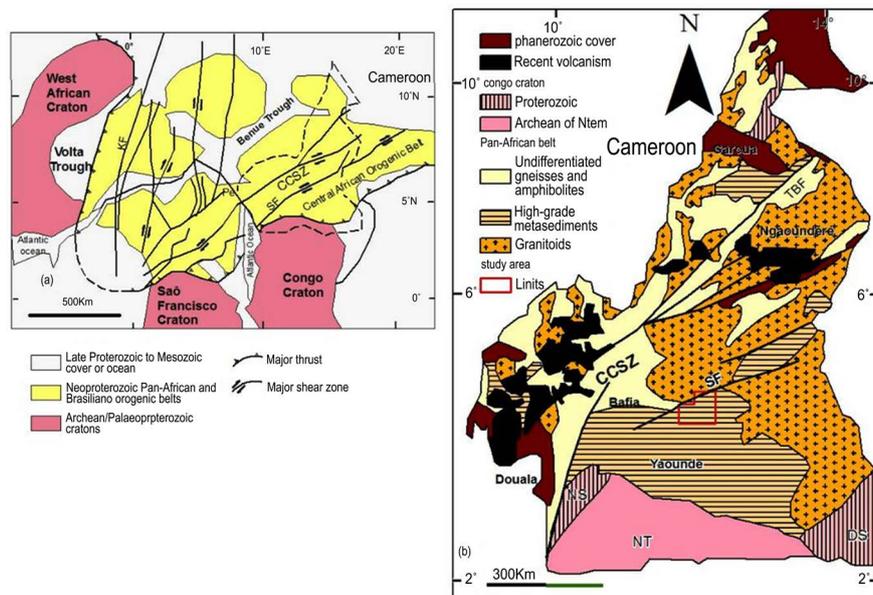


Figure 1. (a) Geological sketch map of west-central Africa and northern Brazil with cratonic masses and the Pan-African and Brasiliano provinces of the Pan-Gondwana belt in a Pangea reconstruction; modified from [22]. CCSZ: Central Cameroon Shear Zone; KF: Kandi Fault; Pe: Pernambuco Fault; SF: Sanaga Fault; TBF: Tibati-Banyo Fault. Dashed outline roughly marks the political boundary of Cameroon; (b) Geological map of Cameroon with the two main domains of the Pan-African orogenic belt, modified from [25]: (1) Northern domain; granitoid suites are not further distinguished; (2) Southern domain corresponding to the Yaounde series thrustured onto the Congo Craton. CCSZ: Central Cameroon Shear Zone; DS: Dja series; NS: Nyong series; NT: Ntem complex; SF Sanaga Fault; TBF: Tibati-Banyo Fault. Location of study is marked by a square.

2) The Southern Cameroon Supergroup (SCSG) is subdivided in two domains by the Sanaga Fault (Figure 1(b)). These large NE-striking transcurrent faults are regarded as possible prolongations of the major shear zones of NE Brazil in a pre-drift Gondwana reconstruction [22] [23]. The northern domain consists of high-grade gneisses, intruded by widespread Neoproterozoic syntectonic plutonic rocks of high-K calc-alkaline affinities [24] [25] [26]. The southern domain comprises Neoproterozoic lithostructural units of metasedimentary rocks, such as the Yaounde, Lom, Dja and Yokadouma Groups [27]. Protoliths of these units were deposited in a passive margin environment at the northern edge of the Congo craton. An alkaline magmatism [28] [29] was also recognized in association with these Neoproterozoic units. The rocks of this southern domain were transported top-to-the SSW onto the Archean Congo craton [29] [30] [31]. The thrust zone continues towards the east, forming the Oubanguides Complex in the Republic of Central Africa [32] [33].

The study area situated at the east of Yaounde (Figure 1) belongs to the Southern Cameroon Supergroup (SCSG) and the Oubanguide Complex [33] [15]. It is at the limit of the granite formations that occupies the greater part of Adamaoua and the Yaounde group. The Yaoundé group is a huge allochthonous nappe thrust southward onto the Congo craton. According to recent investigations, it underwent amphibolite- to granulite-facies medium- to high-P-T metamorphism with subsequent retrogression during the Pan-African (616 Ma) orogeny [28] [29]. A major part of the Yaounde Group is composed of metasedimentary rocks with predominant micaschists and paragneisses. The geological map of [34] (Figure 2) shows that the area is covered with granites and the ancient metamorphic series of Nanga-Eboko. The northern part of the newer, less metamorphosed series of Akonolinga is south of the study area. The granite

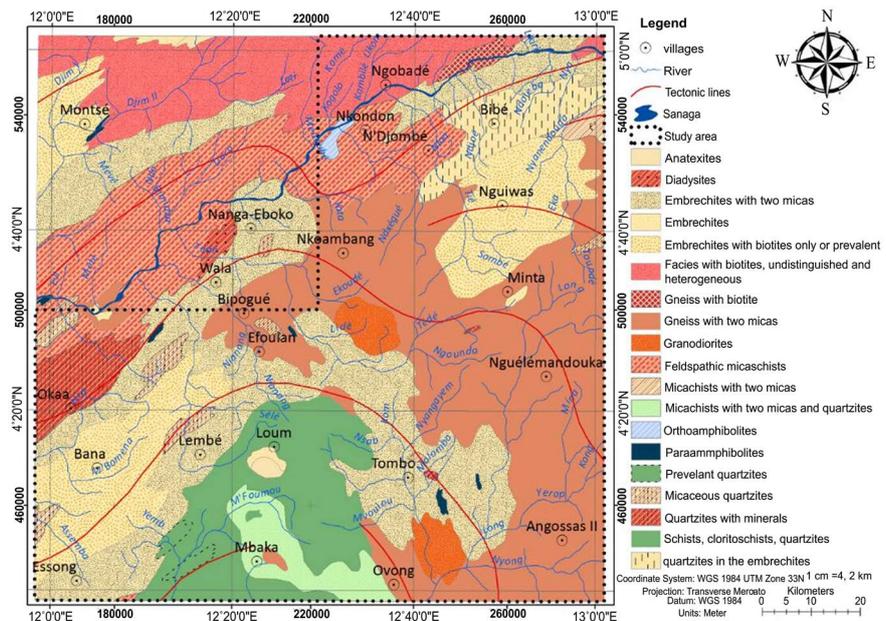


Figure 2. Geological map of the study area [34].

formations, ancient syntectonic granite, is represented in the north of the region, in Ngobadé. It is a heterogeneous granite, both in structure and texture, and in its mineralogical composition: the dominant type is a calc-alkaline granite. The granodiorite massifs in the south of Nkoambang and north-east of Ovong are well individualized in the middle of metamorphic rocks: the rock is granular and contains, among others, andesine, very ferri-ferrous biotite and hornblende. The metamorphic series of Nanga-Eboko constitutes the substratum of the study area: the series is strongly folded and the dips are very variable, which does not allow to easily reconstruct the stratigraphy and the tectonics of these formations [35]. It is mainly composed of ectinites and migmatites. Among the ectinites, the two-micas gneiss form a broad band, from Nkoambang to Angossa through Nguélémendouka: the most frequent facies is garnet and there are some quartzite zones in the gneisses. Biotite gneisses are not well represented: the north-east of Ngobade. The micaschists with two micas are noted in the west part of bibé; in the north-west, between N'Djombé and Nkondon. At the base of these mica-schists is a feldspar facies. Embrechite is the only migmatite represented in the study area. It is found in Minta to Bibé, in contact with the granites and in contact with two micas gneisses in Minta [4]. It also forms a broad band from Bana to Tombo. They are in contact with the northern part of the Akonolinga series and two massifs of granotoides. We distinguish facies with two micas (Tombo) or biotite alone or dominant. Quartzite facies is particularly visible in the Bibé sector. Amphibolites are present in the south of the region in biotite embrechites, but do not form large massifs. The northern part of the less metamorphosed series of the south of Akonolinga in the study area is mainly composed of chlorite-schist and quartzite.

The tectonic evolution of the area was affected by the Pan-African tectono-thermal event which is characterized by a polyphase deformation with the stages $D_1 - D_4$ as reported by [26] [27] [29] [31]. D_1 predated emplacement of calc-alkaline dioritic bodies and caused the formation of nappes that resulted in high-pressure granulite metamorphism of soft sediments. A strong overprinting of these nappes during D_2 symmetric extension, probably associated with large-scale foliation unroofing and (or) gneissic doming and intense magmatic underplating, gave rise to regional flat-lying fabrics. The latter were further buckled by D_3 and D_4 folding phases defining a vertical constriction occurring with a major east-west to NW-SE shortening direction. The corresponding F_3 and F_4 folds trend north-south to NE-SW and east-west to NW-SE, respectively, and represent the main regional strain patterns. Based on the east-west to NW-SE maximum shortening orientation indicated by F_3 folds, it is proposed that the nappe-stacking phase D_1 occurred in the same direction.

3. Materials and Methods

3.1. Aeromagnetic Data

The key component of this study involved image enhancement of existing aero-

magnetic data sets acquired by the company SURVAIR (contractor) for the CIDA (client) in 1970. The survey was carried out in a nominal field clearance of 235 m which was monitored by a radar altimeter with an accuracy of ± 20 m. The line spacing of the flight was 750 m but the real distance rarely went above 1 km and the flight direction was N-S. After correction of the measurements for the temporal variations of the magnetic field, the total magnetic intensity map of the study area is obtained with the inclination and declination angles of the ambient -15.92° and -5.73° respectively, in January 1970 according to IGRF.

3.2. Total Magnetic Intensity Reduction to the Equator (RTE)

In geomagnetic methods the shape of magnetic anomalies due to vertical bodies depends on the inclination and declination angles of the geomagnetic field. In the north and south magnetic poles the main field plunges vertically and magnetic abnormalities have a symmetric shape, with the maximum or minimum located directly over the causative magnetic body. At low magnetic latitude (between 15°S and 15°N), it is not very easy to correlate the observed abnormal maxima and the positions of sources since magnetic signature of magnetized bodies at low latitudes always have two extreme values because of their bipolar nature. To remove this effect, as the name suggests, the reduction to the pole (RTP) transforms the data to the signal that would be measured at the magnetic poles [36]. This puts the limits of the magnetic abnormalities directly over their sources, like gravity abnormalities, thus making magnetic interpretation easier and more reliable. In low latitude, it is not possible to apply RTP, the north-south direction is accentuated, and it is generally unstable and cannot be very useful. To facilitate the interpretation of the abnormalities at very low latitudes, we transform the analytic maps in the space domain: this is the case for the reduction-to-the-equator (RTE). After [37], the magnetic data can also be reduced to the equator (RTE) such that the magnetic bodies will appear horizontal at the equator. The TMI grid data were then transformed using the RTE filter, instead of the reduction to the pole filter, since the study area located within the low magnetic latitudes (*i.e.* areas with geomagnetic inclination less than 15°) in which a satisfactory reduction to the pole (RTP) of magnetic data is not possible. The TMI-RTE grid data of the area were processed to transform and enhance magnetic anomalies associated with the edges of surface/near surface geological bodies, structures and depths. The methods used are the tilt angle derivative (TDR) and its total horizontal derivative (TH_DTD), analytic signal (AS) where the first vertical derivative (FDV) has been used. The MAGMAP two-dimensional Fast Fourier Transform (2-D FFT) filters package, EULER3D and SPI of GX's (Geosoft eXecutable) in the Oasis Montaj v8.4 software was employed in the study.

3.3. The Tilt Angle Derivative (TDR) and Its Total Horizontal Derivative (THDR_TDR)

TDR and THDR_TDR are used for mapping shallow basement structures and

mineral exploration targets [38]. The tilt filter [39] [40] [41] [42] has also become a popular enhancement with an output given by TDR, used for enhancing features and causative body edge detection in potential field images. [39] suggested the tilt angle filter. It was developed later by others such as [42] and [43]. It showed a considerable interest because of its fundamental and practical simplicity [44]. This filter is defined as:

$$\text{TDR} = \tan^{-1} \frac{\text{VDR}}{\text{THDR}} \quad \text{TDR} = \tan^{-1} \frac{\text{VDR}}{\text{THDR}} \quad (1)$$

where VDR is the vertical derivative and THDR is the total horizontal derivative. *i.e.:*

$$\text{TDR} = \tan^{-1} \left(\frac{\frac{\partial f}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2}} \right) \quad (2)$$

The Tilt derivative (TDR) is similar to the local phase but uses the absolute value of the horizontal derivative in the denominator. Due to the nature of the arctan trigonometric function, all amplitudes are restricted to values between $+\pi/2$ and $-\pi/2$ ($+90^\circ$ and -90°) regardless of the amplitudes of VDR or THDR [42]. The Tilt derivatives vary markedly with inclination but for inclinations of 0° and 90° , its zero crossing is located close to the edges of the model structures. Positive values are located directly above the sources while negative values are located away from them. Furthermore, the horizontal distance from the 45° to the 0° position of the tilt angle is equal to the depth to the top of the contact [43] [45] or the half distances between -45° and $+45^\circ$ [42].

[41] introduced the total horizontal derivative of the tilt derivative (THDR_TDR) defined as the square root of the sum of the squares of the horizontal derivatives and the tilt derivative of the magnetic field. It is expressed as:

$$\text{THDR_TDR} = \sqrt{\left(\frac{\partial \text{TDR}}{\partial X}\right)^2 + \left(\frac{\partial \text{TDR}}{\partial Y}\right)^2} \quad (3)$$

The total horizontal derivative of the tilt derivative (THDR_TDR) is independent of geomagnetic inclination like to the analytic signal (AS). The difference between these derivatives is that the former is sharper and generates better-defined maxima centered over the body edges. Another advantage of this independence, that it will generate useful magnetic responses for bodies having induced or remnant magnetization, or a mixture of both [46].

3.4. Analytic Signal (AS) Method

Some authors [47] [48] introduced the concept of the analytic signal for magnetic interpretation and showed that its amplitude yields a bell-shaped function over each corner of a 2D body with polygonal cross section. [49] used the total magnetic gradient, which they called the 3D analytic signal to approximately es-

timate positions of magnetic contacts and obtain some depth estimates from gridded data. The analytic signal is a complex function formed through a combination of the horizontal and vertical derivatives of the magnetic anomaly. In 3D, the analytic signal of the magnetic anomaly field is defined as:

$$A(x, y, z) = \frac{\partial f}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial f}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial f}{\partial z} \vec{k} \tag{4}$$

where \vec{i} , \vec{j} and \vec{k} are unit vectors in the x, y and z directions, respectively, $\frac{\partial f}{\partial y}$ is the vertical derivative of the magnetic anomaly field intensity, $\frac{\partial f}{\partial x}$ and $\frac{\partial f}{\partial z}$ are the horizontal derivatives of the magnetic anomaly field intensity.

The amplitude of the analytic signal in 3D is given by:

$$|AS| = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial z}\right)^2} \tag{5}$$

AS simplifies the magnetic signal of anomalies by centering anomalies over the magnetic body as well as, having peaks over the edges of wide bodies. Thus, a simple relationship between the geometry of the magnetic bodies and the transformed data are observed. The magnetic sources depths using the magnetic method are estimated from the ratio of the total magnetic AS to the vertical derivative analytic signal (AS1) of the total magnetic field.

$$AS1 = \sqrt{\left(\frac{\partial f_v}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f_v}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial f_v}{\partial z}\right)^2} \tag{6}$$

On the maximum amplitude:

$$D = \frac{AS}{AS1} \times N \tag{7}$$

where f_v is the first vertical derivative of the total magnetic field, and D is the depth to the magnetic body, N is known as a structural index and is related to the geometry of the magnetic source. For example, $N = 4$ for sphere, $N = 3$ for pipe, $N = 2$ for thin dike and $N = 1$ for magnetic contact [50].

3.5. 3D-Euler Deconvolution

Euler deconvolution's technique is an equivalent method based on the Euler's homogeneity equation as developed by [50] following [51]'s suggestion and operating on gridded magnetic data. [50], and have explained the Euler deconvolution technique, more details in methodology and wider application regarding the Euler's source depth solutions. These Euler depth solutions not only estimate the depth, but also delineate the horizontal boundaries [52]. In a general case, scattered data points cannot provide superior solutions [53] [54]. Various researchers have used 3D Euler deconvolution technique for source depth estimations [55]-[61]. The method is based on the concept that anomalous magnetic fields of localized structures are homogeneous function of the source coordinate and,

therefore, satisfies Euler's homogeneity equation. Usually the structural index (SI) is fixed and the locations and depths (x_0, y_0, z_0) of any sources are found using the following equation:

$$\frac{\partial f}{\partial x}(x-x_0) + \frac{\partial f}{\partial y}(y-y_0) + \frac{\partial f}{\partial z}(z-z_0) = \text{SI}(B-f) \quad (8)$$

where f is the observed field at location $(x, y, \text{ and } z)$ and f is the base level of the field [regional value at the point (x, y, z)] and SI is the structural index or degree of homogeneity. Therefore, we have assigned a value of 1.0 as a structural index to locate the possible magnetic contacts because it is particularly good at delineating the sub-surface contacts. We used an overlapping moving window of 10 km by 10 km, a tolerance of 15% and a proportioned symbol base of 235.

3.6. Source Parameter Imaging (SPI) Technique (Local Wavenumber Technique)

This method developed by [62] also known as local wavenumber technique, all the parameters that make up the source which include depth, dip and susceptibility contrast are computed from the complex analytical signal. [63] related the source depth to the local wavenumber (k) of the magnetic field which can be derived from the calculated total horizontal and vertical gradients of the RTE grid. In this method, the function used is the local wavenumber [61] given by:

$$k(x, y) = \frac{\frac{\partial^2 f}{\partial x \partial y} \frac{\partial f}{\partial x} + \frac{\partial^2 f}{\partial y \partial z} \frac{\partial f}{\partial y} + \frac{\partial^2 f}{\partial z^2} \frac{\partial f}{\partial z}}{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial z}\right)^2} \quad (9)$$

For the dipping contact, the maxima of k are located direct over the isolated contact edges and are independent of the magnetic inclination, declination, dip, strike and any remnant magnetization. The depth is estimated at the source edge from the reciprocity of the local wavenumber, as follows:

$$\text{Depth}_{(x=0)} = \frac{1}{k_{\max}} \quad (10)$$

where k_{\max} is the peak value of the local of number k over the step source.

4. Results and Discussion

4.1. Total Magnetic Intensity Map

The present total intensity aeromagnetic (**Figure 3**) exhibits some different types of positive (mengata and red colors) and negative (light and dark blue colors) anomalies. The first are the strong positive anomalies and the second are the negative anomalies. The map reveals two prominent negative features in elliptical and broad shapes distributed in the north-east (at Nguiwias) and southwestern part (at Bana) and shows the maximum negative of -201.86 nT. These anomalies are trending NE-SW. We also observe some circular magnetics trends, with magnitudes above 111.60 nT. They are found in the south of N'Djombe along

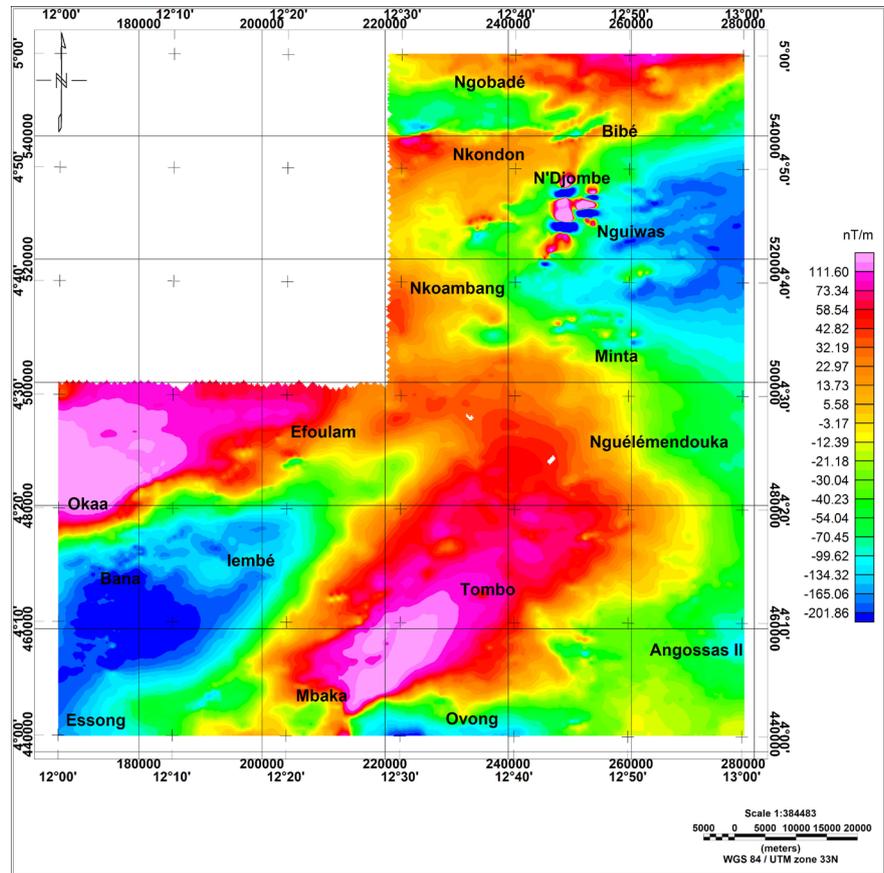


Figure 3. Total magnetic intensity (TMI) anomaly map of the study area.

530,000 m and 520,000 m latitudes. These circular trends with large magnitudes suggest the presence of highly magnetized cylindrical intrusive bodies within the basement. The map illustrates a large positive magnetic zone located to central part. Another positive magnetic anomaly is located at the western part of the map (at Bana), which attains amplitude of +120 nT and trends along E-W attitude. The correlation of TMI anomalies map and geological contact is weak. It is noted that the positive anomalies are limited to the west by a weak gradient (quasi-horizontal gradient) showing the intensity of the geological formations overlapping. The Bana-Okaa region is formed by a bipolar anomaly: a negative pole in Bana with a long wavelength of 44.4 km and negative amplitude of -201.86 nT, and a positive pole in Akaa with a high amplitude of +120 nT and wavelength of 54.6 km. In the Minta zone, there is also a horizontal gradient of oblong and NW-SE direction that seems to correspond to the Nkoambang-Nguélemendouka tectonic line highlighted on the geological map.

4.2. Total Magnetic Intensity Reduction to the Equator (TMI-RTE) Map

The total Intensity Magnetic Map (**Figure 3**) is reduced to the equator (**Figure 4**) using Oasis Montaj software v8.4. On this map (*i.e.* TMI-RTE) the examination of the amplitudes of anomalies also reveals that the maximum and

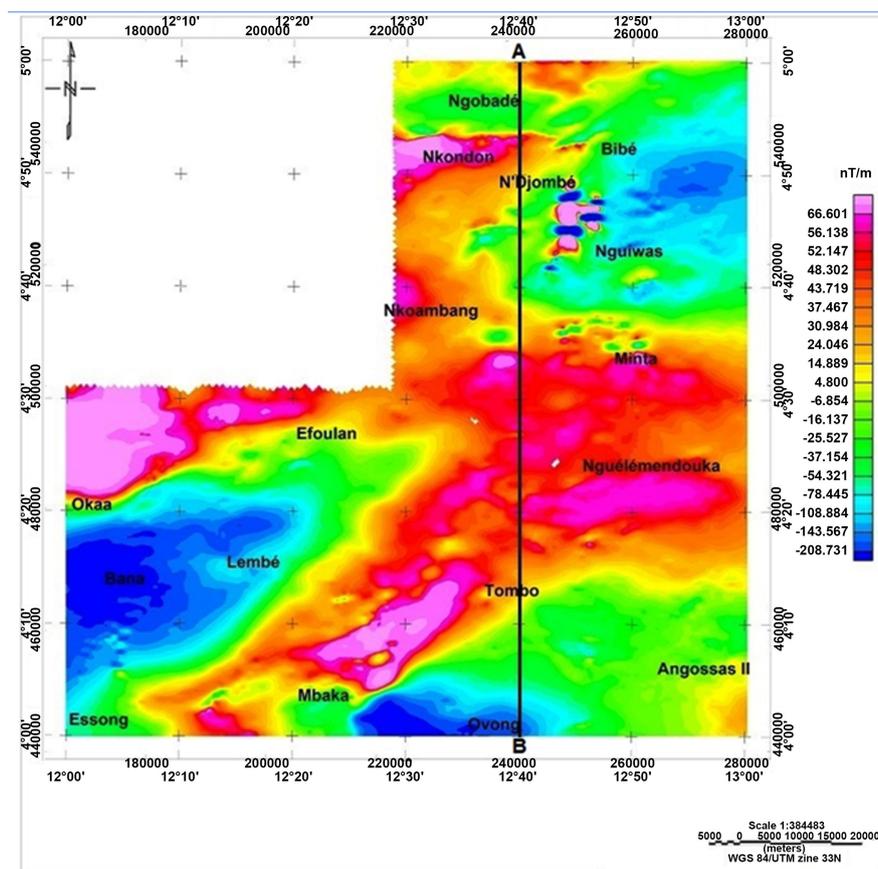


Figure 4. Reduced to equator of total magnetic intensity (TMI-RTE) anomaly map of the study area.

minimum values in the TMI-RTE map have reduced to +66.60 nT and increased to -208.73 nT. From Oving to Bibé, positive TMI anomalies have shifted slightly vertically to the north. On the other hand, from the southwest to the west of the study area, the anomalies preserve generally their forms compared to TMI. The circular magnetic trends in the south of N'Djombé persist. On the TMI-RTE map, the study area can be subdivided into four magnetic zones, each having a unique magnetic anomaly pattern (Figure 4); this magnetic zoning is mainly dependent upon the magnetic properties (e.g. magnetic susceptibilities) of the underlying rock types.

The first zone occupies the north-eastern (at Nguiwass), south-western (at Bana) and south (Oving) parts of the area and is underlain by the Precambrian crystalline basement rocks (migmatites, especially embrechites, quartzite in embrechite). It is characterised by very low, Broad and elongate wavelength (low wavenumber) anomalies with magnetic intensity amplitude varying from -208.73 to -78.44 nT (light and dark blue colors). The second zone occupies the west (north of Akaa), south-central (Mbaka-Tombo), north-west (Nkondo) parts of the area. It is underlain by the ectinites of the old metamorphic series of Nanga-Eboko (especially quartzites with minerals in the west part, feldspathics micaschists in the north part and schisto-quartz group of Akonolinga in the

south-central). It exhibits high (positive) anomalies: amplitudes of the magnetic intensity in this zone range from +66.60 to +90 nT (magenta and red colors). The third zone occurs within the part of the area underlain by gneiss with two micas at Angossa II. It displays relatively low (negative) to moderate (positive) magnetic anomalies. Amplitudes of the magnetic intensity in this zone range from -54.32 to + 4.80 nT (green light and yellow light) (**Figure 4**). The fourth zone occupies the central-part (Tombo-Nguelendouka-Minta) and north-west (Nkoambang-south of Nkondon) of study area. It exhibits intermediate (positive), long-wavelength magnetic anomalies trending mainly in the E-W direction. It is underlain by gneiss with two micas.

4.3. The Tilt Angle Derivative (TDR) Map and Its Total Horizontal Derivative (THDR_TDR)

The TDR_TMI-RTE analysis of [39] (**Figure 4**) exhibits the geologic features like faults, which are depicted as magnetic lineaments. This method facilitates the horizontal location with extended edges. It is suggested that the zero-contour line (the bold black line) in the TDR_TMI-RTE map is the location of abrupt changes in magnetic susceptibilities between positive and negative anomalies which are particularly at the sharp gradient. Therefore, the zero-contour line represents the contact boundary of magnetic sources. Zero contours can be identified as light-yellow color which is separating the green color (negative values) and red colors (positive values) as seen in the color scale bar (**Figure 5**). Also, positive values are located directly above these magnetic sources while negative ones are located away from them. Generally, the TDR of TMI-RTE magnetic data shows an NE lineament trend in the south-west (Essong-Mbaka-Tombo). Also, the map shows E-W trends in the centre and ENE-WSW trends in the east. According to the TDR map, the study area thus presents the cumulative characteristic features of a brittle tectonic and tangential tectonic, which are materialized by the different trends obtained, probably reflecting the existence of an ancient tectonic heritage taken up in folds and sheared during late tectonic episodes in the Central Africa mobile zone. The tilt map allows for a combined analysis of 2D structure boundaries and depth. [43] showed that for the tilt angle operator, applied to pole-reduced data, for vertical contact, the null value of the angle corresponds to the limit of the structure and the distance between the contours $\pm \pi/4$ radian ($\pm 45^\circ$) and the zero-valued contour is equal to the depth of the structure. By applying the method of [43], the depth varies from a few hundred to north of the study area to over 3000 meters in the confined area between Nkoambang, Tombo and Lembé in the south-central part of the region.

A total horizontal derivative filter was applied to the tilt derivative of the TMI-RTE grid data to generate the THD_TDR anomaly map (**Figure 6**). **Figure 6** shows the THDR of the TDR. The THDR_TDR preserves the amplitude enhancement by its ability to define edges of well-defined maxima. So, the amplitude of the THDR_TDR is related to the reciprocity of the depth to the top of the

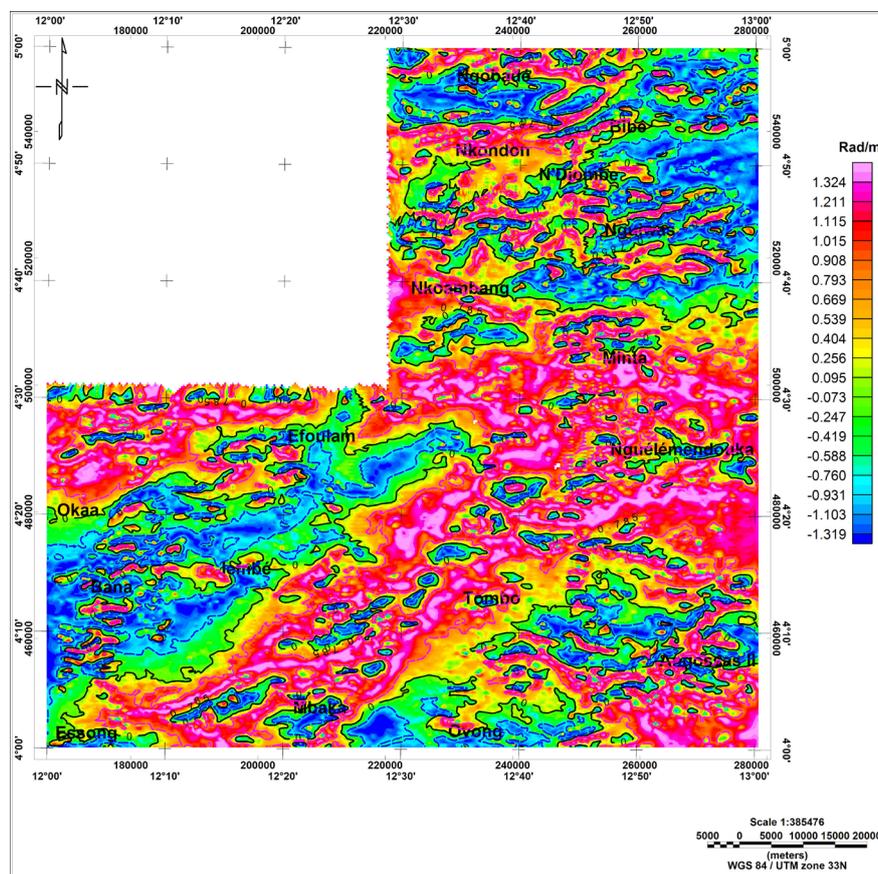


Figure 5. TDR_TMI-RTE map of area study.

source [64]. The tilt angle overcomes the problem of the shallow and deep sources by dealing with the ratio of the vertical derivative to the horizontal derivative; the tilt derivative will be relatively insensitive to the depth of the source and should resolve shallow and deep sources equally. However, from **Figure 6** and its colored bar scale, the depth to the top of the sources ranges from 380 to about 2800 m all over the area except for dark blue area at the confined area in the south of Nguélémendouka, in the eastern part of the study area where its depth exceeds this value.

4.4. Analytic Signal (AS) Map

The amplitude of the analytic signal depends very little on the direction of magnetization [49] and is almost independent when the sources are vertical [65]. One of the advantages of the analytical signal is that it makes it possible to locate the position of the sources in the horizontal and vertical plane. Basement depth calculations were performed in the study area using AS, which was applied to the TMI-RTE data grid. The AS map of (**Figure 7(a)**) makes it possible to limit the contacts of the geological bodies of strong magnetization on this map. The limits of the intrusive bodies and faults are well highlighted. There is a linear structure at Nkondon while the intrusive bodies are grouped between N'Djombé and

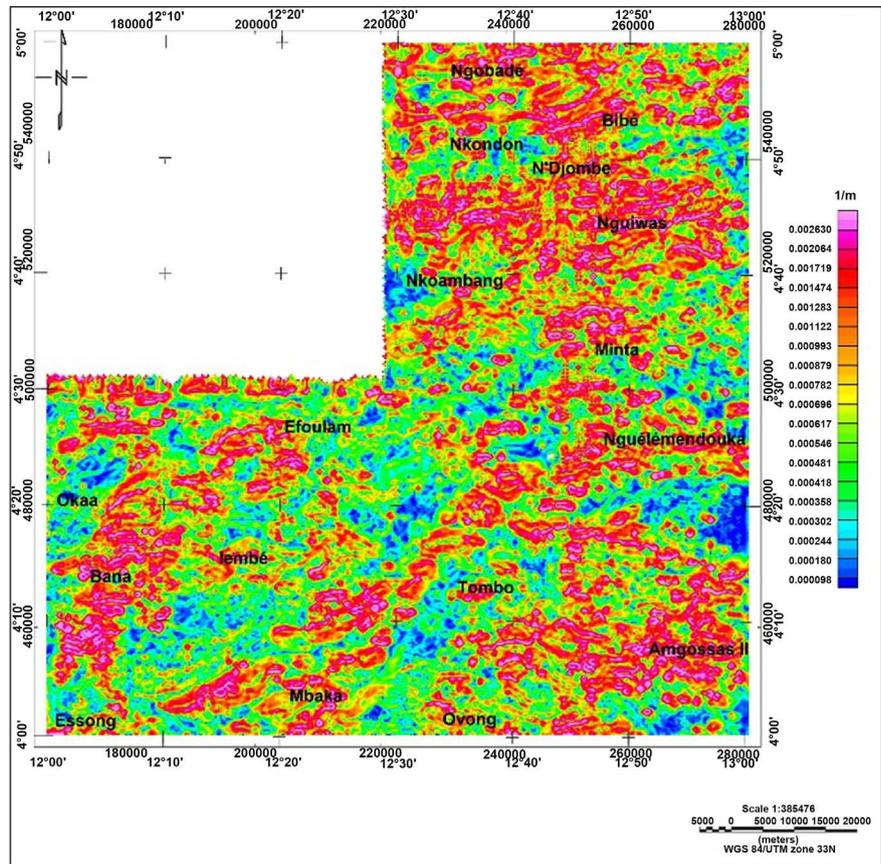


Figure 6. THDR_TDR map of area study.

Minta north of the study area, they are found in the south of the area in Bana and Mbaka. The map of the first vertical derivative for the TMI-RTE (Figure 7(b)) shows successively positive and negative anomalies that were almost invisible on the TMI and TMI-RTE, the positions and trends of these anomalies are similar to those of the TDR map (Figure 5). The analytical signal map of the first vertical derivative (Figure 7(c)) is similar to the TMI-RTE AS map. The pseudo-circular shape anomalies have maximum amplitudes. According to equation (8) the AS data grid of the TMI-RTE board (Figure 7(a)) is divided by the data grid of the AS1 board (Figure 7(c)) to estimate the depth of the magnetic contacts of the base of the board the study area (Figure 7(d)). The map in Figure 7(d) highlights the spatial location of various magnetic sources at different depths. In general, the depth varies from 153.45 m to about 2685.24 m below sea level. It is noted that the areas in which the sources of anomalies are the deepest (at more than 2685.24 m) are in Okaa, Efulam, Lembé and Tombo, in the embroites according to the geological map.

4.5. 3D-Euler Deconvolution (ED) Map

Euler's deconvolution is one of the most reliable methods for obtaining depths under cover. In this investigation, ED solutions were calculated for IS = 1 for

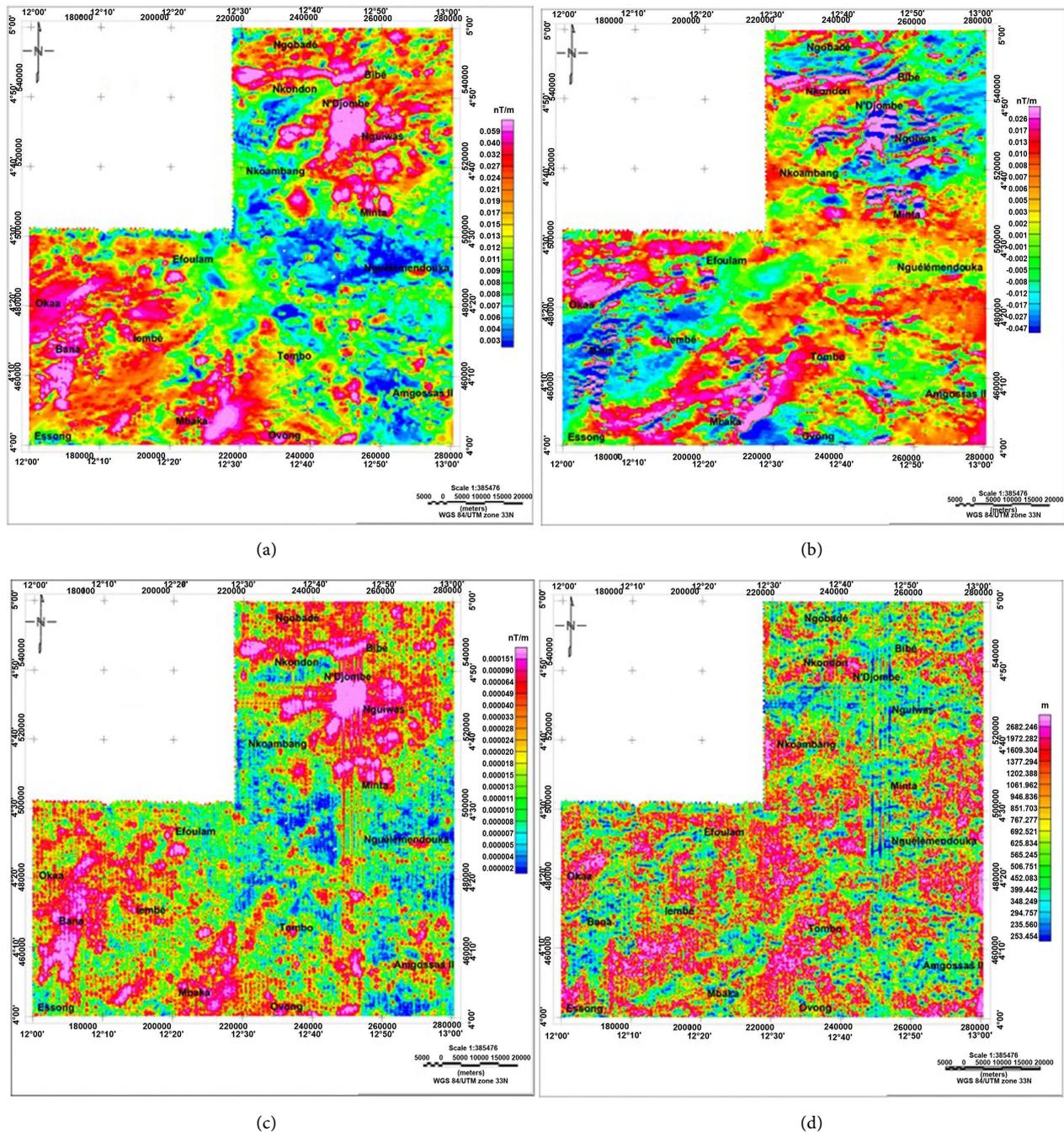


Figure 7. (a) Analytic signal, (b) First vertical derivative and (c) Analytic signal of first vertical derivative maps used to calculate (d) Basement depth map using analytic signal method.

thin-layer boundary (sill, oblique intrusive vein, banded iron formation, etc.) or faults [50]. The size of the window used is 10 km × 10 km with a maximum depth tolerance of 15%. A good grouping of solutions indicates that the location of the source is well resolved, and a dispersion indicates that the solutions must probably be ignored [50]. The Euler depth solution map is illustrated in **Figure 8**. The analysis of this map shows the linear clustering circles are suggested to be the result of faults and or contacts with depth values ranging between 245.24 m

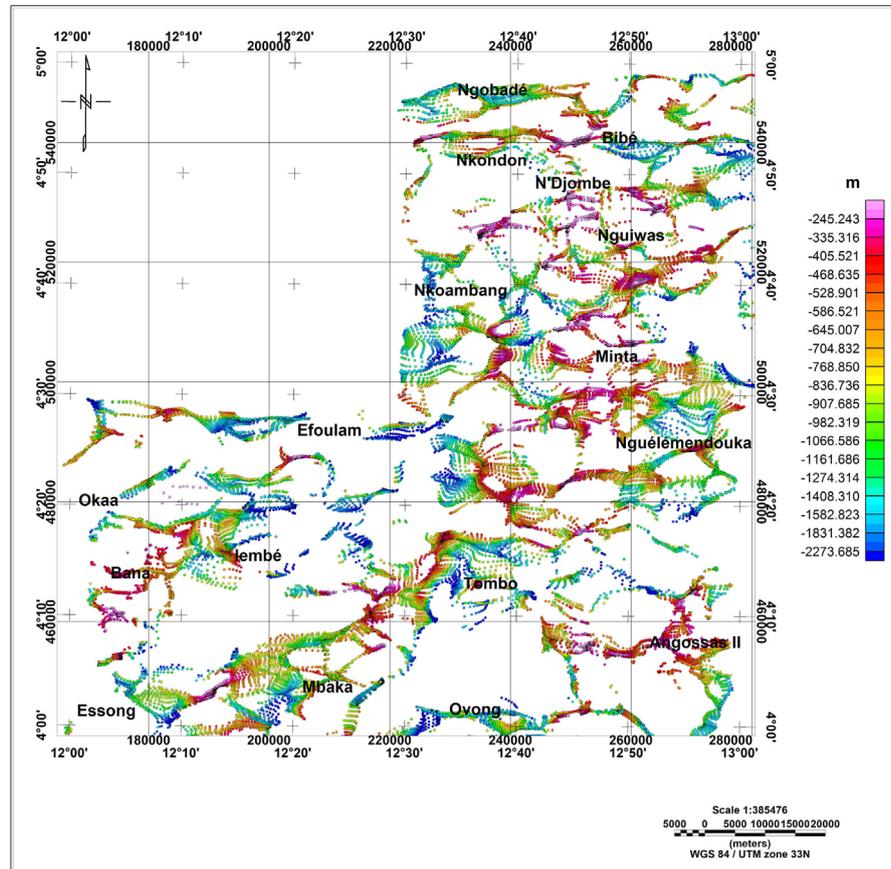


Figure 8. Euler's solution of TMI residual $N = 1$, $T = 15\%$, $W = 10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$.

and 2273.68 m. The non-uniformity of the depths of said contacts in the area suggests that all the outlines of the box do not have the same origin. These solutions are trending in E-W, ENE-WSW and NE-SW directions.

On Euler's solutions map, the limits of the faults intrusive bodies are perfectly distinguished. To the north, at Ngobadé in the granites; in the center, between Nkoambang and Nguélémendouka; in the south, at Angossas II, the shape of the Euler solution groupings would characterize the limits of the intrusive bodies in the basement, whereas the straight and continuous alignment of the Bibé, Minta, Efulam and Mbaka solutions would, on the other hand, characterize the normal faults hidden in the covers.

4.6. Interpretative Structural Map

An interpretative structural map has been drawn from maps of **Figure 5**, **Figure 6** and **Figure 8** to highlight the different lineaments (**Figure 9**). The interpretative structural map simply reveals the structural complexity in the basement, this map is characterized by trends of lineaments.

The analysis of the interpretative structural map of study area shows four predominant structural trends having variable intensities and lengths. These are the E-W, ENE-WSW and NE-SW trends, representing the most predominant

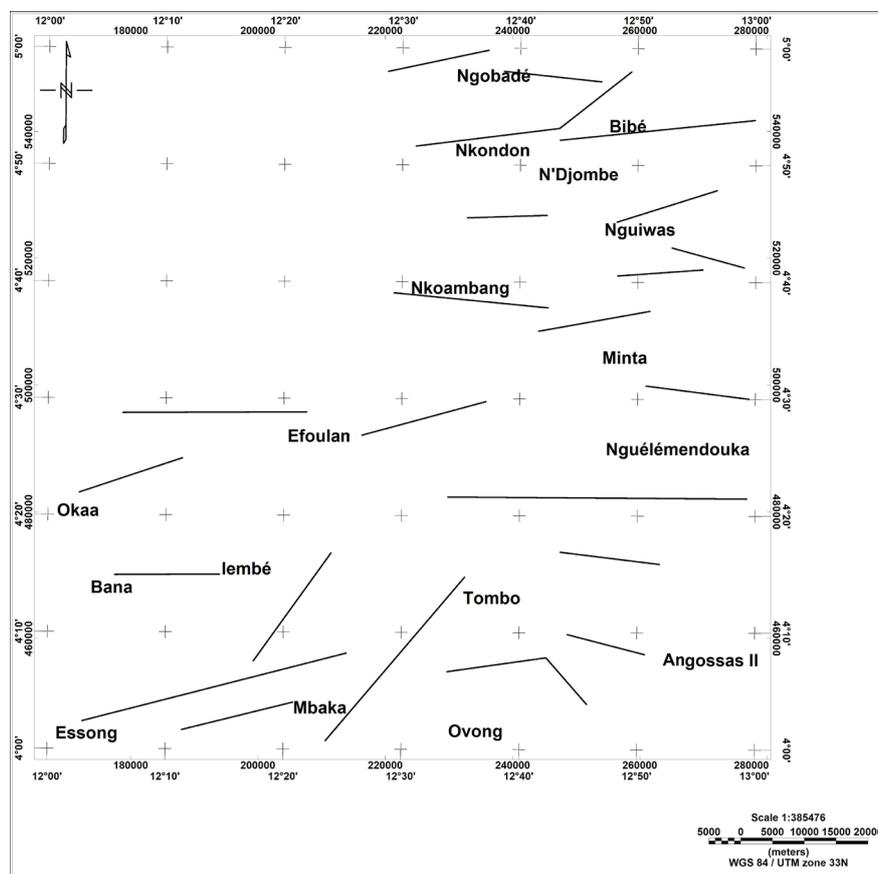


Figure 9. Interpretative structural map of study area.

tectonic trends affecting the investigated area as deduced from the magnetic point of view. The relationships among these trends suggest that, the area was subjected to more than a single tectonic event. Vertical accidents characterized by nearly rectilinear solutions have NE-SW directions at Okaa, E-W at Nkondon, Ovong. The deepest accidents are of E-W main directions with depths of over 2300 m and are in Efulan, Lembé and Tombo. The folding system-oriented E-W to NE-SW, are in accordance with the directions highlighted in geological investigations focused the Awaé-Ayos strike-slip shear zones (southern Cameroon): Geometry, kinematics and significance in the late Pan-African tectonics by [66] in adjacent areas situated below the present study area. The ENE-WSW contacts after [67], is associated to the second deformation D_2 , characterized by folds (S_2), foliation (F_2). At the regional scale, the near surface NE-SW contacts who represent the regional deformation events D_2 (compression) and D_3 (wrenching) may correlate with the development of the Centre Cameroon Shear Zone witness by the Fouban Shear Zone.

The tectonic features put in evidence have linkages with faults and folds lines-oriented E-W, ENE-WSW and NE-SW, as identified by geophysical surveys carried out in gravity [68] [69] [70] [71], audiomagnetotelluric [6] and aeromagnetic [11] in areas situated around the current study area.

4.7. Source Parameter Imaging (SPI) Map

The Source Parameter Imaging (SPI) module of the Oasis Montaj software was applied to the TMI data of the study area. The SPI (Source Parameter Image) method is a technique for calculating source depths from magnetic data. It is a tool based on the extension of the complex analytic signal to estimate magnetic depths [72]. The derived map (SPI) is illustrated in Figure 10 and highlights the spatial location of various magnetic sources at different depths. This map shows that generally, the north (from Nkoambang to Ngodabe) and south (Angossas II) parts of the study area are shallow. These areas are illustrated in blue, green and yellow colors represent depths ranging from 200 to 766.55 m. They can be characterized by a low magnetic susceptibility. The central part (from Tombo to Nkoambang) is a deep zone and is characterized by orange, red and magenta colors with depths ranging from 988.19 to 2800 m, which may be a high magnetic susceptibility.

The SPI depth map (Figure 10) shows a good similarity with the depth map constructed using the AS technique. However, the depth varies from about 200 m to about 2800 m.

5. 2D Forward Modelling

Theory and application modeling the source body of this study was performed

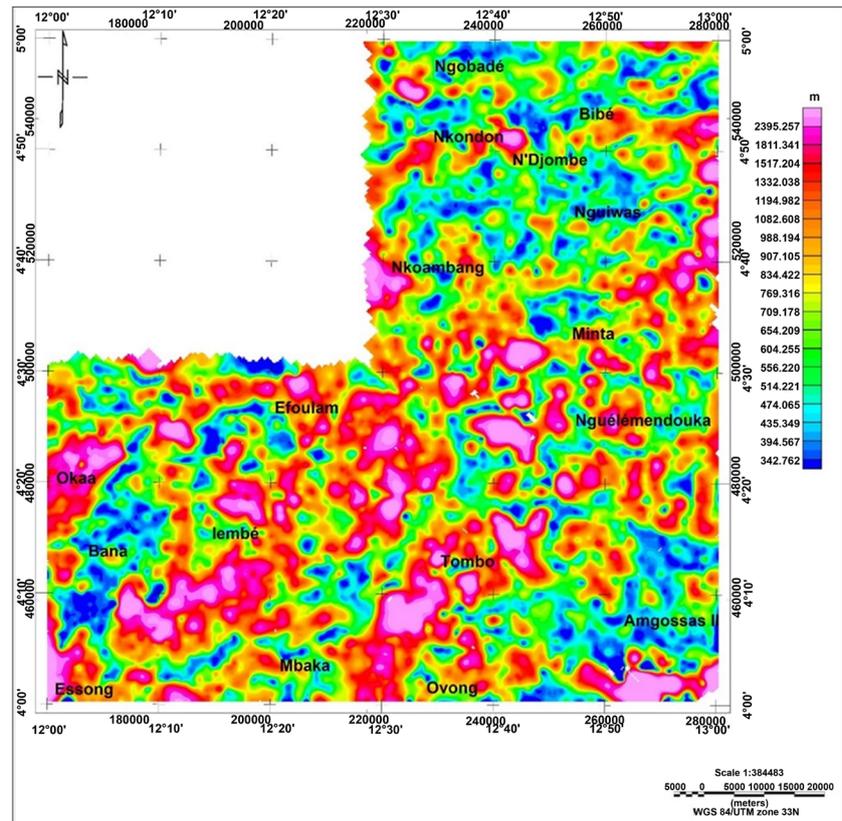


Figure 10. Map of the calculated depths with Source Parameter Image method (SPI) of the study area.

by the Oasis Montaj's GM-SYS module 8.3 that permits forward modeling of magnetic data to obtain the optimal fit of the generated source model to the observed data. GM-SYS is based on the algorithms described by [73] and [74].

Using the available geologic information and the results of qualitative and quantitative interpretation of magnetic maps; basement structural cross-section is constructed along this profile to initiate modeling. The profile AB were chosen and drawn on the TMI-RTE map (Figure 4). This profile was drawn with a North-South orientation and traversing through the suspected area on the map. Profile AB covers about a length of 111.05 km. It has its origin at latitude 4°00'N and lies parallel on longitude 12°40'E up to latitude 5°00'N. The profile runs through Ovong, Tombo and N'Djombé and crosses successively three lithologic unit of susceptibility 0.011 SI, 0.036 SI and 0.045 SI respectively (Figure 11). Close examination of this profile shows an excellent fit between the observed and calculated anomalies with error reaches 1.722 (Figure 11). Where the negative magnetic anomalies are related probably to the uplifts, whereas the positive ones are recognized with graben structures of the second lithologic unit. In the model, it is considered that the basement is granitic with a magnetic susceptibility of 0.045 SI and the depths are ranging between 550 m and 4100 m.

6. Conclusion

This study is based on the analysis and interpretation of aeromagnetic data to define the subsurface basement depth and contacts location's inference of the study area. First, the Total Magnetic Intensity Map reduced to the equator (TMI_RTE) is used to locate the magnetic anomalies directly above their causative sources. This map reveals various causative sources, as well as varying

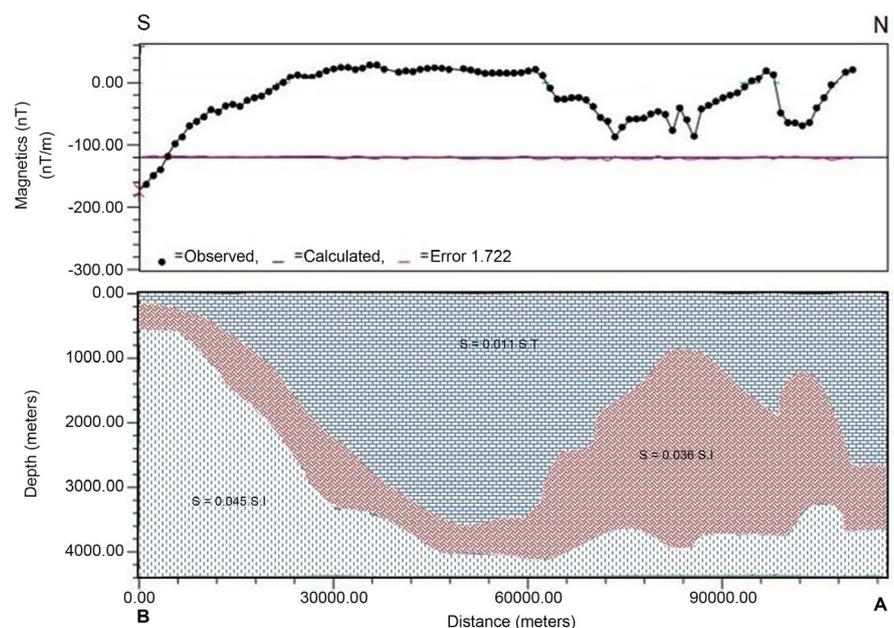


Figure 11. 2-D magnetic modeling along profile A-B in the N-S direction.

depths and compositions, with different anomalies of varying frequencies and amplitudes. The tilt angle derivative (TDR) was used to locate the edges of this TMI-RTE. Positive values should be located above the magnetic sources while negative values are located away from them. The half distance between $\pm\pi/4$ (± 0.785) Radian was used to calculate the depth to these edges. By applying [43] method, the depth of basement surface reaches to 3000 m in the south-west and eastern parts of the study area, while it reaches 227 m in the north and western parts. The total horizontal derivative of the tilt derivative map (THDR_TDR) shows these edges as sharper and its values are the reciprocal of the depth to these contacts. The deduced average depths above them range from 380 to about 2800 m. Euler deconvolution is applied to illustrate the distribution of contacts or faults and to estimate their depths which range from 245.24 to 2273.68 m. Accordingly, the constructed interpretative structural map of study area is configured by a set of these contacts or faults which oriented in E-W, NE-SW and ENE-WSW, directions. The present results of trends agree with gravity studies in adjacent areas which highlight a reseau of faults-oriented W-E, and the audiomagnetotelluric data analysis that puts in evidence a secondary fault line with NE-SW general trend [43]. The orientation of the basement geological structures inferred from the magnetic maps suggests that they are products of the Brasilia-no/Pan-African orogeny. Two main techniques were used to calculate the depth to the magnetic basement sources. AS and SPI were used to calculate the depth to the magnetic basement sources. They reflected similar results for estimating the basement depths. For both, the depth ranges from 150 to 2800 m. The 2-D modeling tool was used for the data profile modeling, where more than one anomaly is considered in the process. The models indicate that, the granitic basement rocks range between 550 m and 4100 m. Finally, the methods used in this study (TDR, THDR_TDR, 3-ED, AS and SPI) gave us similar results to the depth of the basement rocks, ranging in depth between 150 and 3000 m as the average range.

Conflict of Interest

The authors declare that there is no conflict of interests regarding the publication of this paper.

Acknowledgements

This work was carried out at the University of Yaoundé I, Cameroon, as part of first author's Ph.D. studies. The authors are thankful to the anonymous reviewers for their thorough comments which enabled to improve the initial version of this paper.

References

- [1] Grant, F.S. (1985) Aeromagnetism, Geology and Ore Environments, I. Magnetite in Igneous, Sedimentary and Metamorphic Rocks: An Overview. *Geoexploration*, **23**,

- 303-333. [https://doi.org/10.1016/0016-7142\(85\)90001-8](https://doi.org/10.1016/0016-7142(85)90001-8)
- [2] Ogunmola, J.K., Ayolabi, E.A. and Olobaniyi, S.B. (2016) Structural-Depth Analysis of the Yola Arm of the Upper Benue Trough of Nigeria Using High Resolution Aeromagnetic Data. *Journal of African Earth Sciences*, **124**, 32-43. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.09.008>
- [3] Adetona, A., Abbass and Mallam, A. (2013) Estimating the Thickness of Sedimentation within Lower Benue Basin and Upper Anambra Basin, Nigeria, Using Both Spectral Depth Determination and Source Parameter Imaging. *International Journal of Geophysics*, **20**, Article ID: 124706.
- [4] Paterson, Grant, Watson Ltd. (1976) Etudes aéromagnétiques sur certaines Régions de la République Unie du Cameroun. Rapport d'interprétation. ACIDI, Toronto, 190 p.
- [5] Noutchogwe, C., Tabod, C. 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>
- [6] Ndougsa-Mbarga, T., Meying, A., Bisso, D., Sharma, K.K., Layu, D.Y. and Manguelle-Dicoum, E. (2011) Audiomagnetotelluric (AMT) Soundings Based on the Bostick Approach and Evidence of Tectonic Features along the Northern Edge of the Congo Craton, in the Messamena/Abong-Mbang. *Journal of Indian Geophysical Union*, **15**, 145-159.
- [7] Ndougsa-Mbarga, T., Yufenyiu Layu, D., Quentin Yene-Atangana, J. and Tabod-Tabod, C. (2014) Delineation of the Northern Limit of the Congo Craton Based on Spectral Analysis and 2.5D Modeling of Aeromagnetic Data in the Akonolinga-Mbama Area, Cameroon. *Geofísica Internacional*, **53**, 5-16.
- [8] Feumoe, A.N.S., Ndougsa-Mbarga, T., Manguelle-Dicoum, E. and Derek Fairhead, J. (2012) Delineation of Tectonic Lineaments Using Aeromagnetic Data for the South-East Cameroon Area. *Geofizika*, **29**, 33-50.
- [9] Bikoro-Bi-Alou, M., Ndougsa-Mbarga, T. and Tabod, T.C. (2014) Quantitative Interpretation of Magnetic Anomalies in Ebolowa-Djoum Area (Southern Cameroon). *Geophysica*, **50**, 11-25.
- [10] Ngoh, J.D., Ndougsa Mbarga, T., Assembe, S.P., Meying, A., Owono Amougou, O.U.I. and Tabod, C.T. (2017) Evidence of Structural Facts Inferred from Aeromagnetic Data Analysis over the Guider-Maroua Area (Northern Cameroon). *International Journal of Geosciences*, **8**, 781-800. <https://doi.org/10.4236/ijg.2017.86044>
- [11] Yandjimain, J., Ndougsa-Mbarga, T., Meying, A., Bi-Alou, M.B., Ngoumou, P.C., Assembe, S.P., Ngoh, J.D. and Owono-Amougou, O.U.I. (2017) Combination of Tilt-Angle and Euler Deconvolution Approaches to Determine Structural Features from Aeromagnetic Data Modeling over Akonolinga-Loum Area (Centre-East, Cameroon). *International Journal of Geosciences*, **8**, 925-947. <https://doi.org/10.4236/ijg.2017.87053>
- [12] Paterson, N.R. and Reeves, C.V. (1985) Applications of Gravity and Magnetic Surveys: The State-of-the-Art in 1985. *Geophysics*, **50**, 2558-2594. <https://doi.org/10.1190/1.1441884>
- [13] Ngako, V., Njongfang, E., Aka, T.F., Affaton, P. and Nnange, J.M. (2006) The North-South Paleozoic Trend of Alkaline Magmatism from Niger-Nigeria to Cameroon: Complex Interaction between Hotspots and Precambrian Faults. *Journal of African Earth Sciences*, **45**, 241-256. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2006.03.003>
- [14] Maurizot, P., Abessolo, A., Feybesse, A., Johan, J.L. and Lecompte, P. (1986) Etude

- et prospection minière au Sud-Ouest Cameroun. Synthèse des travaux de 1978-1985, Rapport BRGM 85 CNRS 066, Orléans, 274 p.
- [15] 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>
- [16] Dumont, J.F. (1986) Identification par télédétection de l'accident de la Sanaga (Cameroun). Sa position dans le contexte des grands accidents d'Afrique centrale et de la limite nord du craton congolais. *Géodynamique*, **1**, 13-19.
- [17] Kennedy, W.Q. (1964) The Structural Differentiation of Africa in the Pan-African (500 m.y) Tectonic Episode. Research Institute of African Geology, University of Leeds, Leeds, 48.
- [18] Oliveira, E.P., Toteu, S.F., Araujo, M.N.C., Carvalho, M.J., Nascimento, R.S., Bueno, J.F., Mc Naughton, N. and Basilic, G. (2006) Geologic Correlation between the Neoproterozoic Sergipano Belt (NE Brazil) and the Yaoundé Belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences*, **44**, 470-478. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.11.014>
- [19] Boukéké, D.B. (1994) Structures crustales d'Afrique centrale déduites des anomalies gravimétriques et magnétiques: Le domaine précambrien de la république centrafricaine et du sud-Cameroun. Thèse de Doctorat, Université de Paris sud, Centre d'Orsay, 278.
- [20] Ngako, V., Affaton, P. and Njonfang, E. (2008) Pan-African Tectonics in North-western Cameroon: Implication for History of Western Gondwana. *Gondwana Research*, **14**, 509-522. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.02.002>
- [21] Owona, S., Schulz, B., Ratschbacher, L., Mvondo Ondo, J., Ekodeck, G.E., Tchoua, M.F. and Affaton, P. (2011) Pan-African Metamorphic Evolution in the Southern Yaounde Group (Oubanguidé Complex, Cameroon) as Revealed by EMP-Monazite Dating and Thermobarometry of Garnet Metapelites. *Journal African Earth Sciences*, **59**, 125-139. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2010.09.003>
- [22] Castaing, C., Feybesse, J.L., Thieblemont, D., Triboulet, C. and Chevremont, P. (1994) Paleogeographical Reconstructions of the Pan-African/Brasiliano Orogen: Closure of an Oceanic Domain or Intracontinental Convergence between Major Blocks. *Precambrian Research*, **69**, 327-344. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)90095-7](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)90095-7)
- [23] Njonfang, E., Ngako, V., Moreau, Ch., Affaton, P. and Diot, H. (2008) Restraining Bends in High Temperature Shear Zones: The "Central Cameroon Shear Zone", Central Africa. *Journal African Earth Sciences*, **52**, 9-20. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2008.03.002>
- [24] Nzenti, J.P., Bertrand, S.M. and Macaudière, J. (1994) La Chaîne Panafricaine au Cameroun: Cherchons suture et modèle. 15^e reunion des Sciences de la Terre, Nancy, 99 p.
- [25] 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 African Earth Sciences*, **45**, 74-86. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2006.01.005>
- [26] Kwékam, M., Liégeois, J.-P., Njonfang, E., Affaton, P., Hartmann, G. and Tchoua, F. (2010) Nature, Origin and Significance of the Fomopéa Pan-African High-K Calc-Alkaline Plutonic Complex in the Central African Fold Belt (Cameroon). *Journal African Earth Sciences*, **57**, 79-95. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2009.07.012>

- [27] Owona, S. (2008) Archaean, Eburnean and Pan-African Features and Relationships in Their Junction Zone in the South of Yaoundé (Cameroon). PhD Thesis, University of Douala, Douala, 232.
- [28] Nzenti, J.P. (1998) Neoproterozoic Alkaline Meta-Igneous Rocks from the Pan-African North Equatorial Fold Belt (Yaounde, Cameroon) Biotites and Magnetite Rich Pyroxenites. *Journal of African Earth Sciences*, **26**, 37-47. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(97\)00135-8](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(97)00135-8)
- [29] Mvondo, H., Den-Brok, S.W.J. and Mvondo-Ondoa, J. (2003) Evidence for Symmetric Extension and Exhumation of the Yaoundé Nappe (Pan-African Fold Belt, Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, **36**, 215-231. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(03\)00017-4](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(03)00017-4)
- [30] Nzenti, J.P., Barbey, P., Macaudiere, J. and Soba, D. (1988) Origin and Evolution of the Late Precambrian High-Grade Yaoundé Gneisses (Cameroon). *Precambrian Research*, **38**, 91-109. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(88\)90086-1](https://doi.org/10.1016/0301-9268(88)90086-1)
- [31] Mvondo, H., Owona, S., Mvondo-Ondoa, J., Essono, J. and Yene-Atangana, J.Q. (2007) Comment on U-Pb Dating of Plutonic Rocks Involved in the Nappe Tectonic in Southern Cameroon: Consequence for the Pan-African Orogenic Evolution of the Central African Fold Belt. *Journal of African Earth Sciences*, **44**, 479-493.
- [32] Rolin, P. (1982) Présence d'un chevauchement ductile majeur d'âge panafricain dans la partie centrale de la République Centrafricaine: Résultats préliminaires. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, **315**, 467-470.
- [33] Abdelsalam, G.M., Liégeois, L. and Stern, R.J. (2002) The Saharan Metacraton. *Journal African Earth Science*, **34**, 119-136. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(02\)00013-1](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(02)00013-1)
- [34] Gazel, J. (1954) Carte géologique de reconnaissance du Cameroun. Feuille N°: NB.33. S.O.E.030. Dressée et publiée par le Service des Mines du Cameroun.
- [35] Gazel, J. (1955) Notice explicative sur la feuille Batouri-Ouest. Direction des Mines. Cameroun, Yaoundé, 44 p.
- [36] Baranov, V. (1957) A New Method for Interpretation of Aeromagnetic Maps: Pseudo-Gravimetric. *Geophysics*, **22**, 359-383. <https://doi.org/10.1190/1.1438369>
- [37] Leu, L. (1982) Use of Reduction-to-the-Equator Process for Magnetic Data Interpretation. *Geophysics*, **47**, 445.
- [38] Geosoft Inc. (2012b) Oasis Montaj v7.2 Software (Standard Edition): Integrated Platform Software for Earth Exploration. Geosoft Inc., Toronto.
- [39] Miller, H.G. and Singh, V. (1994) Potential Field Tilt a New Concept for Location of Potential Field Sources. *Journal of Applied Geophysics*, **32**, 213-217. [https://doi.org/10.1016/0926-9851\(94\)90022-1](https://doi.org/10.1016/0926-9851(94)90022-1)
- [40] Dentith, M. (2011) Magnetic Methods, Airborne. In: Gupta, H.S., Ed., *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*, Vol. 1, Springer, Dordrecht, 761-766. https://doi.org/10.1007/978-90-481-8702-7_119
- [41] Verduzco, B., Fairhead, J.D., Green, C.M. and MacKenzie, C. (2004) New Insights into Magnetic Derivatives for Structural Mapping. *The Leading Edge*, **23**, 116-119. <https://doi.org/10.1190/1.1651454>
- [42] Salem, A., Williams, S., Fairhead, D., Smith, R. and Ravat, D. (2008) Interpretation of Magnetic Data Using Tilt-Angle Derivatives. *Geophysics*, **73**, 1-10. <https://doi.org/10.1190/1.2799992>
- [43] Salem, A., William, S., Fairhead, D., Ravat, D. and Smith, R. (2007) Tilt-Depth Method: A Simple Depth Estimation Method Using First-Order Magnetic Derivatives.

- The Leading-Edge*, **150**, 2-5. <https://doi.org/10.1190/1.2821934>
- [44] Hinze, W.J., Von Frese, R.R.B. and Saad, A.H. (2013) Gravity and Magnetic Exploration Principles, Practices, and Applications. Cambridge University Press, New York, 515 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511843129>
- [45] Oruc, B. (2010) Edge Detection and Depth Estimation Using a Tilt Angle Map from Gravity Gradient Data of the Kozakl-Central Anatolia Region, Turkey. *Pure and Applied Geophysics*, **168**, 1769-1780. <https://doi.org/10.1007/s00024-010-0211-0>
- [46] Rahman, M. and Ullah, S.E. (2013) Constrained Interpretation of Aeromagnetic Data Using Tilt-Angle Derivatives from North-Western Part of Bangladesh. *Global Advanced Research Journals*, **2**, 196-204.
- [47] Nabighian, M.N. (1972) The Analytic Signal of Two-Dimensional Magnetic Bodies with Polygonal Cross-Section: Its Properties and Use for Automated Anomaly Interpretation. *Geophysics*, **37**, 507-517. <https://doi.org/10.1190/1.1440276>
- [48] Nabighian, M.N. (1974) Additional Comments on the Analytic Signal of Two Dimensional Magnetic Bodies with Polygonal Cross-Section. *Geophysics*, **39**, 85-92. <https://doi.org/10.1190/1.1440416>
- [49] Roest, W.R., Verhoef, J. and Pilkington, M. (1992) Magnetic Interpretation Using the 3-D Signal Analytic. *Geophysics*, **57**, 116-125. <https://doi.org/10.1190/1.1443174>
- [50] Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millett, A.J. and Somerton, I.W. (1990) Magnetic Interpretation in Three Dimensions Using Euler Deconvolution. *Geophysics*, **55**, 80-90. <https://doi.org/10.1190/1.1442774>
- [51] Thompson, D.T. (1973) Identification of Magnetic Source Types Using Equivalent Simple Models. *Fall Annual AGU Meeting*, San Francisco, 10-13 December 1973.
- [52] Wilsher, W.A. (1987) A Structural Interpretation of the Witwatersrand Basin through the Application of Automated Depth Algorithms to Both Gravity and Aeromagnetic Data. M.Sc. Thesis, University of Witwatersrand, Johannesburg.
- [53] Yaghoobian, A., Boustead, G.A. and Dobush, T.M. (1993) Object Delineation Using Euler's Momogeneity Equation: Location and Depth Determination of Buried Ferro-Metallic Bodies. *Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, San Diego, 613-632. <https://doi.org/10.4133/1.2922042>
- [54] Mushayandevu, M.F., Lesur, V., Reid, A.B. and Fairhead, J.D. (2004) Grid Euler Deconvolution with Constraints for 2D Structures. *Geophysics*, **69**, 489-496. <https://doi.org/10.1190/1.1707069>
- [55] Thompson, D.T. (1982) EULDPH: A New Technique for Making Computer Assisted Depth Estimates from Magnetic Data. *Geophysics*, **47**, 31-37. <https://doi.org/10.1190/1.1441278>
- [56] Pilkington, M., Abdoh, A. and Cowan, D.R. (1995) Pre-Mesozoic Structure of the Inner Moray Firth Basin: Constraints from Gravity and Magnetic Data. *First Break*, **13**, 291-300. <https://doi.org/10.3997/1365-2397.1995015>
- [57] Smith, R.S., Thurston, J.B., Dai, T.F. and MacLeod, I.N. (1998) iSPITM—The Improved Source Parameter Imaging Method. *Geophysical Prospecting*, **46**, 141-151. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2478.1998.00084.x>
- [58] Nabighian, M.N. and Hansen, R.O. (2001) Unification of Euler and Werner Deconvolution in Three Dimensions via the Generalized Hilbert Transform. *Geophysics*, **66**, 1805-1810. <https://doi.org/10.1190/1.1487122>
- [59] Cooper, G.R.J. (2002) An Improved Algorithm for the Euler Deconvolution of Potential Field Data. *The Leading Edge*, **21**, 1197-1198. <https://doi.org/10.1190/1.1536132>
- [60] Reid, A.B. and Thurston, J.B. (2014) The Structural Index in Gravity and Magnetic

- Interpretation: Errors, Uses, and Abuses. *Geophysics*, **79**, 61-66.
<https://doi.org/10.1190/geo2013-0235.1>
- [61] Reid, A.B., Ebbing, J.O. and Susan, S.J. (2014) Avoidable Euler Errors—The Use and Abuse of Euler Deconvolution Applied to Potential Fields. *Geophysical Prospecting*, **62**, 1162-1168. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12119>
- [62] Thurston, J.B. and Smith, R.S. (1997) Automatic Conversion of Magnetic Data to Depth, Dip, and Susceptibility Contrast Using the SPI™ Method. *Geophysics*, **62**, 807-813. <https://doi.org/10.1190/1.1444190>
- [63] Fairhead, J.D., Williams, S.E. and Flanagan, G. (2004) Testing Magnetic Local Wave Number Depth Estimation Methods Using a Complex 3D Test Model. SEG Technical Program Expanded Abstracts, 742-745.
- [64] Rajaram, M. (2009) What's New in Interpretation of Magnetic Data? *Geohorizons*, 50-51.
- [65] Li, X. (2006) Understanding 3D Analytic Signal Amplitude. *Geophysics*, **71**, 13-16. <https://doi.org/10.1190/1.2184367>
- [66] Olinga, J.B., Mpesse, J.E., Minyem, D., Ngako, V., Ndougsa-Mbarga, T. and Eko-deck, G.E. (2010) The Awaé-Ayos Strike-Slip Shear Zones (Southern-Cameroon) Geometry, Kinematics and Significance in the Late Pan African Tectonics. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, **257**, 1-11. <https://doi.org/10.1127/0077-7749/2010/0042>
- [67] Kankeu, B., Greilingb, R.O. and Nzenti, J.P. (2009) Pan-African Strike-Slip Tectonics in Eastern Cameroon—Magnetic Fabrics (AMS) and Structure in the Lom Basin and Its Gneissic Basement. *Precambrian Research*, **174**, 258-272. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.08.001>
- [68] Ndougsa-Mbarga, T., Manguelle-Dicoum, E., Tabod, C.T. and Mbom-Abane, S. (2003) Modelisation d'anomalies gravimétriques dans la région de Mengueme-Akonolinga (Cameroun). *Science, Technologie et Développement*, **10**, 67-74.
- [69] 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 Cameroun. *Geofizika*, **28**, 229-245.
- [70] 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 do Instituto de Geociências*, **33**, 73-82.
- [71] Shandini, N.Y. and Tadjou, J.M. (2012) Interpreting Gravity Anomalies in South Cameroon, Central Africa. *Earth Sciences Research Journal*, **16**, 5-9.
- [72] Phillips, J.D. (2000) Locating Magnetic Contacts: A Comparison of the Horizontal Gradient, Analytic Signal, and Local Wavenumber Methods. SEG Technical Program Expanded Abstracts, 402-405. <https://doi.org/10.1190/1.1816078>
- [73] Won, I.J. and Bevis, M. (1987) Computing the Gravitational Magnetic Anomalies Due to a Polygon: Algorithm and FORTRAN Subroutines. *Geophysics*, **52**, 232-238. <https://doi.org/10.1190/1.1442298>
- [74] Rasmussen, R. and Pedersen, L.B. (1979) End Corrections in Potential Field Modeling. *Geophysical Prospecting*, **27**, 749-760. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1979.tb00994.x>

Crustal Structure and Tectonic Setting over the Panafrican Domain in Loum-Minta Area (Centre-East Cameroon) from Aeromagnetic Analysis

Jean Aimé Mono^{1,2*}, Marcelin Bikoro Bi-Alou³, Arsene Meying⁴, Theophile Ndougsa-Mbarga^{1,5}, Stéphane Patrick Assembe⁶, Crépin Timoléon Kofané¹

¹Postgraduate School of Sciences, Technologies & Geosciences, University of Yaoundé I, Yaoundé, Cameroon

²Basical Sciences Teaching Department of Advanced Technical Teacher Training School, University of Douala, Douala, Cameroon

³Department of Earth Sciences, Faculty of Science, University of Maroua, Maroua, Cameroon

⁴School of Geology and Mining Engineering, University of Ngaoundere, Ngaoundere, Cameroon

⁵Department of Physics, Advanced Teacher's Training College, University of Yaoundé I, Yaoundé, Cameroon

⁶Faculty of Science, University of Bamenda, Bamili, Cameroon

Email: *monojeanaime@yahoo.fr

How to cite this paper: Mono, J. A., Bi-Alou, M. B., Meying, A., Ndougsa-Mbarga, T., Assembe, S. P., & Kofané, C. T. (2019). Crustal Structure and Tectonic Setting over the Panafrican Domain in Loum-Minta Area (Centre-East Cameroon) from Aeromagnetic Analysis. *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 7, 61-81.

<https://doi.org/10.4236/gep.2019.74005>

Received: February 27, 2019

Accepted: April 15, 2019

Published: April 18, 2019

Copyright © 2019 by author(s) 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 present work aims to determine the geological structure, to highlight and to determine the characteristics of the fault system responsible for the current structure of the study area through the interpretation of available aeromagnetic data. Total magnetic intensity anomaly (TMI) was critically interpreted using several analysis techniques including Reduction to Equator (RTE), First Vertical Derivative, upward continuation, spectral analysis and $2D^{3/4}$ modeling. All results obtained from the interpretation process were combined together to draw an interpretative geological map of the area and allow the general view of the surface and sub-surface structures. The interpretative geological map reveals that the geological formations of the studied area appear to be intensely fractured by an E-W, ENE-WSW and NE-SW main orientation fault system. The lineaments identified in the area study could be linked to the Pan-African orogeny and seem to correspond to deep-seated basement structures, which are referred to the tectonic boundary between Congo Craton and the Pan-African orogeny belt. According to spectral analysis results, the depths of the sources of superficial and deep magnetic anomalies are 2500 m and 12,000 m respectively. The $2D^{3/4}$ modelling of one magnetic profile plotted on the reduced residual map at the equator was performed to approximate the geometry and depth of the sources of magnetic anomalies, the model suggests the intrusion of a large body of high susceptibility during the continental collision. The results of this study can be used to

better understand deep-seated basement structures and to support decisions with regard to the development of industrial areas, as well as of hydrogeological and/or mining investigations to be undertaken in the study area.

Keywords

Aeromagnetic, Upward Continuation, Spectral Analysis, Modelling 2D^{3/4}

1. Introduction

Precambrian crustal evolution in Central Africa ranges from Archean to Neoproterozoic. In the Archean, the witnesses of the Liberian orogeny meet in the Congo Craton are represented in Cameroon by the Ntem unit. In the Paleoproterozoic, the Eburnean orogeny corresponds to the West Belt of Central Africa (Feybesse et al., 1998) represented in Cameroon by the Nyong and Ayina units. This crustal evolution ends in the Neoproterozoic with the Pan-African Orogeny at the origin of the Central African Mobile Zone (CAMZ) or North-Equatorial Pan-African Chain extending from the northern edge of the Congo craton to the Eastern Nigeria, including Cameroon. The CAMZ is the subject of numerous studies in Cameroon through different methods of geological and geophysical investigations. The objectives of these different studies are, on the one hand, to determine the characteristics of the geological structures, the tectonic evolution of the different geological units and on the other hand to highlight physical indices and the structural features favorable to the presence of deposits exploitable (ores, hydrocarbons, groundwater, etc.).

Gravity and audio-magnetotelluric studies by Tadjou et al., 2009; Shandini et al., 2010; Meying et al., 2009 & 2013; Basseka et al., 2011; Ndougssa et al., 2011 revealed that, on one hand, the Northern Congo Craton Boundary was characterized by a network of faults which traverse the region of study and on the other hand, the major structures of the area had E-W, WSW-ENE, NE-SW and NNE-SSW orientations. Nevertheless, all these studies do not give sufficient information on the characteristic of structures of the subsoil of the studied area. The present study therefore aims to further deepen the knowledge of lineaments through their spatial mapping and their characteristic in order to obtain a better interpretative structural map of the study area. The resolution of such problems is made possible through the use of potential methods such as the aeromagnetic method. This method takes advantage of the correlation between the variations of the magnetic field and the susceptibility of the rocks of the subsoil. It can be used to identify basement structures. Indeed, the qualitative and quantitative interpretations of the anomalies of the magnetic field make it possible to evaluate the distribution of the geological structures of the crust.

2. Geologic and Tectonic Setting of Study Area

The study area is located northeast of Yaoundé (Cameroon), in the Mobile Zone

of Central Africa, at the northern edge of the Craton of Congo. It is bounded by the meridians 12°00' and 13°00' east longitude and the parallels 4°00' and 5°00' north latitude (Figure 1). Most of the outcrops of Cameroon are constituted by units set up during the pan-African orogeny. These units form a vast E-W belt, known from Sudan to the Gulf of Guinea and Brazil. This mobile zone belongs to the Panafrican chain of Oubanguids or Mobile Zone of Central Africa which borders the Congo craton to the North (Poidevin, 1983). Its structure is that of a chain of collision between the Congo craton in the South and a cratonic area north of Adamaoua-North RCA. It overthrust the craton to the south, the latter extending in depth over a hundred kilometres to the north, under the Yaoundé. The Pan-African chain is crossed by two large NE-SW dextral mylonitic shear zones which are the Sanaga Fault and the Cameroon Center Shear zone, which cross the country from South-West to North-East. The formations involved are metavolcano-sediments. Their age is generally attributed to the middle to lower Proterozoic, Birrimian by analogy to Francevillien of Gabon for some authors. On the other hand, the metamorphism and overthrust of the Yaounde Group as well as the granitizations are clearly Panafrican (550 - 670 Ma).

This chain includes two major entities:

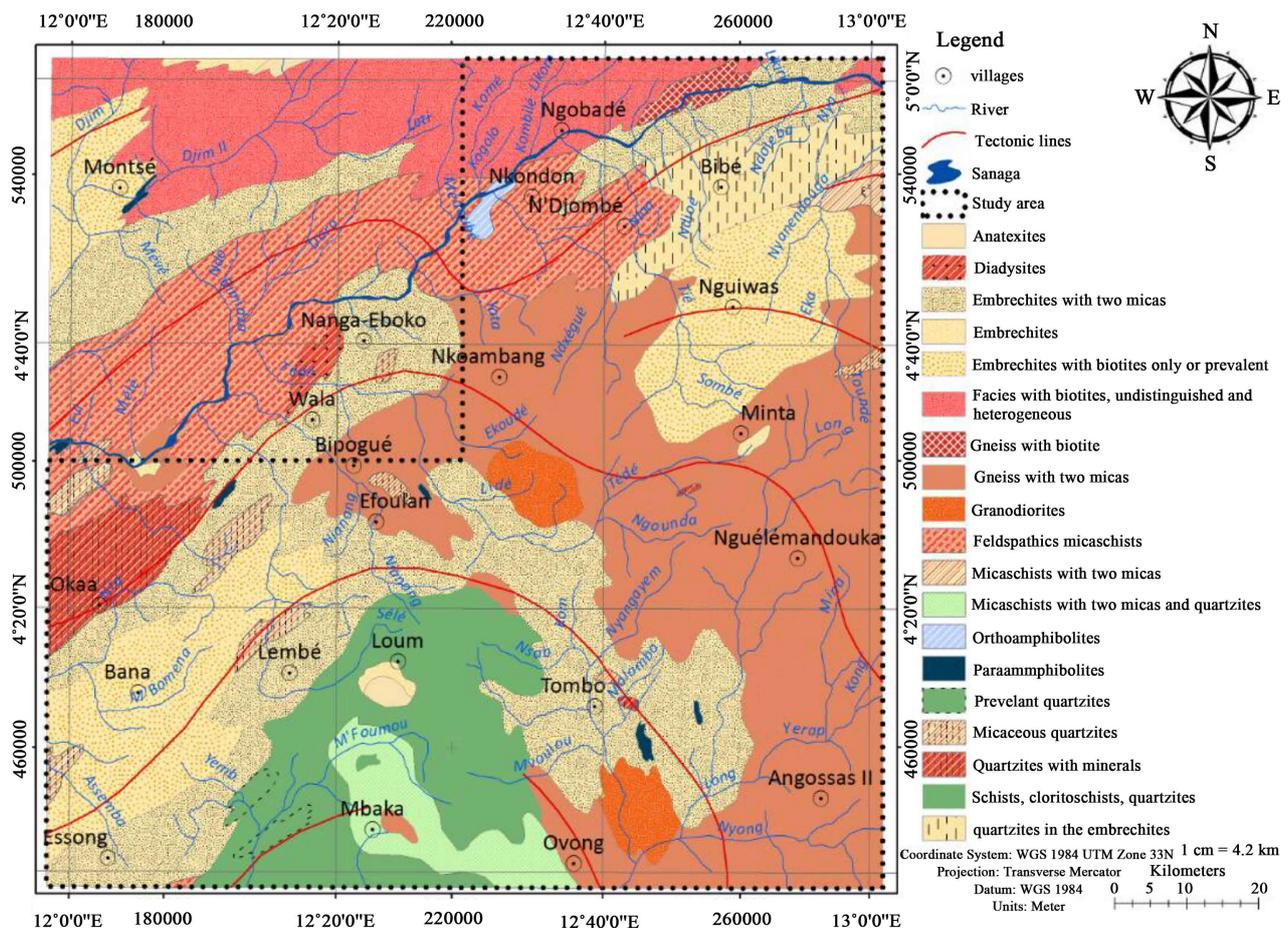


Figure 1. Geological map of the study area (Gazel, 1954).

- crystallophyllian and migmatitic formations of parserial origin, initially quartzo-pelitic to volcano-sedimentary, formerly called “intermediate series”, grouped by Maurizot et al. (1986) under the name of “Yaoundé Group” to underline its remarkable homogeneity, or series of Ayos, Mbalmayo-Bengbis, Yokadouma, Lom, Poli and Yaounde by Vicat (1998). They are affected by metamorphic conditions ranging from green shale to granulite;
- granitoids which are either granites of anatexis or syn and postectonic granites, the most frequent of which are calc-alkaline in nature. These rocks occupy mainly the central part of the Chain.

The tectonic evolution of the area was affected by the Pan-African tectono-thermal event which is characterized by a polyphase deformation with the stages $D_1 - D_4$ as reported by (Mono et al., 2018a; Mvondo et al., 2003 & 2007; Kwekam et al., 2010; Owona et al., 2008). D_1 predated emplacement of calc-alkaline dioritic bodies and caused the formation of nappes that resulted in high-pressure granulite metamorphism of soft sediments. A strong overprinting of these nappes during D_2 symmetric extension, probably associated with large-scale foliation unroofing and (or) gneissic doming and intense magmatic underplating, gave rise to regional flat-lying fabrics. The latter were further buckled by D_3 and D_4 folding phases defining a vertical constriction occurring with a major east-west to NW-SE shortening direction. The corresponding F_3 and F_4 folds trend north-south to NE-SW and east-west to NW-SE, respectively, and represent the main regional strain patterns. Based on the east-west to NW-SE maximum shortening orientation indicated by F_3 folds, it is proposed that the nappe-stacking phase D_1 occurred in the same direction.

3. Previous Geophysical Studies

The most relevant geophysical studies were recently carried out in Centre-east Cameroon to infer the subsurface basement depth and the contact locations affecting the area (Mono et al., 2018a; 2018b). According to Mono et al. (2018a), the depth magnetic basement ranges from 150 to 3000 m and the structures have E-W, WSW-ENE, NE-SW and NW-SE trends. A multiscale analysis based on the coupling of the horizontal gradient method with that of the upward continuation and Euler deconvolution have been applied to aeromagnetic data to highlight faults from shallow to deep depths, as well as their strikes and dips (Mono et al., 2018b). The upward continuation was applied to the TMI-RTE map at various altitudes (1000 m, 2000 m, 3000 m above measurement surface), followed by the calculation of the horizontal gradient maxima for each level. All maxima were plotted as points with different colors depending on the continuation level (Figure 2). The overlay of maxima presented in Figure 2 underlines the various contacts present in the area and indicates their dips. The predominant directions are E-W, ENE-WEW, NE-SW, and secondary directions NE-SW, NW-SE and WNW-ESE. According to the Euler deconvolution method, source depth of anomalies ranges from 100 to 2500 m (Figure 3) (Mono et al., 2018a; 2018b).

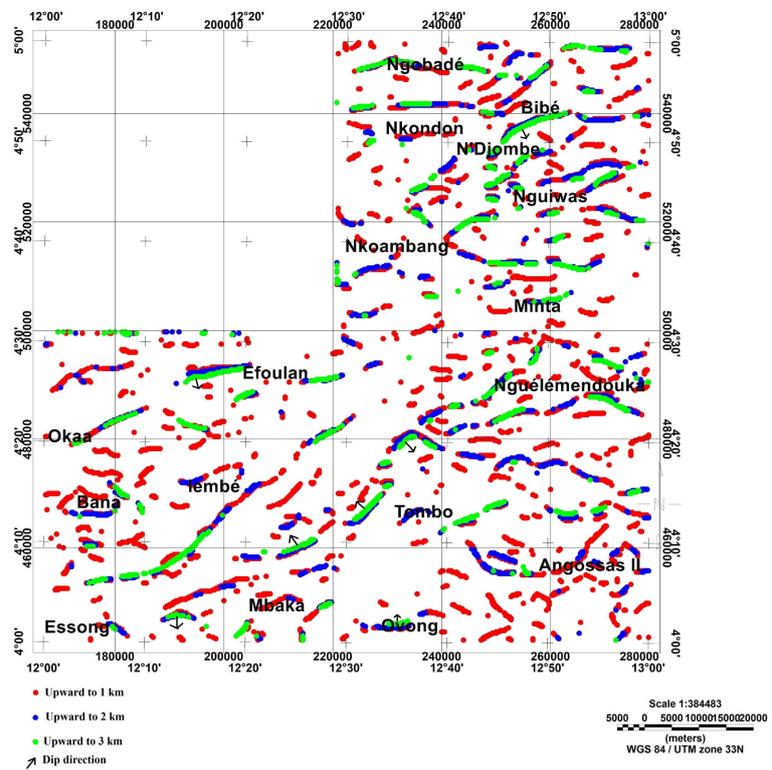


Figure 2. Superposition of maxima of horizontal gradient of TMI-RTE upward continued to 1 km, 2 km and 3 km (Mono et al., 2018b).

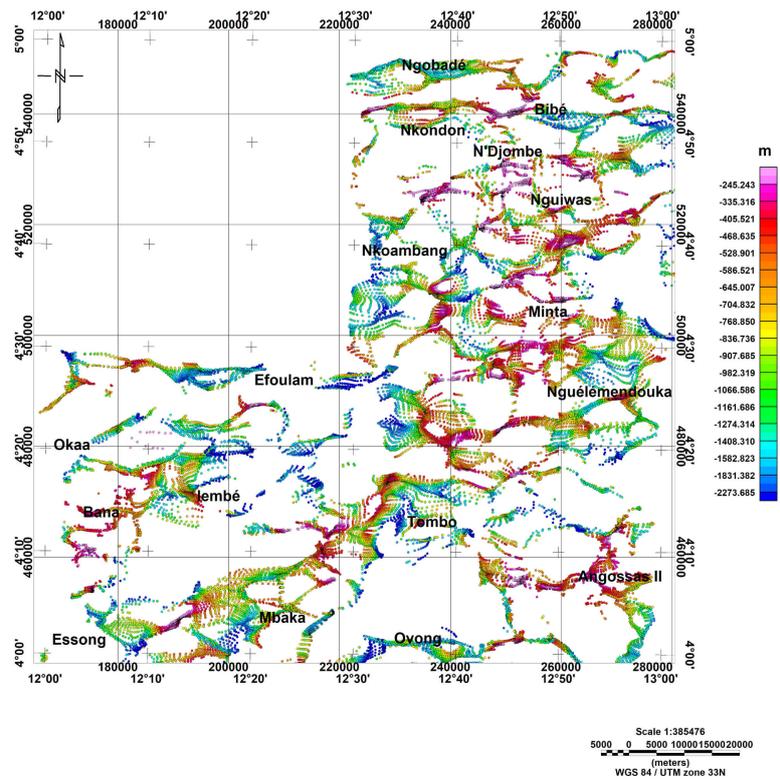


Figure 3. Euler's solution of TMI residual $N = 1$, $T = 15\%$, $W = 10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ (Mono et al., 2018a).

4. Materials and Methods

4.1. Aeromagnetic Data

The key component of this study involved image enhancement of existing aeromagnetic datasets acquired by the company SURVAIR (contractor) for the CIDA (client) in 1970. Aeromagnetic surveys were flown with a flight height of 235 m and a nominal flight line spacing of 750 m in direction N°135. After correction of the measurements for the temporal variations of the magnetic field, the total magnetic intensity (TMI) anomaly was deduced by subtracting the theoretical geomagnetic field or IGRF (International Geomagnetic Reference Field) at each station. The TMI anomaly data were then upward continued to a height of a mean clearance of 1 km before they were merged into a unified digital grid, which has a cell size of 0.01 degree (i.e. 1.1 km). The reduction to the Equator method is applied. In this case, the magnetic field and magnetization will be horizontal as most of the magnetized sources. The Geosoft package software V 8.4 was used to reduce the field to equator (RTE) transformation of an anomaly in the Fourier domain. The inclination and declination angles of the ambient field were taken as -15.92° and -5.73° respectively, at the date of January 1970 according to International Geomagnetic Reference Field (IGRF) model referenced to the World Geodetic System 1984 ellipsoid. The aeromagnetic data were geo-referenced to the Universal Transverse Mercator (UTM) coordinate system for comparative study with geological map of the area. A grid cell size of 250×250 m was used, which is one-third (1/3) of the survey or flight line spacing, so as to avoid short-wavelength errors that may appear as lines perpendicular to the line direction. The TMI map (**Figure 4**) is characterized by high magnetic anomalies of ENE-WSW trending direction (Mono et al., 2018a). This configuration may be attributed to relatively deep-seated low relief basement structures. The TMI grid data were then transformed using the reduction to the equator (RTE) filter (**Figure 5**), instead of the reduction to the pole (RTP) filter, since the study area is located within the low magnetic latitudes (i.e. areas with geomagnetic inclination less than 15) where a satisfactory reduction to the pole (RTP) of magnetic data is not possible.

The RTE map (**Figure 5**) is characterized by a major long wavelength positive anomaly trending NE-SW to E-W. This anomaly extends from Mbaka in the south to Nguélémendouka in the central part and shows the highest amplitude (110 nT) in the south part. This anomaly could also be caused by an intrusion, as gravimetric investigations in the area showed high-density, intrusive-like body at depth (Basseka et al. 2011). We also observe some circular magnetic trends, with magnitudes above 111.60 nT. They are found in the south of N'Djombe along 530,000 m and 520,000 m latitudes. These circular trends with large magnitudes suggest the presence of highly magnetized cylindrical intrusive bodies within the basement.

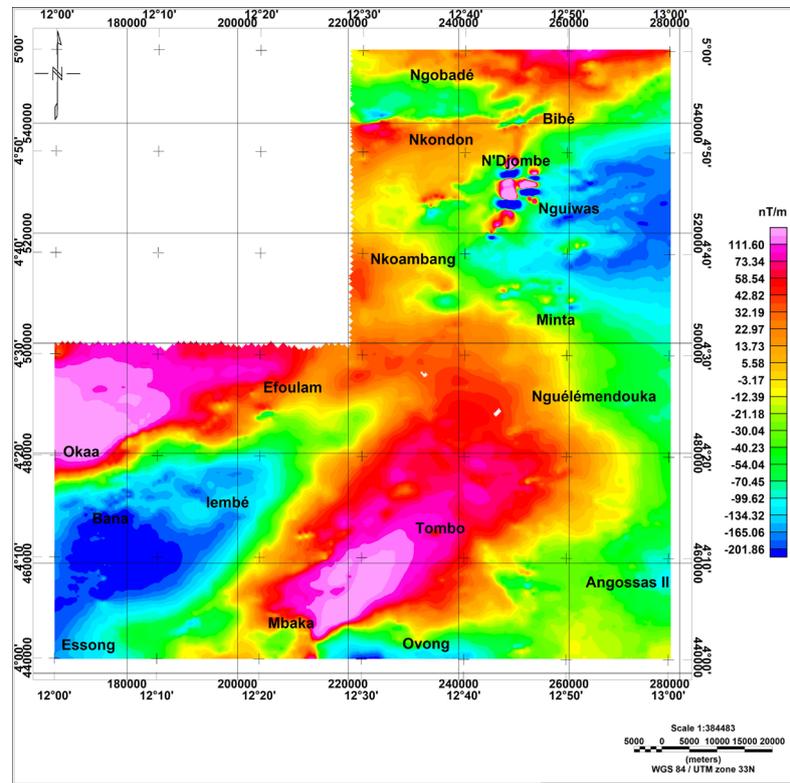


Figure 4. Total magnetic intensity map of the study area.

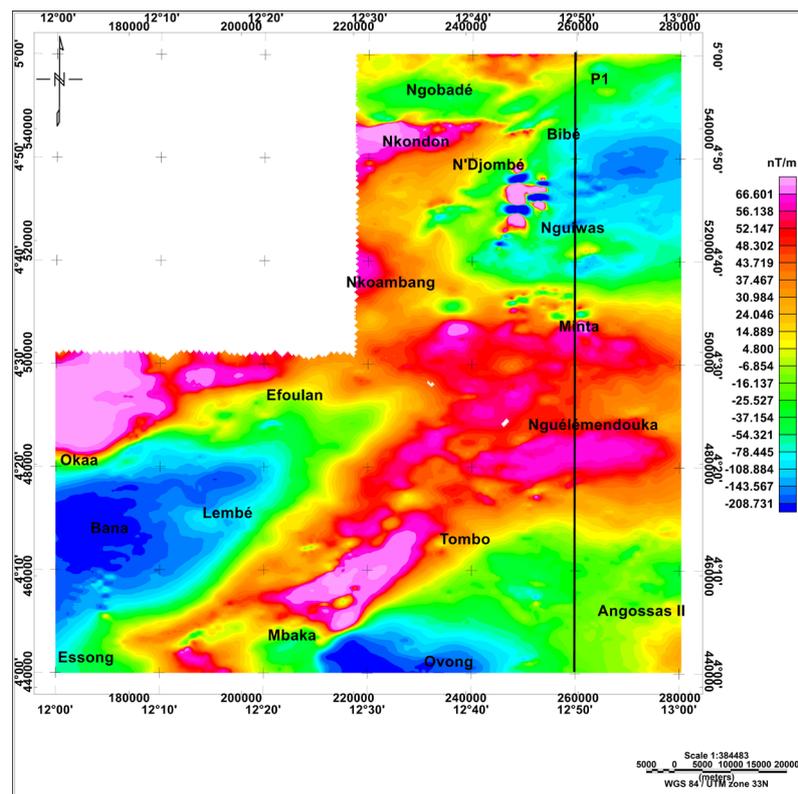


Figure 5. Total magnetic intensity anomaly map reduced to equator. Line P1 corresponds to the profile selected for modeling.

4.2. Methods

4.2.1. First Vertical Derivative

The vertical gradient allows, in the absence of intra-sedimentary heterogeneities, to recognize the upper and lower parts of the basement. The interest of map conversions from the magnetic or gravimetric field to a vertical gradient (or first vertical derivative) has long been recognized (Evjen 1936); calculation methods have been proposed and illustrated by Aynard (1953), Baranov (1957) and many others. In order to highlight the shallow lithologies, it is necessary to calculate a new transformation of the anomaly map. This transformation must mitigate or even eliminate the regional component that distorts and sometimes masks the relationships between the geology of a shallow basement and the shape of the anomalies. It is obtained by calculating the vertical gradient ($\partial M/\partial z$), where M is the magnetic anomaly. This transformation plays a role of amplifier for the high frequencies that is to say for the anomalies of small extension, at least in one of the directions. It is therefore indicated to highlight areas where the basement is close to the surface or deeper and superficial accidents of the base, small lateral extensions, which may continue over great distances.

4.2.2. Upward Continuation

The amplitude of a magnetic field above a source varies with altitude as an exponential function of the wavelength. This relationship can be easily exploited with Fourier fast transform filters to recalculate the field at a higher altitude (“upward continuation”). A potential field measured on a given observation plane at a constant height can be recalculated as if the observations were made on a different plane at a higher altitude. As described by Milligan & Gunn, 1997, the process has a frequency response of $e^{-h(u^2+v^2)}$ (where h is the elevation). This means that the upward continuation attenuates the high frequency anomalies with respect to the low frequency anomalies and according to Blakely (1996), the shorter the wavelength, the greater the attenuation. The process can be useful for removing the effects of shallow anomalies when details of deeper anomalies are required.

4.2.3. Power Spectrum Transformation

The method of radial average power spectrum is used to determine the depths of volcanic intrusions, depths of the basement complex and the subsurface geological structures. The fast Fourier transformation (FFT) was applied on the RTE aeromagnetic survey data to calculate the energy spectrum. As a result, a two-dimensional power spectrum curve was obtained. Based on the appearance of the spectrum, (i.e. change in the slope of the spectrum curve), the slopes of the segments yield estimates of the average depths to magnetic sources.

The depth of each source ensemble responsible for each segment was calculated by introducing the slope of this segment in the formula:

$$H(\text{depth}) = -\frac{\text{slope}}{4\pi}$$

4.2.4. Modelling 2.75D

Geophysical modelling is a powerful tool for proposing a hypothesis on the geometry of the bodies responsible for magnetic anomalies in depth. It allows seeing in section in a detailed way how the different units are superimposed. Model 2.75D calculates the magnetic anomalies induced by geometric objects according to their shape, their depth and the petrophysical characteristics attributed to them. The magnetic effect generated by these objects is calculated and compared to the measured signals. These objects are then interpreted as geological bodies. However, if no external information comes to constrain the model, there is theoretically an infinity of models that can explain an anomaly. For this reason, it is essential to inject into the model the maximum amount of information to obtain as constrained models as possible. The constraints can be of various natures: structural, lithological, elements of geometry, depth or petrophysical characteristics assigned to a body. This is why the lithological maps are a valuable anchor for the realization of model 2.75D profiles according to realistic hypotheses. These maps constrain the structures and lithologies expected in depth. In addition to these maps, petrophysical characteristics determined in the field constrain the magnetic susceptibility values attributed to the modelled bodies.

5. Results and Discussion

5.1. The First Vertical Derivative

The vertical derivative is a so-called focusing transformation that favors the high frequencies contained in the initial data. The following advantages result: it increases the separating power that is to say, it makes it possible to separate the close and coalescent anomalies; it favors the effect of superficial sources to the detriment of deep sources and regional effects. **Figure 6** is the result of this technique. This map highlights the anomalies of variable size, shape and amplitude. The boundaries between the different geological units are generally more noticeable. We can clearly distinguish anomalies of linear and pseudo-circular shapes characterized by amplitude values ranging between -0.051 and $+0.042$ nT.

This map shows more restricted and highly individualized anomalies that were almost invisible on the maps of anomalies of the total magnetic field and total magnetic field reduced to the equator. This situation is highlighted north and south of the study area. In Nguibas and north-east of Nguibas, numerous sub-horizontal orientation anomalies and ENE-WSW emerged. The disappearance of the large positive and negative anomalies on the maps of anomalies of the total magnetic field and RTE magnetic confirms that they are related to deep structures. The presence of strong pseudo-circular anomalies of N'Djombe-Nguibas confirms that they are associated with superficial sources.

In Mbaka, we encounter the same phenomenon, in the centre of the map, there is always a large area of positive anomaly EW and NE-SW as on RTE magnetic map, to the only difference that it is interrupted by negative anomalies

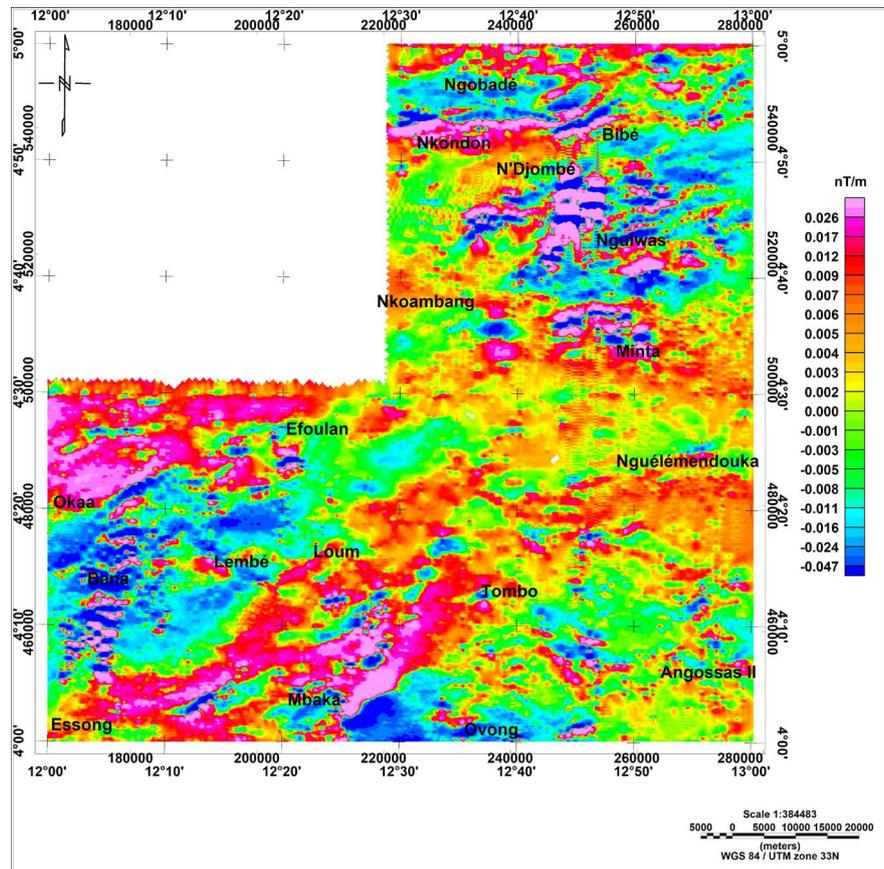


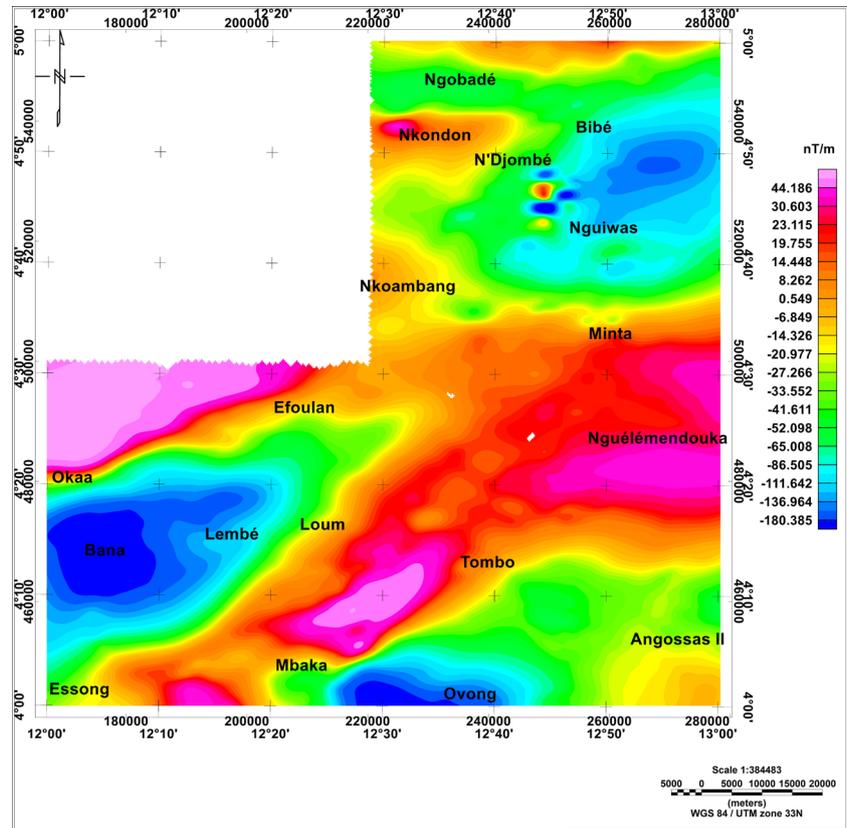
Figure 6. First vertical derivative map.

of varied amplitude, of fine and elongated form of shallow sources. The vertical gradient clearly shows the contrast between strongly magnetized and non-magnetic regions. These strongly magnetic zones are bordered by zones with vertical gradients reduced to the negative equator. This organization of magnetic anomalies is a normal sign of the vertical gradient and should not be interpreted in terms of lithological variation. The greater the amplitude of the negative peripheral zones, the more the structure they surround is limited downwards. This particular magnetic structuring thus provides information on the thickness of the magnetized structures that are appreciated. This is particularly visible in Ngobadé, Bibé, Nguiwas and Ovong.

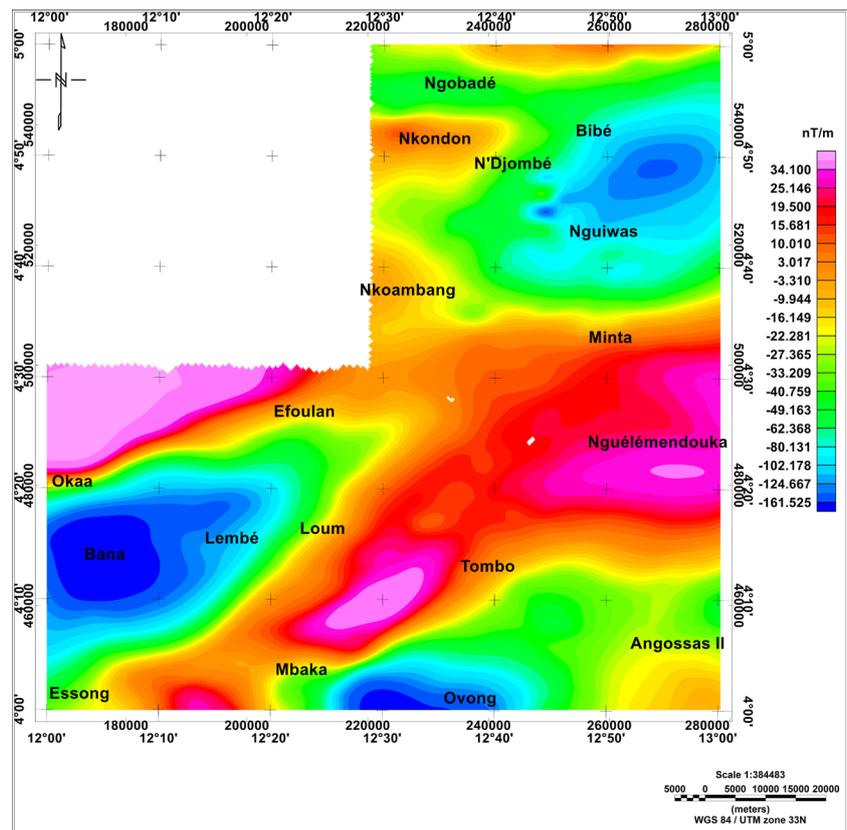
5.2. Upward Continued Maps

The upward continuation is equivalent to filtering of the high frequencies of the field associated with the effects of the superficial magnetic structures, to show only the effects of the deep structures.

Figure 7 presents the magnetic field anomaly maps reduced to the equator of the study area, continued respectively to 1 km, 2 km and 4 km altitudes. The general observation of the downwardly continued equator magnetic field anomaly maps shows that as the prolongation altitude increases, the localized anomalies are strongly attenuated and fade away. Larger wavelength anomalies are



(a)



(b)

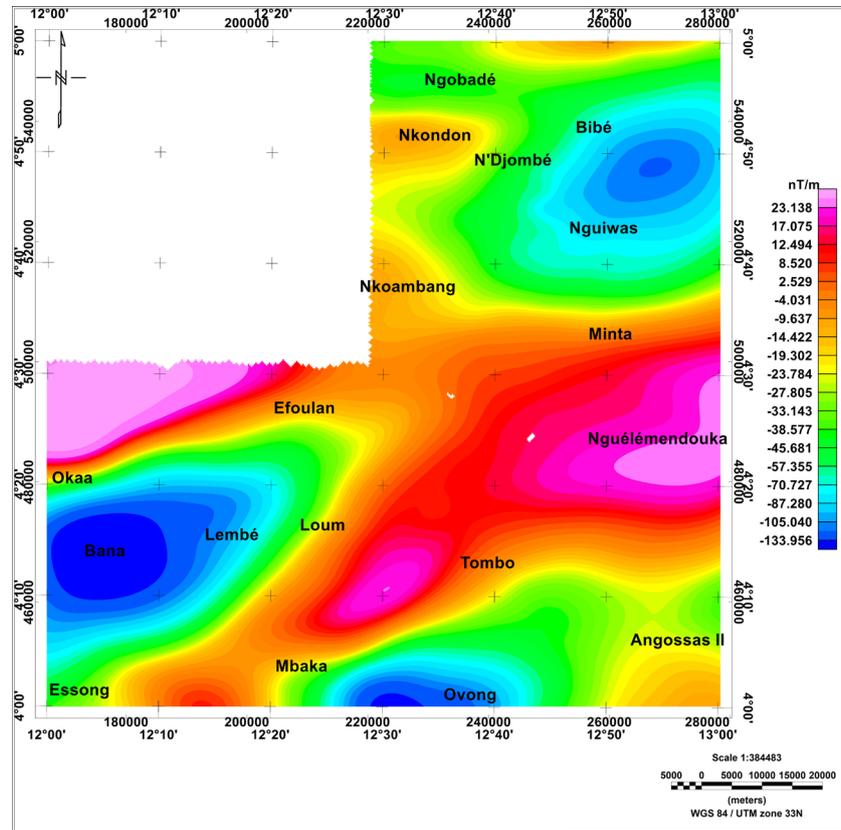


Figure 7. Upward continued map at: (a) 1 km; (b) 2 km (c) 4 km.

smoothed. The different orientations of the anomalies are almost the same as those found on the map of anomalies reduced to the equator. We observe that:

- the positive anomaly of Ngobadé is still marked on the extended map at 1 km, it fades over the extended map at 2 km and 4 km suggesting a shallow source for this anomaly;
- Nkondon's positive anomaly fades over the extended map at 1 km, 2 km and 4 km suggesting a shallow source for this anomaly;
- The positive and negative, well-individualized circular anomalies of N'Djombé-Nguiwas fade considerably over the extended map at 1 km and disappear completely at altitudes of 2 km and 4 km. This is because these sources of anomalies are superficial;
- the two large negative anomalies of Bana and the one located in the north-east of the study area, as well as that of Ovong (less extensive), persist on the extended map at 1 km, 2 km and 4 km which suggest that they are related to root causes;
- the large positive anomaly in the center of the area is gaining in volume and the one located north of Oka'a has hardly changed shape as the prolongation altitude increases, suggesting a deep origin for these anomalies.

In a general way, the upward continued makes it possible to affirm that the effect of the superficial structures is masked by the effect of the deep structures,

this can be due to the small thickness of the superficial structures which does not allow to cause significant changes to the magnetic field.

5.3. Analysis of Power Spectrum Transformation

The power spectrum map was computed using Geosoft/Oasis Montaj V8.5 software. The calculated radially-averaged power spectrum for the RTE magnetic map is shown in (Figure 8). It could be divided into three segments. A very steep part (red segment) is in the frequency range of 0.0 to 0.1 cycle/km which represents the long wavelengths that are deep sources component. The slope of this segment reflects the maximum depth which equals 12,000 m (Figure 8) and probably represents the Curie point depth. A less steep part (blue segment) lies in the frequency range 0.1 to 0.9 cycle/km which represents the short wavelengths that is called shallow sources component. Its slope relates to the mean depths of shallow sources which represent the minimum depth to basement complex and found to be 2500 m (Figure 8). The third segment, which possesses frequencies exceeding 0.9 cycle/km, represents the noise component.

5.4. Magnetic Lineaments Map

The results of the recent work done by Mono et al. (2018b) namely, the superposition of the maxima of the horizontal gradient coupled with the upward extension at different altitudes on the one hand and the deconvolution of Euler on the other hand allowed us to obtain the map of the lineaments (Figure 9) of the study area by simple tracing on the local maxima obtained from the two complementary methods. The solutions resulting from these two methods made it

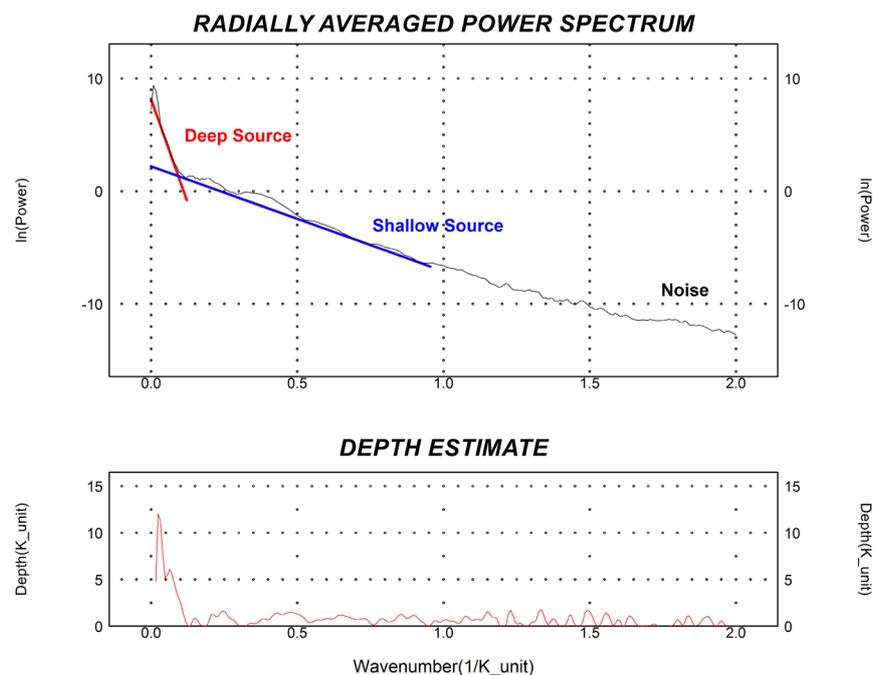


Figure 8. Power spectrum showing the mean depth to the basement rock in the study area.

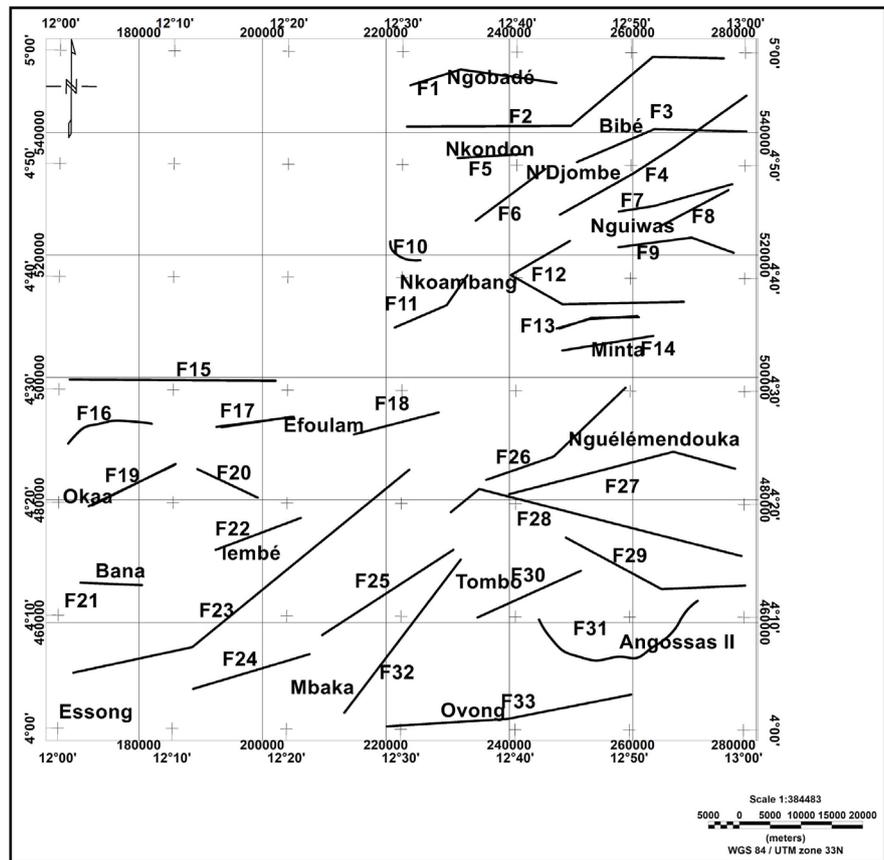


Figure 9. Magnetic lineaments map of the area study.

possible to characterize the faults (Table 1) thus reflecting in a general way the structural and tectonic aspect of the area of study.

The map in Figure 9 summarizes the main tectonic events characterizing the subsoil of the study area. These accidents are interpreted as dykes, faults, contacts or boundaries between geological formations. Their directions are respectively E-W, ENE-WSW, NE-SW, WNW-ESE and NW-SE. The installation of these corridors testifies the tectonic events of the region (Regnault, 1986, Meying et al., 2009, Ndougssa et al., 2014).

An analysis of the magnetic lineaments map of the study area from the structural and tectonic point of view indicates that the study area is strongly affected by faults, fault folds and dykes along the directions mentioned above. Here, some sets of faults and folds follow the predominant structural trends E-W and ENE-WSW, which are two major axes inherited from the different tectonic events occurring in this region. From the tectonic point of view, the different trends highlighted on the interpretive structural map suggest that the area has been subjected to significant regional tectonic stress.

5.5. Magnetic Lineaments Superimposed on Magnetic Anomalies

The superimposition of the maps of the lineaments on the RTE magnetic map (Figure 10) shows that the lineaments generally follow the directions of the

Table 1. Directions and characteristics of the main faults identified.

N° Faults	Dip	Average depth
F1	Vertical	900 m
F2	Vertical	800 m
F3	North-west	900 m
F4	Vertical	240 m
F5	Vertical	190 m
F6	Vertical	260 m
F7	Vertical	200 m
F8	Vertical	900 m
F9	North-south	350 m
F10	Vertical	1800 m
F11	Vertical	1500 m
F12	Vertical	210 m
F13	Vertical	200 m
F14	Vertical	240 m
F15	Vertical	1400 m
F16	Vertical	700 m
F17	North-west	1800 m
F18	Vertical	2200 m
F19	Vertical	900 m
F20	Vertical	2300 m
F21	Vertical	300 m
F22	Vertical	1800 m
F23	Vertical	800 m
F24	Vertical	1500 m
F25	South-west	700 m
F26	Vertical	400 m
F27	Vertical	700 m
F28	North-west	800 m
F29	Vertical	1400 m
F30	Vertical	1000 m
F31	Vertical	200 m
F32	Vertical	1500 m
F33	South-west	1100 m

different gradients highlighted on RTE magnetic map. It also appears that all areas strongly magnetized or not, are affected by regional tectonics.

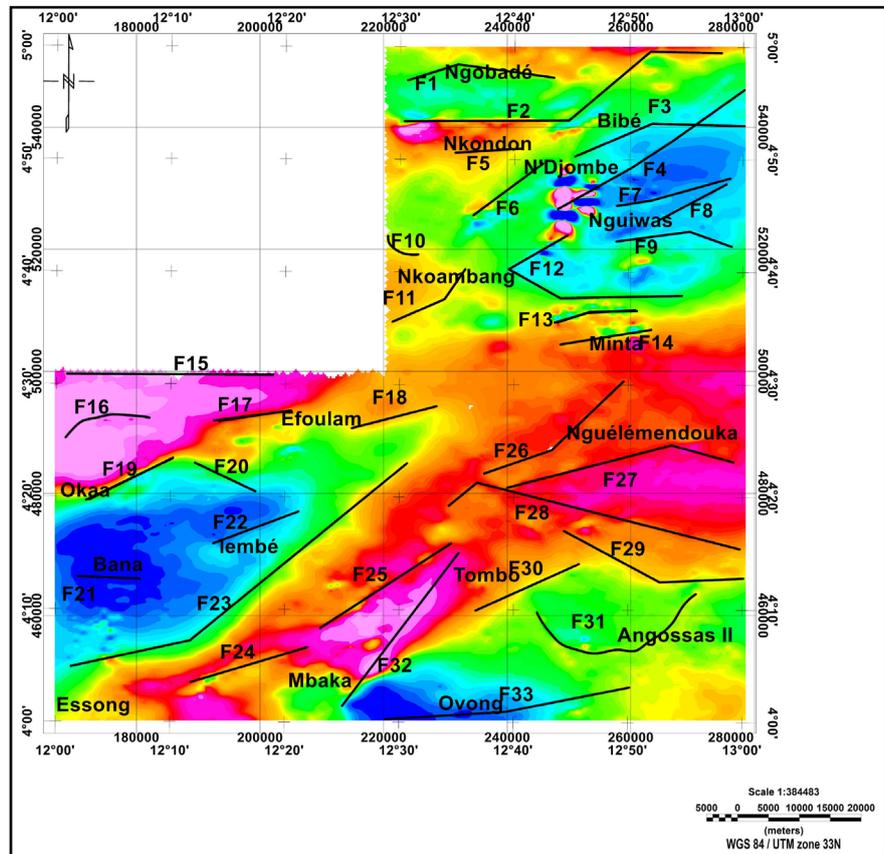


Figure 10. Map of magnetic lineaments superimposed on RTE magnetic map.

5.6. Magnetic Lineaments and Geology

The map of the magnetic lineaments was superimposed on the geological map to obtain the interpretative structural map of the region (Figure 11). This map summarizes the main boundaries between areas with a high magnetic susceptibility contrast under the ground and several of these limits correspond to tectonic accidents. It confirms and specifies the layout of brittle structures resulting from previous geological and geophysical studies and highlights new accidents not detected by geological studies. These accidents are organized as follows:

1) The E-W direction is that of the oldest faults of the Pan-African Chain. It is one of the major trends in the region. The E-W directional faults are centred north of the study area on migmatite and gneiss formations: they are F1, F5, F13, F14, F15, F21 and F17 faults that can reach 1700 m depth.

2) These main accidents associated with trans-African lineaments of Central Africa constitute a bundle of major structures generally brittle. At the regional scale, they determine a vast tectonic corridor oriented substantially E-W of some 5000 km long. These structures are generally underlined by Precambrian mylonites and materialized from southern Cameroon to central Sudan, the North Equatorial orogenic zone, of pan-African age bordering, in the north, the Craton of the Congo. The significance of these faults is closely related to the geodynamic evolution of the Pan African chain of Central Africa (Mbom-abane, 1997).

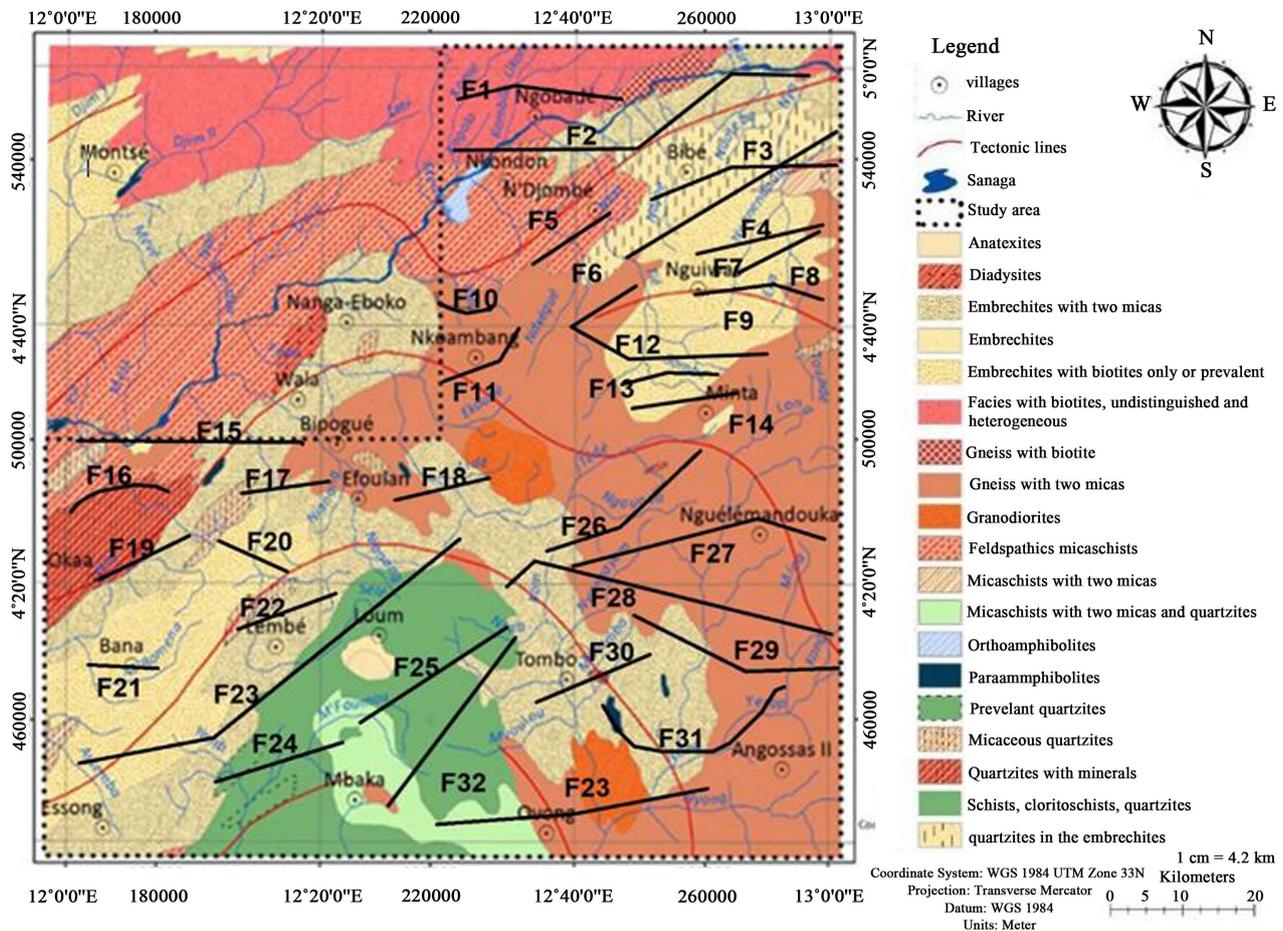


Figure 11. Structural interpretative geological map of the area.

3) In the study area, the ENE-WSW fault bundle is represented by 17 different faults, most of them normal.

4) The F27 fault, which is more than 37 km long, is located on the anatexites at about 800 m depth. Its orientation is approximately ENE-WSW and twists to point WNW-ESE. It is south-southeast convex and vertical dip.

5) We observe the ENE-WSW faults associated with F4, F7, F8, F9, F11, F18, F19, F22, F24, F30, and F33 of variable depths. These very extensive accidents have extensions that vary between 20 and 50 km and depths can reach 2400 m.

6) The ENE-WSW direction is associated with structural deformations under the craton (Feumoe, 2012). The presence in the study area of ENE-WSW management accidents could be related to the presence of Craton under the study area.

7) NE-SW accidents represented by faults F4, F6, F25, F26 and F32. These faults are minor with depths up to 1500 m.

8) The faults represented by F20 and F29 are minor accidents. They are NW-SE direction for the F20 fault and the F29 fault for NW-SE then E-W. Their depth is respectively around 2300 m and 1400 m.

9) The F28 fault, which outcrops for 50 km, is oriented WNW-ESE and twists

to orient itself NE-SW. This accident is north-westerly and is vertically dipping, with a depth of approximately 800 m.

10) The shape of F10, F16 and F31 suggests intrusions or diapirs in the basement of the study area.

5.7. Modelling

GM-SYS is the program used in our work for the modelling of magnetic sources. GM-SYS is a module of the software Oasis Montaj V8.4 (Geosoft), it is based on a direct calculation model. The methods used by GM-SYS to calculate the magnetic model response are based on the methods of Talwani et al. (1959) and Talwani & Heirtzler (1964) and make use of the algorithms described in Won & Bevis (1987). Two-and-a-half dimensional calculations are based on Rasmussen & Pedersen (1979). This program makes it possible to model the geometry as well as the physical parameters of blocks located in depth, in an interactive way. The model is done along profiles intersecting the data grids.

In direction S-N, the profile P1 has a length of 11,000.05 m and comprises 100 experimental points (Figure 12). Distances are given in m, 0 m corresponding to the southern end of the section. This profile has its origin in the south of the study area in the locality of Angossas II and crosses the localities of Nguélémdouka, Minta, Nguiwas and Bibé. Its northern end is located in the area of Bibé.

The profile of the magnetic anomaly has a long wavelength of variable intensity between 52,348 m and 117,160 m (Figure 12) whose maximum reaches an intensity of 44.77 nT. Two large zones of negative anomalies are also observed along P1, one located between 0 and 27,371 m with a negative intensity peak of -44.12 nT and the other located between 61,822 m and 107,000 m with a Negative peak intensity of -192.32 nT at 79232 m. Interpretations of geophysical and geological sections are commented from south to north.

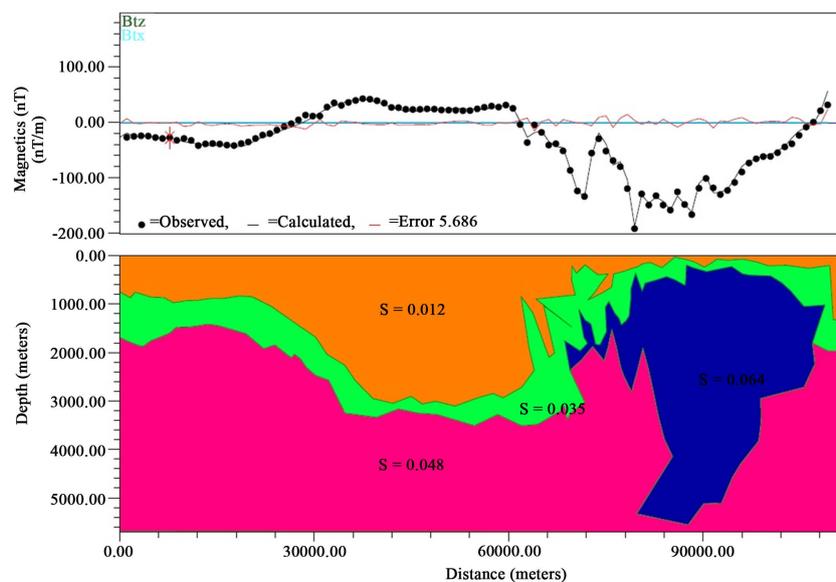


Figure 12. Modelling along profile P1.

A careful analysis of this profile shows an excellent fit between observed and calculated anomalies with an acceptable error of 5.68 (**Figure 12**). The profile also crosses from the surface to the subsoil three successive geological units of respective susceptibility 0.012 SI, 0.035 SI and 0.048 SI. However, we note the presence of a body of high magnetic susceptibility with a value of 0.064 SI located at a depth of 207 m with an extension of 40,163 m. Starting from the ranges and average values of the magnetic susceptibilities of the rocks given by the scientific literature and by taking into account the geological context of the study area marked by a large fault system, such a contrast is due to an intrusion in the crust of a large body of high susceptibility.

The first geological formation of average susceptibility 0.012 SI goes from the surface to a depth of 3125 m. The second geological unit is at a minimum depth of 67 m and its upper interface is at a depth of between 3505.26 m and 67 m. The third formation represents the base, its average susceptibility is 0.048 SI, indicating that it is granite.

6. Conclusion

The interpretation of magnetic anomalies in central-eastern Cameroon (Loum-Minta) from aeromagnetic data was made by the use of several operators: the reduction at the equator, which allowed to have a magnetic recognition of the region; then, the first vertical derivative, the upward extension, the spectral analysis and the $2D^{3/4}$ modeling which facilitated the analysis of the behavior of the various anomalies as well as their interpretation. In the same way, the development of an interpretive structural map allowed to have a regional overview of the extensions, orientations and characteristics of the lineaments. The upward extension at various altitudes enabled us to confirm that the effect of the superficial sources is masked by that of the deep sources given the weak correlation between the map of anomalies of the total magnetic field reduced to the equator and the geological map of the region. The spectral analysis allowed estimating the depths of the sources of superficial and deep magnetic anomalies. They are 2500 m and 12000 m respectively. The $2D^{3/4}$ model has made it possible to obtain the geometry of the structures responsible of the anomalies observed along a profile. We note the presence of a body of high magnetic susceptibility with a value of 0.064 SI located at a depth of 207 m. The structural map of the area has identified a large number of lineaments whose regional characteristics, orientations and extensions were previously unknown.

Acknowledgements

The authors are grateful to the reviewers and the readership for their kind help in making the manuscript clearer, more correct and mature for publication.

Conflicts of Interest

The authors declare that there is no conflict of interest regarding the publication of this paper.

References

- Aynard, C. (1953). An Attempt to Interpret the Gravimetric Map of the Northern Part of the Moroccan Basin of Ghareb. Maps of the Residual Anomaly and First Vertical Derivative. *Geophysical Prospecting*, *1*, 279-289. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1953.tb01148.x>
- Baranov, V. (1957). A New Method for Interpretation of Aeromagnetic Map: Pseudogravimetric Anomalies. *Geophysics*, *22*, 359-383. <https://doi.org/10.1190/1.1438369>
- Basseka, C. A., Shandini, Y., & Tadjou, J. M. (2011). Subsurface Structural Mapping Using Gravity Data of the Northern Edge of the Congo Craton, South Cameroon. *Geofizika*, *28*, 229-245.
- Blakely, R. J. (1996). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications* (441 p.). Cambridge: Cambridge University Press.
- Evjen, H. M. (1936). The Place of the Vertical Gradient in Gravitational Interpretations. *Geophysics*, *1*, 127-136. <https://doi.org/10.1190/1.1437067>
- Feybesse, J. L., Johan, V., triboulet, C., Guerrot, C., Mayaga-mikolo, F., Bouchot, V., & Eko n'dong, J. (1998). The West Central Africa Belts: A Model of 2.5-2.0 Ga Accretion and Two-Phase Orogenic Evolution. *Precambrian Research*, *87*, 161-216. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(97\)00053-3](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(97)00053-3)
- Kwekam, M., Liégeois, J.-P., Njonfang, E., Affaton, P., Hartmann, G., & Tchoua, F. (2010). Nature, Origin and Significance of the Fomopéa Pan-African High-K Calc-Alkaline Plutonic Complex in the Central African Fold Belt (Cameroon). *Journal African Earth Sciences*, *57*, 79-95. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2009.07.012>
- Maurizot, P., Abessolo, A., Feybesse, J. L., Johan, J., & Lecomte, P. (1986). *Mining Study and Prospecting of South-West Cameroon, Synthesis of Work from 1978 to 1985, 1986* (274 p.). BRGM, Report 85 CMR 066.
- Mbom-Abane, S. (1997). *Geophysical Investigation on the Edge of the Craton Congo Region of Abong-Mbang/Akonolinga, Cameroon and Structural Implications*. PhD Thesis, Yaoundé: University of Yaoundé I.
- Meying, A., NdougsaMbarga, T., & Manguelle-Dicoum, E. (2009). Evidence of Fractures from the Image of the Subsurface in the Akonolinga-Ayos Area Cameroon by Combining the Classical and the Bostick Approaches in the Interpretation of Audiomagnetotelluric Data. *Journal of Geology and Mining Research*, *18*, 159-171.
- Milligan, P. R., & Gunn, P. J. (1997). Enhancement and Presentation of Airborne Geophysical. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, *17*, 63-75.
- Mono, J. A., Ndougsa-Mbarga, T., Bikoro Bi-Alou, M., Ngoh, J. D., & Owono, O. U. (2018). Inferring the Subsurface Basement Depth and the Contact Locations from Aeromagnetic Data over Loum-Minta Area (Centre-East Cameroon). *International Journal of Geosciences*, *9*, 869-887. <https://doi.org/10.4236/ijg.2018.97028>
- Mono, J. A., Ndougsa-Mbarga, T., Meying, A., Bikoro Bi-Alou, M., Ngoh, J. D., & Owono, O. U. (2018b). Evidence by Multi-Scale Analysis of Structural Features Derived from Aeromagnetic Anomalies in Loum-Minta (Centre-East Cameroon). *Arabian Journal of Geosciences*. (Under Review)
- Mvondo, H., Den-Brok, S. W. J., & Mvondo-Ondoa, J. (2003). Evidence for Symmetric Extension and Exhumation of the Yaoundé Nappe (Pan-African Fold Belt, Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, *36*, 215-231. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(03\)00017-4](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(03)00017-4)
- Mvondo, H., Owona, S., Mvondo-Ondoa, J., Essono, J., & Yene-Atangana, J. Q. (2007). Comment on U-Pb Dating of Plutonic Rocks Involved in the Nappe Tectonic in

- Southern Cameroon: Consequence for the Pan-African Orogenic Evolution of the Central African Fold Belt. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 479-493.
- Ndougssa-Mbarga, T., Meying, A., Bisso, D., Sharma, K. K., Layu, D. Y., & Manguelle-Dicoum, E. (2011). Audiomagnetotelluric (AMT) Soundings Based on the Bostick Approach and Evidence of Tectonic Features along the Northern Edge of the Congo Craton, in the Messamena/Abong-Mbang. *The Journal of Indian Geophysical Union*, 15, 145-159.
- Ndougssa-Mbarga, T., YufenyiuLayu, D., Quentin Yene-Atangana, J., & Tabod, C. (2014). Delineation of the Northern Limit of the Congo Craton Based on Spectral Analysis and 2.5 D Modeling of Aeromagnetic Data in the Akonlinga-Mbama Area, Cameroon. *Geofísicainternacional*, 53, 5-16. [https://doi.org/10.1016/S0016-7169\(14\)71486-2](https://doi.org/10.1016/S0016-7169(14)71486-2)
- Owona, S. (2008). *Archaeoan, Eburnean and Pan-African Features and Relationships in Their Junction Zone in the South of Yaoundé (Cameroon)* (232 p.). PhD Thesis, Douala: University of Douala.
- Poidevin, J. L. (1983). *Pan-African Tectonics at the Northern Congo Craton Boundary. The Orogeny of the "Oubanguide"*.
- Rasmussen, R., & Pedersen, L. B. (1979). End Corrections in Potential Field Modeling. *Geophysical Prospecting*, 27, 749-760. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1979.tb00994.x>
- Regnault, J. M. (1986). *Geological Synthesis of Cameroon* (119 p.). Yaoundé: Ministry of Mines, Water and Energy, Direction of Mines and Geology.
- Shandini, N. Y., Tadjou, J. M., Tabod, C. T., & Fairhead, J. D. (2010). Gravity Data Interpretation in the Northern Edge of the Congo Craton, South-Cameroon. *Anuário do Instituto de Geociências*, 33, 73-82.
- Tadjou, J. M., Nouayou, R., Kamguia, J., Kande, H. L., & 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.
- Talwani, M., & Heirtzler, J. R. (1964). Computation of Magnetic Anomalies Caused by Two Dimensional Bodies of Arbitrary Shape. In G. A. Parks (Ed.), *Computers in the Mineral Industries, Part 1* (pp. 464-480). Stanford Univ. Publ., Geological Sciences 9.
- Talwani, M., Worzel, J. L., & Landisman, M. (1959). Rapid Gravity Computations for Two Dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. *Journal Geophysical Research*, 64, 49-59. <https://doi.org/10.1029/JZ064i001p00049>
- Vicat, J. P. (1998). Geological Sketch of Cameroon, GEOCAM 1/1998. *University Presses of Yaoundé*, 1, 3-11.